

---

# Metamorphe Entwicklung des nördlichen und östlichen Randes des Kongo-Kratons in paläoproterozoischer und panafrikanischer Zeit

---

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
an der Mathematisch–Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian–Albrechts–Universität  
zu Kiel

vorgelegt von  
Denny Loose



Kiel 2007



---

# Metamorphe Entwicklung des nördlichen und östlichen Randes des Kongo-Kratons in paläoproterozoischer und panafrikanischer Zeit

---

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
an der Mathematisch–Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Christian–Albrechts–Universität  
zu Kiel

vorgelegt von  
Denny Loose



Kiel 2007

Referent: *Prof. Dr. Volker Schenk*

Korreferentin: *Prof. Dr. Astrid Holzheid*

Tag der mündlichen Prüfung: *27. April 2007*

Zum Druck genehmigt: *Kiel, .....*

Der Dekan

# Erklärung

Hiermit erkläre ich, Denny Loose, dass die vorgelegte Abhandlung, abgesehen von der Beratung durch meinen akademischen Lehrer Professor Dr. Volker Schenk, nach Inhalt und Form meine Arbeit ist und ausschließlich unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel entstanden ist.

Des Weiteren erkläre ich, dass ich weder diese noch eine ähnliche Arbeit an dieser oder einer anderen Hochschule im Rahmen eines Prüfungsverfahrens vorgelegt oder veröffentlicht habe.

Kiel, den .....

.....



# Vorwort

Diese Arbeit besteht aus drei Kapiteln, denen eine allgemeine Einführung und Zusammenfassung vorangestellt ist. Die Kapitel sind so konzipiert, dass sie zwar getrennt voneinander als Artikel publiziert werden können, aber auch eine zusammenhängende Monographie darstellen.

Meinem Doktorvater Prof. Dr. Volker Schenk gebührt mein Dank, da er durch seine Vorlesungen und Kurse mein Interesse an der metamorphen Petrologie geweckt hat. Während der letzten Jahre stand er mir, sowohl bei der Finanzierung des Projektes, der Geländearbeit oder der Interpretation von Labordaten mit Rat und Tat zur Seite. Somit hat er einen großen Anteil daran, dass die vorliegende Arbeit zustande gekommen ist. Diese Arbeit entstand im Rahmen des von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanzierten Projektes Sche 265/14-1.

Für die Unterstützung bei den ICP-MS-Analysen danke ich Dieter Garbe-Schönberg, seinem Team und Timm John. Peter Appel half bei den Monazitdatierungen und deren Auswertung. Ganz besonders möchte ich mich bei Frau Weinkauff und Frau Mader für die Hilfe bei der Mineral- und Röntgenfluoreszenzanalytik und bei Herrn Fehler für die zahlreichen, von ihm angefertigten Dünnschliffe bedanken. Die SHRIMP-II-Zirkondatierungen wurden mit freundlicher Genehmigung von Prof. S. Sergeev am Center of Isotopic Research des All-Russian Geological Research Institute in Sankt Petersburg durchgeführt.

Für die Unterstützung während des Geländeaufenthaltes in Uganda danke ich dem Department of Geology der Makerere Universität in Kampala und hier ganz besonders Andreas Schumann und John V. Tiberindwa für die sehr gute Zusammenarbeit. Die Arbeit in Kamerun wäre ohne die Unterstützung durch Joseph Penaye und S. Felix Toteu vom Institut de Recherches Géologiques et Minières in Garoua nicht möglich gewesen.

Aber ohne die Unterstützung und Hilfe meiner Kommilitonen und Freunde wäre diese Arbeit nicht zu dem geworden, was sie jetzt ist. Hierfür danke ich Niels Jöns, Nadine Wittig, Christoph Beier und François van der Straaten. Einen besonderen Dank spreche ich aber Heike Wegner aus, die mir seit vielen Jahren eine sehr gute Freundin ist, die mir auch in schwierigen Zeiten immer zur Seite stand und auf deren Hilfe und Rat ich mich immer verlassen konnte.

Meinen Eltern und meiner Schwester danke ich dafür, dass sie einfach jederzeit für mich da waren und sind.





# Inhaltsverzeichnis

Abbildungsverzeichnis	xiii
Tabellenverzeichnis	xv
Einleitung und Zusammenfassung	xvii
Introduction and abstract	xix
<b>1 Paläoproterozoische Suturzone in Zentralafrika, Kamerun</b>	<b>1</b>
1.1 Zusammenfassung	1
1.2 Einleitung	2
1.3 Geologie	3
1.4 Petrographie und Mineralchemie	4
1.4.1 Eklogite und Metabasite der inneren Einheit des Nyong-Komplexes	4
1.4.2 Metabasite der äußeren Einheit des Nyong-Komplexes	6
1.5 Geothermobarometrie und $P$ - $T$ -Entwicklung	9
1.5.1 Eklogite und Metabasite der inneren Einheit des Nyong-Komplexes	9
1.5.2 Metabasite der äußeren Einheit des Nyong-Komplexes	9
1.6 Geochemie	11
1.7 Geochronologie	13
1.8 Ergebnis und Diskussion	13
1.9 Danksagung	15
Literaturverzeichnis	15
<b>2 Panafrikanische Metamorphose in Kamerun</b>	<b>21</b>
2.1 Zusammenfassung	21
2.2 Einleitung	22
2.3 Geologie	24
2.4 Untersuchungsgebiete	26
2.5 Analytische Methoden	27
2.6 Petrographie und Mineralchemie	28
2.6.1 Ntem-Komplex des Kongo-Kratons	28
2.6.2 Paläoproterozoisches Grundgebirge des CAFB: das Yandia-Gebiet	31
2.6.3 Neoproterozoische Deckschichten des CAFB: die Yaoundé-Decken	36

2.7	Geothermobarometrie und $P$ - $T$ -Pfade . . . . .	41
2.7.1	Ntem-Komplex . . . . .	42
2.7.2	CAFB . . . . .	45
2.8	Geochronologie . . . . .	51
2.8.1	Monazitchemie und chemische Altersbestimmung . . . . .	51
2.8.2	Isotopische Zirkondatierung . . . . .	55
2.9	Ergebnis und Diskussion . . . . .	57
2.10	Danksagung . . . . .	59
	Literaturverzeichnis . . . . .	59
<b>3</b>	<b>Panafrikanische UHT-Metamorphose und Magmatismus in Ostuganda</b>	<b>67</b>
3.1	Zusammenfassung . . . . .	67
3.2	Einleitung . . . . .	68
3.3	Geologie . . . . .	71
3.4	Analytische Methoden . . . . .	72
3.5	Petrographie und Mineralchemie . . . . .	73
3.5.1	UHT-Granulite der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills . . . . .	73
3.5.2	Dekompressionsgranulite des Kalapata-Gebietes . . . . .	88
3.5.3	Metasedimente der Karasuk-Gruppe . . . . .	91
3.6	Reaktionsgeschichte . . . . .	92
3.6.1	Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills . . . . .	92
3.6.2	Dekompressionsgranulite des Kalapata-Gebietes . . . . .	98
3.6.3	Metasedimente der Karasuk-Gruppe . . . . .	98
3.7	Geothermobarometrie der Metamorphose . . . . .	99
3.7.1	UHT-Granulite der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills . . . . .	99
3.7.2	Dekompressionsgranulite des Kalapata-Gebietes . . . . .	103
3.8	Panafrikanischer Magmatismus . . . . .	104
3.8.1	Geochemie der granitoiden Alkalifeldspataugengneise . . . . .	105
3.8.2	Thermometrie der granitoiden Alkalifeldspataugengneise . . . . .	109
3.9	Geochronologie . . . . .	111
3.9.1	Monazitchemie und chemische Altersbestimmung . . . . .	111
3.9.2	Isotopische Zirkondatierung metamorpher und magmatischer Ereignisse . . . . .	118
3.9.3	Interpretation der geochronologischen Daten . . . . .	123
3.10	Geodynamisches Regime und Schlussfolgerung . . . . .	126
3.11	Danksagung . . . . .	128
	Literaturverzeichnis . . . . .	129
<b>A</b>	<b>Paläoproterozoische Suturzone in Zentralafrika, Kamerun</b>	<b>137</b>
<b>B</b>	<b>Panafrikanische Metamorphose in Kamerun</b>	<b>139</b>

C Panafrikanische UHT-Metamorphose und Magmatismus in Ostuganda 143

Curriculum vitae 165



# Abbildungsverzeichnis

1.1	Afrikanische Kratone . . . . .	2
1.2	Geologische Karte Südkameruns und zirkum-südatlantischer Provinzen . .	3
1.3	Mineraltexturen in Eklogiten und isobar abgekühlten Metabasiten . . . . .	5
1.4	Chemische Charakterisierung von eklogitfazielltem Granat und Klinopyroxen	6
1.5	$P$ - $T$ -Diagramm für Eklogite und Metabasite des Nyong-Komplexes . . . . .	10
1.6	$SEE$ - und $(La/Sm)_N$ vs. $Nb/La$ -Diagramme für basische Gesteine . . . . .	11
1.7	$U$ - $Pb$ -Konkordiadiagramm für eklogitfaziellen Zirkon . . . . .	14
2.1	Geologische Karte von Kamerun . . . . .	22
2.2	Reaktionstexturen in Gesteinen des Ntem-Komplexes . . . . .	30
2.3	Reaktionstexturen in Gesteinen des CAFB . . . . .	35
2.4	Chemische Granatzonierungsprofile . . . . .	36
2.5	Biotitchemie . . . . .	39
2.6	$P$ - $T$ -Diagramm für Gesteine des archaischen Ntem-Komplexes . . . . .	44
2.7	$P$ - $T$ -Diagramm für Gesteine des paläoproterozoischen Grundgebirges . . .	46
2.8	$P$ - $T$ -Diagramm für Gesteine der neoproterozoischen Yaoundé-Decken II und III . . . . .	50
2.9	Rückstreuелеktronenbilder von Monazit . . . . .	52
2.10	$PbO$ vs. $ThO_2$ -Isochronendiagramm für Monazit . . . . .	54
2.11	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon . . . . .	57
2.12	$U$ - $Pb$ -Konkordiadiagramm für Zirkon des CAFB und des Kongo-Kratons .	58
3.1	Rekonstruktion Gondwanas und geologische Karte Ugandas . . . . .	69
3.2	Geologische Karte Ostugandas . . . . .	70
3.3	Gesteine Ostugandas . . . . .	71
3.4	Mineralparagenesen granulitfazieller Metapelite der Labwor Hills . . . . .	75
3.5	Reaktionstexturen in UHT-Metapeliten der Labwor Hills . . . . .	77
3.6	Reaktionstexturen in UHT-Metapeliten der Labwor Hills . . . . .	78
3.7	Reaktionstexturen in UHT-Metapeliten der Labwor Hills . . . . .	79
3.8	Reaktionstexturen in UHT-Metapeliten der Labwor Hills . . . . .	80
3.9	Zusammensetzungsdiagramme für Granat, Orthopyroxen, Sapphirin, Biotit	81
3.10	Reaktionstexturen in Metabasiten und Augengneisen . . . . .	87
3.11	Reaktionstexturen in Metapeliten und Metabasiten des Kalapata-Gebietes	91
3.12	Zusammensetzungsdiagramme für Granat aus dem Kalapata-Gebiet . . . . .	92

3.13	Petrogenetische Netze für das KFMASH-System . . . . .	94
3.14	Feldspatthermometrie . . . . .	101
3.15	$P$ - $T$ -Diagramm für UHT-Granulite der Labwor Hills . . . . .	102
3.16	$P$ - $T$ -Diagramm für Dekompressionsgranulite des Kalapata-Gebietes . . . . .	103
3.17	Geochemie der granitoiden Alkalifeldspataugengneise . . . . .	106
3.18	Harker-Diagramme für granitoide Alkalifeldspataugengneise . . . . .	107
3.19	Geochemie der granitoiden Alkalifeldspataugengneise . . . . .	109
3.20	$Zr$ -Sättigungs- und Pigeonitthermometrie der Augengneise . . . . .	110
3.21	BSE-Bilder von Monazit eines UHT-Metapelites . . . . .	114
3.22	Zusammensetzungsdiagramme für Monazit eines UHT-Metapelites . . . . .	115
3.23	Ergebnisse der chemischen $Th$ - $U$ -gesamt $Pb$ -Monazitdatierung . . . . .	116
3.23	Ergebnisse der chemischen $Th$ - $U$ -gesamt $Pb$ -Monazitdatierung . . . . .	117
3.24	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon . . . . .	119
3.25	$U$ - $Pb$ -Konkordiadiagramm für Zirkon von Metapeliten und Augengneisen . . . . .	120
3.25	$U$ - $Pb$ -Konkordiadiagramm für Zirkon der Augengneise . . . . .	121
3.26	$U$ - $Pb$ -Konkordiadiagramm für Zirkon des Kalapata-Gebietes . . . . .	122
3.27	Karte der Altersverteilung in Ostuganda . . . . .	125
3.28	Tektonisches Model für Ostuganda . . . . .	128
A.1	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus Eklogiten . . . . .	138
C.1	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem UHT-Metapelit . . . . .	152
C.2	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Augengneis . . . . .	152
C.3	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Augengneis . . . . .	153
C.4	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Augengneis . . . . .	153
C.5	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Augengneis . . . . .	154
C.6	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Augengneis . . . . .	154
C.7	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Augengneis . . . . .	155
C.8	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Augengneis . . . . .	155
C.9	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Augengneis . . . . .	156
C.10	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Augengneis . . . . .	156
C.11	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Augengneis . . . . .	157
C.12	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Metapelit . . . . .	157
C.13	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Metapelit . . . . .	158
C.14	Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem Charnockit . . . . .	158

# Tabellenverzeichnis

1.1	Mineralanalysen eklogitischer/metabasischer Gesteine des Nyong-Komplexes	7
1.2	Mineralanalysen eklogitischer/metabasischer Gesteine des Nyong-Komplexes	8
1.3	<i>P-T</i> -Daten für Gesteine des Nyong-Komplexes . . . . .	10
1.4	Geochemie eklogitischer/metabasischer Gesteine des Nyong-Komplexes . .	12
1.5	Ergebnisse der SHRIMP-II-Zirkonmessung . . . . .	14
2.1	Mineralparagenesen metapelitischer Gesteine und aluminiumreicher Leukogneise des CAFB . . . . .	29
2.2	Mineralanalysen aluminiumreicher Leukogneise des Ntem-Komplexes . . .	32
2.3	Mineralanalysen mafischer Gesteine des Ntem-Komplexes . . . . .	33
2.4	Mineralanalysen metapelitischer Gesteine aus dem CAFB . . . . .	37
2.5	Mineralanalysen mafischer Gesteine aus dem CAFB . . . . .	38
2.6	Mineralanalysen metapelitischer und mafischer Gesteine aus dem CAFB . .	40
2.7	<i>P-T</i> -Daten für Gesteine des Ntem-Komplexes und des CAFB . . . . .	43
2.8	Daten der GIBBS-Berechnung . . . . .	47
2.9	Monazitchemie . . . . .	53
2.10	Ergebnisse der SHRIMP-II-Zirkonmessung . . . . .	56
3.1	Mineralparagenesen der Metapelite der Labwor Hills . . . . .	74
3.2	Mineralanalysen metapelitischer Gesteine der Labwor Hills . . . . .	83
3.3	Mineralanalysen metapelitischer Gesteine der Labwor Hills . . . . .	84
3.4	Mineralanalysen der Augengneise der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills . . . . .	89
3.5	Mineralanalysen metapelitischer Gesteine des Kalapata-Gebietes . . . . .	90
3.6	Zusammensetzung ternärer Feldspäte und daraus abgeleitete Temperaturen	100
3.7	Geochemische Analysen granitoider Augengneise . . . . .	108
3.8	Zusammensetzung und Entmischungstemperaturen invertierten Pigeonits .	111
3.9	Monazitchemie . . . . .	113
3.10	Zusammenfassung der Altersbestimmungsdaten . . . . .	124
A.1	Aufschlusskoordinaten für Proben des Nyong-Komplexes . . . . .	138
B.1	Aufschlusskoordinaten für Proben des Ntem-Komplexes und CAFB . . . .	140

---

C.1	Mineralanalysen metapelitischer Gesteine der Labwor Hills . . . . .	144
C.2	Mineralanalysen metapelitischer Gesteine der Labwor Hills . . . . .	145
C.3	Mineralanalysen der Augengneise der Labwor Hills und Rom Mountains . .	146
C.4	Mineralanalysen der Augengneise der Labwor Hills und Rom Mountains . .	147
C.5	Mineralanalysen metapelitischer Gesteine des Kalapata-Gebietes . . . . .	148
C.6	Ergebnisse der GASP-Barometrie . . . . .	149
C.7	Ergebnisse konventioneller Geothermobarometrie . . . . .	150
C.8	Ergebnisse der Optimalthermometrie ( <i>avPT</i> ) . . . . .	151
C.9	Ergebnisse der SHRIMP-II-Zirkonmessung . . . . .	159
C.10	Aufschlusskoordinaten für Proben aus Ostuganda . . . . .	163



# Einleitung und Zusammenfassung

Im Laufe der Erdgeschichte kam es immer wieder zur Kollision kontinentaler Blöcke und infolgedessen gelegentlich zur Bildung von Großkontinenten. Diese großen Landmassen hatten immensen Einfluss sowohl auf die Erdmanteldynamik und den Vulkanismus als auch auf das Klima der Erde (Eiszeiten, 'Snowball Earth'). Ein Einfluss all dieser Prozesse auf die Entwicklung des Lebens ist wahrscheinlich. So ist der Übergang vom Proterozoikum zum Phanerozoikum nicht nur durch die Bildung von Gondwana, eines der wohl am besten bekannten Großkontinente, gekennzeichnet, sondern auch durch die sprunghafte Entwicklung des Lebens, von vorwiegend einzelligen Organismen zu komplex aufgebauten Vielzellern. Der Kollision kontinentaler Blöcke geht die Schließung eines ozeanischen Beckens und damit unter Umständen Subduktion ozeanischer Lithosphäre voraus. Die dabei entstehenden, möglicherweise heute an der Erdoberfläche aufgeschlossenen, eklogitfaziellen Gesteine können dann die Lage der ehemaligen Suturzone anzeigen. Granulitfazielle Gesteine ermöglichen über die Rekonstruktion von Druck-Temperatur-Pfaden das Studium geodynamischer Prozesse innerhalb der Kruste und ermöglichen es so, Kollisionszonen zu erkennen. Die in eklogitfaziellen und granulitfaziellen Gesteinen enthaltenen petrologischen Informationen erlauben es, plattentektonische Prozesse am ehemaligen Kratonrand zu untersuchen und deren zeitlichen Verlauf zu rekonstruieren.

Den zentralen Teil Gondwanas stellte der Kongo-Kraton dar, um welchen sich ein Großteil der heutigen kontinentalen Landmassen anordnete. Der Kongo-Kraton ist umgeben von zahlreichen Gebirgsgürteln, deren Entstehung auf Kontinentkollisionen bei der Gondwanabildung zurückzuführen ist. Dabei führte die Kollision des Westafrika-Kratons und des Sahara-Metakratons mit dem Kongo-Kraton zur Bildung des ost-west-verlaufenden Zentralafrikanischen Orogens am Nordrand des Kongo-Kratons. Dieses Orogen lässt sich von Uganda durch die Zentralafrikanische Republik und Kamerun bis nach Brasilien verfolgen. Durch Kollision von Blöcken Westgondwanas (u. a. des Kongo-Kratons) und Ostgondwanas (u. a. des Dharwar-Kratons Indiens), nach vorheriger Subduktion des Moçambique-Ozeans, bildete sich während der panafrikanischen Orogenese (vor ca. 630 bis 500 Ma) eines der größten Gebirge der Erde: das von Arabien über Ostafrika bis in die Antarktis reichende Ostafrikanische Orogen. Trotz der Größe und der zentralen Lage dieser beiden genannten Orogene in Gondwana, sind noch viele Fragen bezüglich deren Bildung unbeantwortet. So sind aufgrund des Fehlens von Hochdruck-/Niedertemperaturgesteinen die Lage der Suturzonen und die Zeitpunkte von Subduktion und Kollision nicht bekannt. Dieses gilt insbesondere für das Zentralafrikanische Orogen, für welches bis heute nur wenige Daten über Charakter und den zeitlichen Verlauf der tektonometamorphen Ereignisse vorliegen.

Aber auch für das Ostafrikanische Orogen, und hier im Speziellen für den im Bereich von Uganda liegenden Teil, sind nur wenige Daten zum Verlauf der Orogenese verfügbar.

Diese Arbeit untersucht die tektonometamorphe Entwicklung dreier Gebiete am Nord- und Ostrand des Kongo-Kratons in Kamerun und Uganda. Diese sind sowohl durch (1) Subduktion ozeanischer Lithosphäre, (2) Kollision kontinentaler Blöcke bzw. (3) Magmenintrusionen und daraus resultierender Ultrahochtemperaturmetamorphose gekennzeichnet. Die in der vorliegenden Arbeit bearbeiteten Gesteinsproben wurden sowohl petrographisch, mineralchemisch mit der Elektronenstrahlröntgenmikrosonde als auch geochemisch auf ihre Hauptelement- (RFA) und Spurenelementgehalte (ICP-MS) untersucht. Reaktionstexturen und geothermobarometrische Berechnungen ermöglichten die Rekonstruktion von metamorphen Druck-Temperatur-Pfaden. Zur zeitlichen Einordnung magmatischer und metamorpher Ereignisse wurden für Zirkon isotopische  $U-Pb$ -Datierungen an der SHRIMP-II und für Monazit chemische *in situ*  $Th-U$ -gesamt  $Pb$ -Datierungen mit der Elektronenstrahlröntgenmikrosonde durchgeführt. Die gewonnenen Ergebnisse ermöglichen es, Rückschlüsse auf die geodynamische Entwicklung des Randes des Kongo-Kratons im Paläoproterozoikum und zur Zeit der Gondwanabildung im Neoproterozoikum zu ziehen.

Das **erste Kapitel** beschreibt Eklogite, die auf der Suche nach Belegen für eine Sutur am Nordwestrand des Kongo-Kratons in Kamerun gefunden wurden. Geochemische Analysen zeigen, dass es sich bei diesen Gesteinen um ehemaligen, an Mittelozeanischen Rücken gebildeten Ozeanboden handelt. Jedoch repräsentieren die Eklogite nicht eine panafrikanische Sutur zwischen dem Kongo- und dem Westafrika-Kraton, sondern eine paläoproterozoische Sutur zwischen dem São Francisco-Kraton Südamerikas und dem Kongo-Kraton. Damit sind die kamerunischen Eklogite die weltweit zweitältesten überlieferten Subduktionszongesteine und damit ein weiterer Hinweis auf das Einsetzen der ‘modernen’ Plattentektonik bereits vor mehr als zwei Milliarden Jahren.

Das **zweite Kapitel** beschäftigt sich mit der metamorphen Entwicklung des ost-westverlaufenden Zentralafrikanischen Orogens in Kamerun. Für dieses wurde bisher sowohl eine paläoproterozoische, als auch eine panafrikanische Metamorphose angenommen. Es kann jedoch gezeigt werden, dass es sich nur um ein Metamorphoseereignis zur panafrikanischen Zeit handelt, welches über weite Teile des Zentralafrikanischen Orogens in Kamerun gleiche Charakteristika zeigt. Dieses im zentralen Bereich Gondwanas gelegene Gebirge ist durch krustenverdickende Prozesse und Deckentektonik zur Zeit der Orogenese vor ca. 630 bis 600 Ma gekennzeichnet. Das postulierte paläoproterozoische Metamorphosealter kann nicht bestätigt werden. Vermutlich handelt es sich hierbei um ein magmatisches Bildungsalter von Zirkon.

Das **dritte Kapitel** stellt die polymetamorphe Entwicklung des Ostrandes des Kongo-Kratons in Uganda vor. Zum einen handelt es sich um eine Ultrahochtemperaturmetamorphose mit entgegen dem Uhrzeigersinn verlaufenden Druck-Temperatur-Pfad, die durch die Intrusion großer Mengen granitoider Magmen im Zeitraum von ca. 700 bis 630 Ma hervorgerufen wurde. Im Anschluss hieran kommt es im Zeitraum von ca. 630 bis 615 Ma zu einem krustenverdickenden Ereignis, dessen Ursache in der Kollision kontinentaler Fragmente West- und Ostgondwanas und der damit verbundenen Bildung des Ostafrikanischen Orogens gesehen wird.

# Introduction and abstract

The collision of continental blocks was an important process throughout the Earth's history. Fairly regular, this led to the formation of supercontinents. Such huge landmasses had great impact not just on the dynamics of the Earth's mantle and the volcanism, but also on the climate (ice-ages, 'Snowball Earth' events). In turn, an influence of these processes on the evolution of life is highly likely. The transition from the Proterozoic to the Phanerozoic is not only famous for the formation of the possibly best-known supercontinent Gondwana, but also for the rapid evolution of life, from simple single-celled to complex multi-cellular organisms.

The closure of oceanic basins and subduction of oceanic lithosphere is preceding the collision of continental blocks. This process led to the formation of eclogitic rocks which might be exposed nowadays on the surface and thus mark the position of suture zones. Investigation of granulite-facies rocks can give information on geodynamic processes within the crust by the deduction of pressure-temperature paths and thus help to recognise continental collision zones. The eclogite- and granulite-facies rocks might contain petrological information which in turn allows to decipher plate tectonic processes at the former border of the craton and to determine the time of collision.

The Congo Craton is situated in a central position within Gondwana. In Neoproterozoic times, it was surrounded by nearly all recent continents. The collision of the West-Africa Craton and the Sahara Metacraton with the Congo Craton led to the formation of the east-west trending Central African Fold Belt at the northern border of the Congo Craton. This fold belt stretches from Uganda, the Central African Republic and Cameroon into Brazil. During the Pan-African orogeny (c. 500–630 Ma) one of the largest orogens of the Earth, the East African Orogen, was formed after subduction of the Mozambique ocean due to collision of continental fragments belonging either to West Gondwana (e. g. Congo Craton) or East Gondwana (e. g. Dharwar Craton of India). The East African Orogen extends from Arabia through East Africa into Antarctica. Despite the great dimension and the central position of both orogens within Gondwana, many aspects concerning their formation are still under debate. The position of suture zones and the timing of subduction and collision are not known due to lack of high-pressure/low-temperature rocks. Especially for the Central African Fold Belt only little information for only small areas is available to decipher the tectonometamorphic evolution and thus the conditions of the formation of the belt. The Ugandan part of the East African Orogen is not intensively studied as well. This work studied the tectonometamorphic evolution of three areas at the northern and eastern border of the Congo Craton in Cameroon and Uganda. These areas are charac-

terised by (1) subduction of oceanic lithosphere, (2) collision of continental blocks and (3) intrusion induced ultrahigh-temperature metamorphism respectively.

The rock samples were petrographically examined and the mineral chemistry was determined using an electron microprobe. Furthermore, geochemical analyses were performed by means of XRF (major elements) and ICP-MS (trace elements) techniques. Reaction textures and geothermobarometric calculations helped to reconstruct metamorphic pressure-temperature-paths. The geochronology of magmatic and metamorphic events were determined from isotopic  $U-Pb$  zircon dating with the SHRIMP-II and from chemical  $Th-U$ -total  $Pb$  monazite dating with the electron microprobe. The results allow to reconstruct the geodynamic evolution of the border of the Congo Craton in Palaeoproterozoic and Neoproterozoic times.

The **first chapter** describes up to now unknown eclogites found in Cameroon when looking for the suture zone at the northwestern border of the Congo Craton. Geochemical analyses demonstrate a mid-ocean ridge precursor melt for these eclogites. However, they do not represent a Pan-African suture zone between the West Africa Craton and the Congo Craton, but a Palaeoproterozoic suture between the São Francisco Craton of South America and the Congo Craton. The Cameroonian eclogites are the second oldest subduction zone related eclogites worldwide and thus a further evidence for the onset of modern style plate tectonics at least two billion years ago.

The **second chapter** describes the metamorphic evolution of the east-west trending Central African Fold Belt in Cameroon, for which a Palaeoproterozoic and Pan-African metamorphic event was postulated by former workers. This work demonstrates that only one metamorphic event in Pan-African time is responsible for the formation of the Central African Fold Belt and that large areas of this belt show the same metamorphic characteristics. The belt, which is situated in the central part of Gondwana, is characterised by crustal thickening and nappe tectonics between c. 630 and 600 Ma. The postulated Palaeoproterozoic metamorphism is likely to result from misinterpretation of the magmatic zircon age; an older metamorphism cannot be confirmed here.

The **third chapter** deals with the polymetamorphic evolution of the eastern border of the Congo Craton in Uganda. A first event is an ultrahigh-temperature metamorphism, which is related to the intrusion of large amounts of granitoid magmas between c. 700 and 630 Ma. This period was followed by a second metamorphism which is characterised by crustal thickening between c. 630 and 615 Ma. Most likely, the reason for the second metamorphic event is the collision between continental fragments belonging to West and East Gondwana and the formation of the East African Orogen.

# Kapitel 1

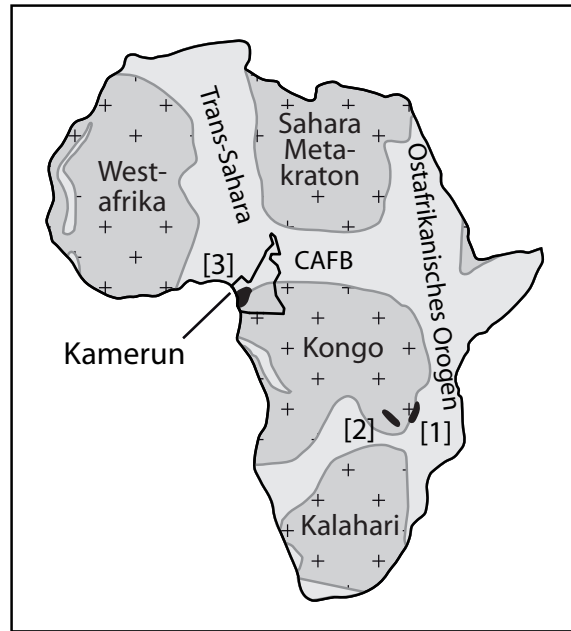
## Hinweis auf eine paläoproterozoische Suturzone zwischen dem São Francisco- und dem Kongo-Kraton: 2.09 Ga alte Eklogite aus Südkamerun

### 1.1 Zusammenfassung

Am Nordwestrand des Kongo-Kratons in Südkamerun treten in einer ca. 100 km weiten Zone des noch reliktsch vorhandenen, paläoproterozoischen Eburnisch-Transamazonischen Gebirgsgürtels Linsen von retrograd überprägten Eklogiten und Metabasiten auf. Die Eklogite und mafischen Gesteine markieren die Lage einer paläoproterozoischen Sutur zwischen dem Kongo- und dem São Francisco-Kraton und zeigen Seltenerd- und Spurenelementmuster, die denen Mittelozeanischer Rückenbasalte ähneln. Dieses deutet auf eine Bildung der Ausgangsschmelzen der Gesteine aus einer verarmten Mantelquelle hin, womit die Eklogite sehr wahrscheinlich aus ehemaliger ozeanischer Kruste gebildet wurden. Aufgrund retrograder Überprägung ist Omphazit nicht mehr in seiner ursprünglichen Zusammensetzung erhalten. Er enthält zahlreiche 'Entmischungen' von Plagioklas. Der noch erhaltene Jadeitgehalt in Omphazit von bis zu 24 Mol% entspricht einem Minimumdruck von 16 kbar bei einer angenommenen Temperatur von ca. 800 °C. Diese Werte deuten auf einen geothermischen Gradienten von weniger als 14 °C/km und eine minimale Subduktionstiefe von 60 km hin. Das Alter der eklogitfaziellen Metamorphose wurde mit Hilfe von *U-Pb* SHRIMP-Zirkondatierungen auf  $2093 \pm 45$  Ma bestimmt. Die Eklogite bilden Linsen in 2.05 Ga alten Charnockiten und Metabasiten mit Granat-Klinopyroxen-Quarz-Koronen zwischen Plagioklas und Orthopyroxen, einer für nahezu isobar abgekühlte Granulite charakteristischen Textur. Diese Gesteine könnten die oberhalb einer Subduktionszone befindliche heiße Platte darstellen, in die die Eklogite tektonisch transportiert wurden. Die kamerunischen Eklogite sind mit einem Alter von 2.09 Ga etwas älter als die Eklogite aus dem Ubendian-Gebirge (ca. 1.86 Ga) und dem Usagaran-Gebirge (2.0 Ga) am südwestlichen und südöstlichen Rand des Tansania-Kratons. Die MORB-ähnliche Chemie all dieser Eklogite deutet darauf hin, dass bereits zu paläoproterozoischer Zeit die ozeanische Lithosphäre

**Abbildung 1.1:** Übersichtskarte von Afrika, welche stabile Kratone (Kreuzsignatur) und die dazwischen liegenden neoproterozoischen Gebirgsgürtel, z. B. den Zentralafrikanischen Gebirgsgürtel (CAFB), zeigt (Kusky *et al.*, 2003).

Durch Eklogite mit MORB-ähnlicher Chemie gekennzeichnete paläoproterozoische Suturzonen treten rund um den Kongo-Kraton in drei Gebirgsgürteln auf: [1] Usagaran-Gebirge (Möller *et al.*, 1995), [2] Ubendian-Gebirge (Schenk *et al.*, 2006) und [3] Eburnisch-Transamazonisches Gebirge (diese Arbeit).

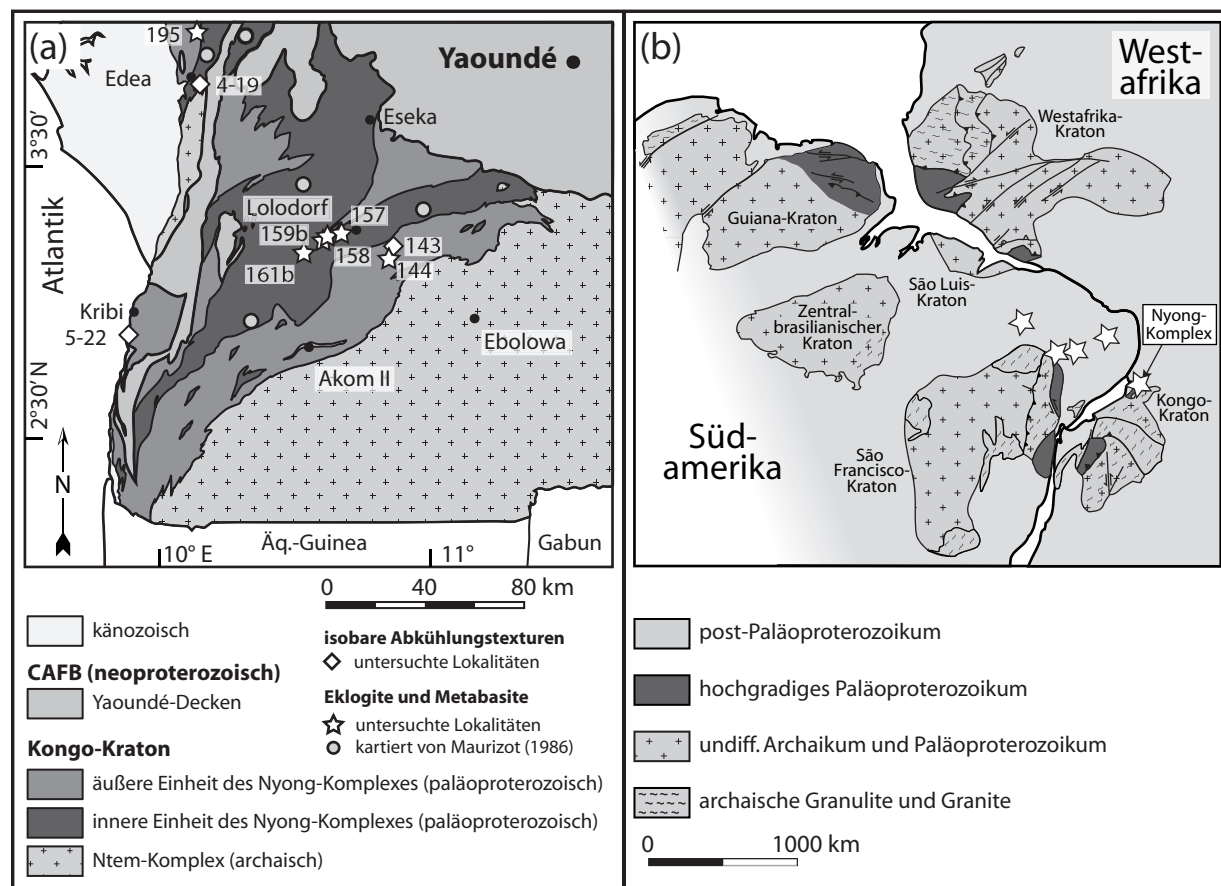


rund um den Kongo-/Tansania-Kraton dick, kalt und rigide genug war, um wie ozeanische Lithosphäre in modernen plattentektonischen Regimen subduziert zu werden.

## 1.2 Einleitung

Vorkommen von Blauschiefern, Eklogiten und Ophioliten in kontinentalen Kollisionszonen gelten als Belege früherer Subduktionszonenprozesse. Ihr Auftreten zeigt die Position von Suturzonen an. Diese Gesteine können geochemische Informationen über das tektonische Regime der Bildung ihrer Ausgangsschmelzen und eventuell Informationen über die metamorphen Druck-Temperatur-Bedingungen ( $P-T$ ) während ihrer Bildung bei der Versenkung enthalten. Diese und andere Daten wurden benutzt, um das Verhalten absinkender, kalter und starrer ozeanischer Lithosphäre zu untersuchen, welches als ein wesentlicher Prozess bei der Bewegung lithosphärischer Platten angesehen wird (Lithgow-Bertelloni & Richards, 1995). Obwohl es subduktionszonenbezogene Gesteine archaischen (Volodichev *et al.*, 2004) und paläoproterozoischen Alters (Möller *et al.*, 1995) gibt, war das seltene Auftreten dieser Gesteine prä-neoproterozoischen Alters und das verstärkte Auftreten seit dem Neoproterozoikum ein Argument dafür, dass moderne Subduktionszonenprozesse möglicherweise erst seit dem Neoproterozoikum ablaufen (Stern, 2005).

Diese Arbeit nutzt petrologische, geochemische und geochronologische Methoden, um eine paläoproterozoische Suturzone zwischen den archaischen Kongo- und São Francisco-Kratonen zu charakterisieren. Zusammen mit dem Auftreten weiterer paläoproterozoischer Eklogite mit MORB-ähnlicher Chemie in Tansania (Abb. 1.1; Möller *et al.*, 1995; Schenk *et al.*, 2006), deuten sie darauf hin, dass es bereits zu dieser Zeit eine ozeanische Lithosphäre um den Kongo-/Tansania-Kraton gab, die subduziert werden konnte.



**Abbildung 1.2:** (a) Die vereinfachte geologische Karte des Arbeitsgebietes in Südkamerun, am Nordwestrand des Kongo-Kratons (nach Maurizot, 1986), zeigt die wichtigsten tektonischen Einheiten. Kreise und Sterne markieren Orte mit eklogitischen und MORB-ähnlichen Gesteinen. Rauten zeigen die Lage von Gesteinen mit isobaren Abkühlungstexturen. (b) Schematische tektonische Karte der paläoproterozoischen zirkum-südantlantischen Provinzen nach Ledru *et al.* (1994). In Kamerun liegt die Suturzone zwischen dem São Francisco- und dem Kongo-Kraton. Sterne markieren die Lage von Eklogiten unbekannter Alters in Brasilien (Beurlen *et al.*, 1992) und von Eklogiten in Kamerun (Nyong-Komplex; diese Arbeit).

## 1.3 Geologie

Die Geologie Südkameruns kann als dreigeteilt beschrieben werden. Westlich und nordwestlich des archaischen Ntem-Komplexes, eines Teiles des Kongo-Kratons, ist der paläoproterozoische Nyong-Komplex zu finden, welcher dem Westzentralafrikanischen Gebirgsgürtel (WCAB; Feybesse *et al.*, 1998; Penaye *et al.*, 2004) zugerechnet wird. Allerdings werden auch der Nyong-Komplex und der Ntem-Komplex (Abb. 1.2a) zusammen als Teil des Kongo-Kratons betrachtet (Toteu *et al.*, 2004). Beide Einheiten sind von Decken des ost-west-verlaufenden Zentralafrikanischen Gebirgsgürtels (CAFb) überschoben worden. Dieser wird als Folge der Kollision des Westafrika-Kratons mit dem vereinten Kongo-

São Francisco-Kraton bei der Bildung von Gondwana in panafrikanischer Zeit gesehen (Abb. 1.2a; Castaing *et al.*, 1994).

Der Ursprung des Nyong-Komplexes wird kontrovers diskutiert. Man sieht ihn als Teil des archaischen Ntem-Komplexes an, der entweder während des Paläozoikums (Feybesse *et al.*, 1998) oder aber während einer panafrikanischen Orogenese überprägt wurde (Lasserre & Soba, 1976; Cahen *et al.*, 1984; Toteu *et al.*, 1990). Andere Interpretationen deuten die Gesteine des Nyong-Komplexes als Plattformablagerungen auf dem archaischen Ntem-Komplex (Toteu *et al.*, 1994). Aufgrund tektonischer Unterschiede wird der Nyong-Komplex in eine innere und eine äußere Einheit unterteilt (Abb. 1.2a; Maurizot, 1986). Er besteht hauptsächlich aus Granuliten, für welche ein Alter von ca. 2.05 Ga bestimmt wurde (Toteu *et al.*, 1994). Diese Granulite werden als ein Produkt der Kollision (Eburnisch-Transamazonische Orogenese) des Kongo-Kratons mit dem São Francisco-Kraton in Brasilien gesehen (Ledru *et al.*, 1994), bei der sich der WCAB bildete. Weitere Relikte dieses paläoproterozoischen Orogens sind weiter südlich in Gabon (Ledru *et al.*, 1989), D.R. Kongo und Angola (Lerouge *et al.*, 2006b), aber auch weiter nördlich im CAFB von Kamerun zu finden (Penaye *et al.*, 1989, 2004). Die Gesteine des Nyong-Komplexes zeigen nicht nur eine paläoproterozoische Metamorphose, sondern auch eine weitere metamorphe Überprägung in panafrikanischer Zeit, welche mit Hilfe von *U-Pb*-Zirkondatierungen an Amphiboliten bestimmt wurde (Toteu *et al.*, 1994).

Die hier beschriebenen Eklogite und Metabasite sind nur an wenigen Orten aufgeschlossen und wurden hauptsächlich in der inneren Einheit des Nyong-Komplexes gefunden (Abb. 1.2a). Ihre Beziehung zu den umgebenen Gesteinen ist aufgrund der wenigen Aufschlüsse, starker Lateritisierung und der Regenwaldvegetation nicht klar zu bestimmen. Vermutlich bilden diese Gesteine Linsen im meter- bis hundertemeter-Bereich. Die äußere Einheit des Nyong-Komplexes ist durch das Auftreten von Metabasiten mit isobaren Abkühlungstexturen und großen Mengen von Hornblende-Biotit-Gneisen gekennzeichnet, die retrograd überprägte Charnockite und Enderbite repräsentieren.

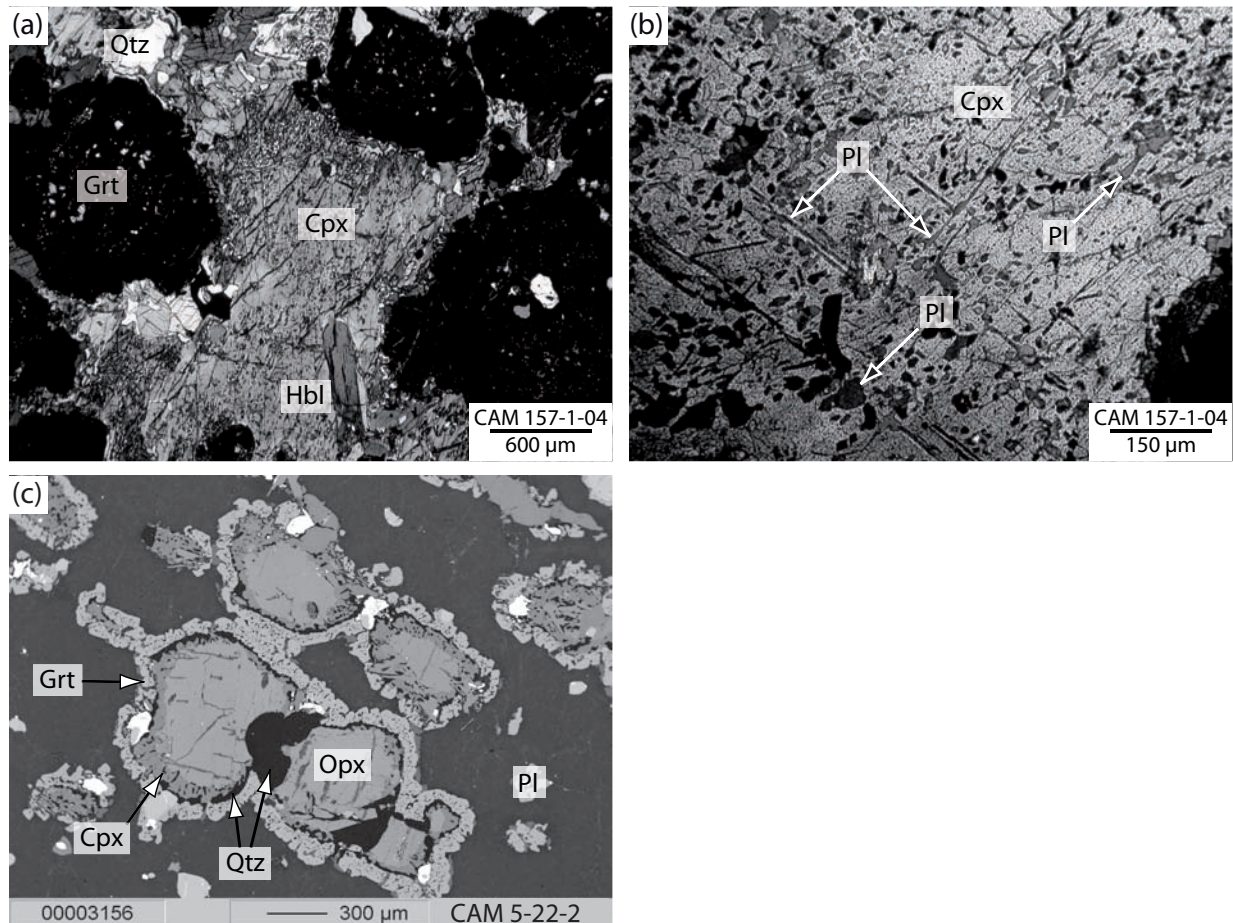
## 1.4 Petrographie und Mineralchemie

### 1.4.1 Eklogite und Metabasite der inneren Einheit des Nyong-Komplexes

Die Eklogite des Nyong-Komplexes sind durch eine porphyroblastische Textur (Abb. 1.3a) und eine starke retrograde Überprägung gekennzeichnet. Die prograde Mineralparagenese dieser Gesteine enthält Granat, omphazitischen Klinopyroxen ( $\text{Cpx}_I$ ), Rutil und Quarz. Retrograde Hornblende deutet auf eine späte Fluidzufuhr hin, während die späte Bildung von Plagioklas auf eine Dekompression nach der Versenkung hinweist. Plagioklas bildet zusammen mit Klinopyroxen ( $\text{Cpx}_{II}$ ) Säume zwischen Granat und Quarz.

Die Granatporphyroblasten sind chemisch stark zonierte, deren Kerne durch ein Plateau im  $X_{Mg}$  ( $=Mg/[Mg+Fe^{2+}] \approx 0.25-0.28$ ) und  $X_{Grs}$  ( $\approx 0.21-0.32$ ; Abb. 1.4a) charakterisiert sind. Während die Werte für das  $X_{Mg}$  zum Rand hin abnehmen, steigt der Grossulargehalt

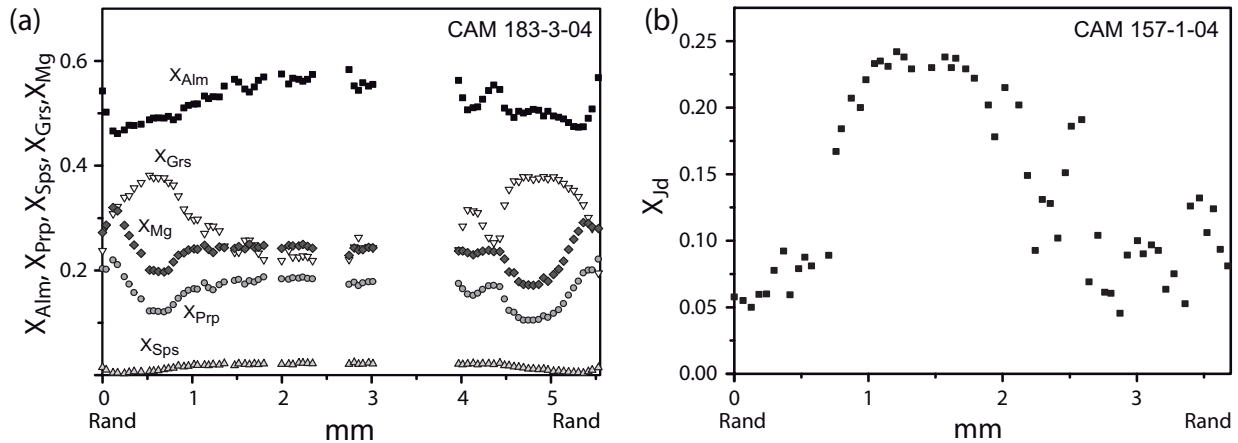




**Abbildung 1.3:** (a) Texturfoto eines Eklogites mit Porphyroblasten von Granat und omphazitischen Klinopyroxen, der (b) kristallographisch orientierte Plagioklasentmischungen zeigt. (c) Rückstreuerelektronenbild eines metabasischen Gesteins aus der äußeren Einheit des Nyong-Komplexes mit Grt-Cpx-Qtz-Koronen um Orthopyroxen, einer auf nahezu isobare Abkühlung hinweisenden Reaktionstextur.

stark an und erreicht sein Maximum mit ca. 40 Mol%. Die äußerste Zone der Granatporphyroblasten ist durch eine Abnahme des Grossulargehaltes und einem gleichzeitigen Anstieg des  $X_{Mg}$  charakterisiert. Ein später retrograder  $Fe-Mg$ -Austausch ist auf die äußeren 120  $\mu m$  der Porphyroblasten beschränkt und wird durch einen starken Anstieg des  $X_{Alm}$  und einer gleichzeitigen Abnahme des  $X_{Mg}$  markiert.

Omphazitischer Klinopyroxen ( $Cpx_I$ ) bildet Porphyroblasten und tritt in seltenen Fällen auch in Form von Einschlüssen in Granat auf. Die Porphyroblasten enthalten zahlreiche, kristallographisch orientierte Lamellen von natriumreichem Plagioklas (Abb. 1.3b). Diese Plagioklaslamellen werden als das Reaktionsprodukt von Quarz mit während der Dekompression aus dem omphazitischen Klinopyroxen entmischter Jadeitkomponente gedeutet. Omphazitischer Klinopyroxen enthält im Kernbereich eine hohe Jadeitkomponente von bis zu 24 Mol% (3.5 Gew.%  $Na_2O$ ), welche randlich auf 5–6 Mol% (0.7 Gew.%  $Na_2O$ ) ab-



**Abbildung 1.4:** (a) Chemisches Profil eines Granatporphyroblasten mit Wachstumszonierung. (b) Chemische Zonierung eines omphazitischen Klinopyroxens mit hohen Jadeitgehalten im Kernbereich, die randlich durch retrograde Überprägung abnehmen.

nimmt (Abb. 1.4b, Tab. 1.1). Variationen des  $Fe-Mg$ -Verhältnisses wurden innerhalb einzelner Körner nicht, jedoch zwischen Klinopyroxen verschiedener Proben ( $X_{Mg} \approx 0.69-0.79$ ) beobachtet. Aufgrund der retrograden Bildung von Plagioklaslamellen im Klinopyroxen, kann der gemessene Jadeitgehalt nicht der ursprüngliche sein, sondern war mit Sicherheit während der höchsten Metamorphosebedingungen höher. Retrograd gebildeter Klinopyroxen (geringer  $Na_2O$ -Gehalt) tritt zusammen mit Plagioklas ( $X_{An} \approx 0.35$ ; Tab. 1.2) in Form von Koronen zwischen Granat und Quarz auf. Diese Textur deutet auf eine Abbaureaktion von Granat während der Heraushebung der Gesteine hin. Auch der Abbau von Granat und Klinopyroxen zu Symplektiten aus Orthopyroxen ( $X_{Mg} \approx 0.55$ ; Tab. 1.1) und calciumreichem Plagioklas ( $X_{An} \approx 0.8$ ; Tab. 1.2) spricht für eine Dekompression.

## 1.4.2 Metabasite der äußeren Einheit des Nyong-Komplexes

Die Metabasite der äußeren Einheit erlebten eine andere metamorphe Entwicklung als die Metabasite der inneren Einheit des Nyong-Komplexes. Die metabasischen Gesteine bestehen aus prograd gebildetem Orthopyroxen ( $X_{Mg} \approx 0.59-0.64$ ), natriumarmem Klinopyroxen ( $X_{Mg} \approx 0.68-0.72$ ,  $X_{Jd} \approx 0.03-0.06$ ), Plagioklas ( $X_{An} \approx 0.34-0.36$ ; Tab. 1.2) und Quarz. Retrograd gebildeter Klinopyroxen ( $Cpx_{II}$ ) ist geringfügig magnesiumreicher ( $X_{Mg} \approx 0.76$ ) im Vergleich zu Klinopyroxen<sub>I</sub>. Spät gebildete Koronen aus Granat, Klinopyroxen<sub>II</sub> und Quarz umschließen Orthopyroxen (Abb. 1.3c) und deuten auf einen nahezu isobar verlaufenden Abkühlungspfad hin. Diese koronenbildende Reaktion wurde nur in der äußeren Einheit des Nyong-Komplexes gefunden.

**Tabelle 1.1:** Repräsentative Mineralanalysen von Granat, Klinopyroxen und Orthopyroxen eklogitischer und metabasischer Gesteine.

Probe	144-2	144-2	157-1	159-1	161-1	144-2	157-1	157-1	157-1	157-1	159-1	161-1	144-2
Phase	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Opx
Nr.	164	166	527	241	399	186	361	363	299	547	269	390	173
<i>SiO<sub>2</sub></i>	38.96	38.54	38.85	38.82	39.32	51.44	52.24	52.74	51.49	52.99	52.77	52.89	51.24
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.06	0.01	0.05	0.03	0.02	0.21	0.32	0.27	0.37	0.12	0.21	0.21	n.d.
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	21.91	21.58	21.53	21.81	21.87	2.97	8.73	7.97	6.70	1.46	2.30	2.36	1.48
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0.00	0.04	0.09	0.07	0.05	0.07	0.01	0.01	0.01	0.00	0.18	0.02	n.d.
<i>FeO</i>	23.83	27.39	22.72	24.98	22.89	9.25	6.00	5.62	7.00	8.88	7.66	7.84	27.14
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.92	0.19	0.65	0.30	0.95	0.00	0.01	n.c.
<i>MgO</i>	6.15	5.43	5.93	6.61	7.02	12.63	10.08	10.46	11.54	12.92	13.72	13.60	18.46
<i>MnO</i>	0.69	1.33	0.60	0.98	0.50	0.16	0.03	0.03	0.07	0.11	0.15	0.18	0.51
<i>CaO</i>	8.86	6.55	9.84	6.93	8.79	21.54	17.98	18.11	20.30	21.54	22.33	22.23	0.52
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.47	3.39	3.41	1.78	0.83	0.46	0.58	n.d.
Summe	100.46	100.87	99.61	100.23	100.46	99.66	98.97	99.27	99.56	99.81	99.78	99.92	99.35
Si	2.999	2.995	3.011	2.999	3.008	1.931	1.920	1.933	1.903	1.981	1.961	1.963	1.967
Ti	0.003	0.001	0.003	0.002	0.001	0.006	0.009	0.007	0.010	0.003	0.006	0.006	n.d.
Al	1.987	1.976	1.967	1.986	1.972	0.131	0.378	0.344	0.292	0.064	0.101	0.103	0.067
Cr	0.000	0.003	0.006	0.004	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	n.d.
Fe <sup>2+</sup>	1.534	1.780	1.473	1.614	1.465	0.290	0.184	0.172	0.216	0.278	0.238	0.243	0.871
Fe <sup>3+</sup>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.026	0.005	0.018	0.008	0.027	0.000	0.000	n.c.
Mg	0.706	0.628	0.685	0.761	0.801	0.707	0.552	0.571	0.636	0.720	0.760	0.752	1.056
Mn	0.045	0.088	0.039	0.064	0.032	0.005	0.001	0.001	0.002	0.003	0.005	0.006	0.017
Ca	0.731	0.545	0.817	0.574	0.721	0.867	0.708	0.711	0.804	0.863	0.889	0.884	0.021
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.034	0.242	0.242	0.128	0.060	0.033	0.042	n.d.
Summe	8.005	8.016	8.001	8.004	8.003	3.999	3.999	3.999	3.999	3.999	3.998	4.000	3.999
<i>X<sub>Alm</sub></i>	0.509	0.585	0.489	0.536	0.485								
<i>X<sub>Prp</sub></i>	0.234	0.207	0.227	0.253	0.265								
<i>X<sub>Sps</sub></i>	0.015	0.029	0.013	0.021	0.011								
<i>X<sub>Grs</sub></i>	0.242	0.179	0.271	0.191	0.239								
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.315	0.261	0.317	0.320	0.353	0.709	0.750	0.769	0.746	0.721	0.762	0.756	0.548
<i>X<sub>Q</sub>*</i>						0.965	0.749	0.750	0.867	0.939	0.966	0.958	
<i>X<sub>Jd</sub>*</i>						0.025	0.246	0.235	0.128	0.038	0.034	0.042	
<i>X<sub>Ae</sub>*</i>						0.010	0.004	0.015	0.005	0.022	0.000	0.000	

Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt) bzw. 6 (Cpx, Opx) Sauerstoffatomen gerechnet; n.d. = nicht analysiert; n.c. = nicht berechnet; *Fe<sup>3+</sup>* für Cpx berechnet nach Droop (1987); \* berechnet nach Cawthorn & Collerson (1974) und Morimoto *et al.* (1988).

**Tabelle 1.2:** Repräsentative Mineralanalysen von Plagioklas eklogitischer Gesteine (144-2, 157-1, 161-1, 159-1) und Granat, Klinopyroxen, Orthopyroxen und Plagioklas metabasischer Gesteine mit isobaren Abkühlungstexturen (4-19-2, 5-22-3).

Probe	144-2	144-2	157-1	161-1	159-1	4-19-2	5-22-3	4-19-2	5-22-3	4-19-2	5-22-4	4-19-2	5-22-3
Phase	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Grt	Grt	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Pl	Pl
Nr.	216	210	532	410	281	160	87	166	64	145	6	172	101
<i>SiO<sub>2</sub></i>	59.13	47.85	62.40	59.24	58.34	38.96	38.96	52.64	52.98	52.88	52.37	59.41	59.80
<i>TiO<sub>2</sub></i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.05	0.15	0.11	n.d.	0.05	n.d.	n.d.
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	25.47	32.87	22.64	25.29	25.85	21.57	21.80	2.65	2.57	1.03	1.12	25.71	24.60
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.02	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.
<i>FeO</i>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	26.74	24.16	8.09	7.41	24.86	23.03	n.c.	n.c.
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0.12	0.55	0.17	0.11	0.03	n.d.	n.d.	0.94	1.20	n.d.	n.d.	0.11	0.18
<i>MgO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5.68	6.66	12.70	13.35	20.56	22.24	n.d.	n.d.
<i>MnO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.64	0.68	0.02	0.14	0.26	0.30	n.d.	n.d.
<i>CaO</i>	7.50	16.38	4.27	7.45	7.91	7.30	7.71	22.27	20.90	0.91	0.38	7.53	7.11
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	7.30	2.20	9.05	7.41	7.06	n.d.	n.d.	0.82	1.15	n.d.	n.d.	7.13	7.45
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0.04	0.01	0.01	0.02	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.38	0.25
<i>BaO</i>	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.07
Summe	99.59	99.86	98.54	99.52	99.19	100.89	100.03	100.30	99.81	100.50	99.49	100.27	99.46
Si	2.649	2.198	2.799	2.655	2.626	3.012	3.006	1.954	1.965	1.980	1.966	2.646	2.683
Ti	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.000	0.003	0.004	0.003	n.d.	0.001	n.d.	n.d.
Al	1.345	1.780	1.197	1.336	1.371	1.965	1.983	0.116	0.112	0.045	0.050	1.350	1.301
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.000	n.d.	0.000	n.d.	n.d.
Fe <sup>2+</sup>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	1.728	1.559	0.251	0.230	0.779	0.723	n.c.	n.c.
Fe <sup>3+</sup>	0.004	0.019	0.006	0.004	0.001	n.c.	n.c.	0.026	0.034	n.c.	n.c.	0.004	0.006
Mg	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.654	0.766	0.703	0.738	1.148	1.244	n.d.	n.d.
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.042	0.045	0.001	0.004	0.008	0.010	n.d.	n.d.
Ca	0.360	0.806	0.205	0.358	0.381	0.604	0.637	0.886	0.831	0.037	0.015	0.359	0.342
Na	0.634	0.196	0.787	0.644	0.616	n.d.	n.d.	0.059	0.083	n.d.	n.d.	0.616	0.648
K	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.022	0.014
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.000	0.001
Summe	4.995	5.000	4.994	4.998	4.995	8.005	8.000	4.001	4.000	3.997	4.009	4.997	4.995
<i>X<sub>Alm</sub></i>						0.571	0.518						
<i>X<sub>Prp</sub></i>						0.216	0.255						
<i>X<sub>Sps</sub></i>						0.014	0.015						
<i>X<sub>Grs</sub></i>						0.199	0.212						
<i>X<sub>Mg</sub></i>						0.275	0.329	0.737	0.762	0.596	0.632		
<i>X<sub>Q</sub>*</i>								0.940	0.916				
<i>X<sub>Jd</sub>*</i>								0.044	0.059				
<i>X<sub>Ae</sub>*</i>								0.017	0.117				
<i>X<sub>An</sub></i>	0.361	0.804	0.207	0.357	0.382							0.360	0.340
<i>X<sub>Ab</sub></i>	0.636	0.195	0.793	0.642	0.618							0.618	0.645
<i>X<sub>Kfs</sub></i>	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000							0.022	0.014
<i>X<sub>Cs</sub></i>	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000							0.000	0.001

Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt), 6 (Cpx, Opx) bzw. 8 (Pl) Sauerstoffatomen gerechnet; n.d. = nicht analysiert; n.c. = nicht berechnet; *Fe<sup>3+</sup>* für Cpx berechnet nach Droop (1987); \* berechnet nach Cawthorn & Collerson (1974) und Morimoto *et al.* (1988).

## 1.5 Geothermobarometrie und $P$ - $T$ -Entwicklung

### 1.5.1 Eklogite und Metabasite der inneren Einheit des Nyong-Komplexes

Die während und nach der eklogitfaziellen Metamorphose herrschenden Druck-Temperatur-Bedingungen ( $P$ - $T$ ) wurden zum größten Teil mit Granat-Pyroxen-Plagioklas-Quarz-Barometern (Newton & Perkins, 1982) und  $Fe$ - $Mg$ -Austauschthermometern (Powell, 1985; Lee & Ganguly, 1988) bestimmt. Tabelle 1.3 fasst die Ergebnisse der Berechnungen zusammen. Da in den Eklogiten mit progradem Granat koexistierender Plagioklas fehlt und die Zusammensetzung von Klinopyroxen durch die retrograde Überprägung verändert ist, kann die erhaltene Wachstumszonierung in Granat nur für qualitative, nicht jedoch für quantitative Aussagen über herrschende  $P$ - $T$ -Bedingungen bei der Bildung von Granat herangezogen werden. Die basischen Gesteine erlebten eine Versenkung in einem Subduktionszonenregime (zunehmendes  $X_{Grs}$ , abnehmendes  $X_{Mg}$ ), welcher eine Heraushebung bei gleichzeitiger Zunahme der Temperatur (abnehmendes  $X_{Grs}$ , zunehmendes  $X_{Mg}$ ) folgte.

Die Bedingungen zur Zeit der höchsten Metamorphose wurden mit Hilfe des Jadeitgehaltes in omphazitischem Klinopyroxen bestimmt (Gasparik & Lindsley, 1980). Da sich jedoch retrograder Plagioklas in Form von Lamellen in Klinopyroxen bildete, repräsentiert der gemessene Jadeitgehalt von 24.6 Mol% nur einen Minimalwert. Des Weiteren ist kein prograder Plagioklas in den Gesteinen vorhanden. Unter der Annahme, dass reiner Albit im Gleichgewicht mit Omphazit existierte, ergibt sich für eine angenommene Temperatur von ca. 800 °C ein Minimumdruck von ca. 16.3 kbar (Abb. 1.5, Tab. 1.3).

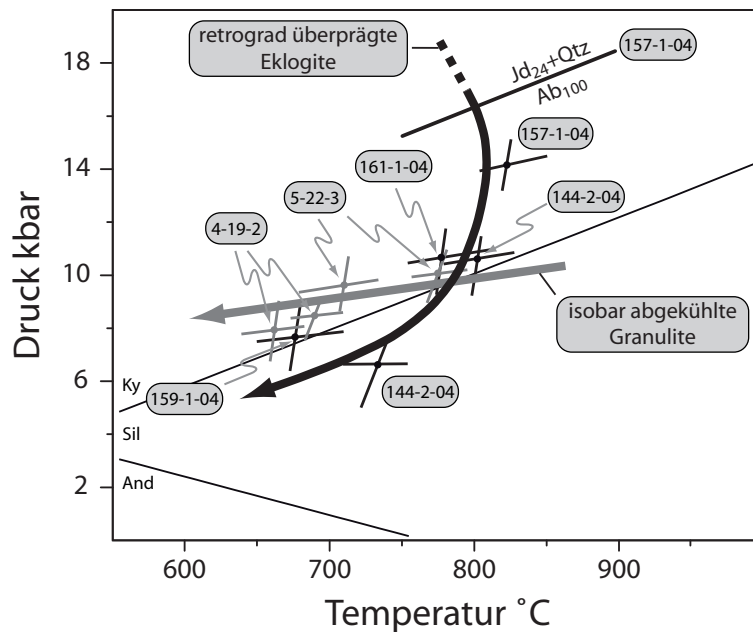
Die beschriebene späte Bildung von Klinopyroxen-Plagioklas-Säumen zwischen Granat und Quarz fand während einer Dekompression bei einem Druck von ca. 10 bis 14 kbar und einer Temperatur von ca. 780–820 °C statt (Tab. 1.3). Ein späteres Stadium der Heraushebung ist durch die Bildung von Orthopyroxen-Plagioklas-Symplektiten auf Kosten von Granat + Klinopyroxen + Quarz bei einem Druck von ca. 6.6 kbar und einer Temperatur von ca. 730 °C belegt (Tab. 1.3). Mineralzonierungen, Mineraltexturen und  $P$ - $T$ -Daten deuten auf einen Dekompressionspfad, der im Einklang mit der Heraushebung von subduzierten metabasischen Gesteinen bei hohen Temperaturen (ca. 800 °C) aus über 60 km Tiefe ist.

### 1.5.2 Metabasite der äußeren Einheit des Nyong-Komplexes

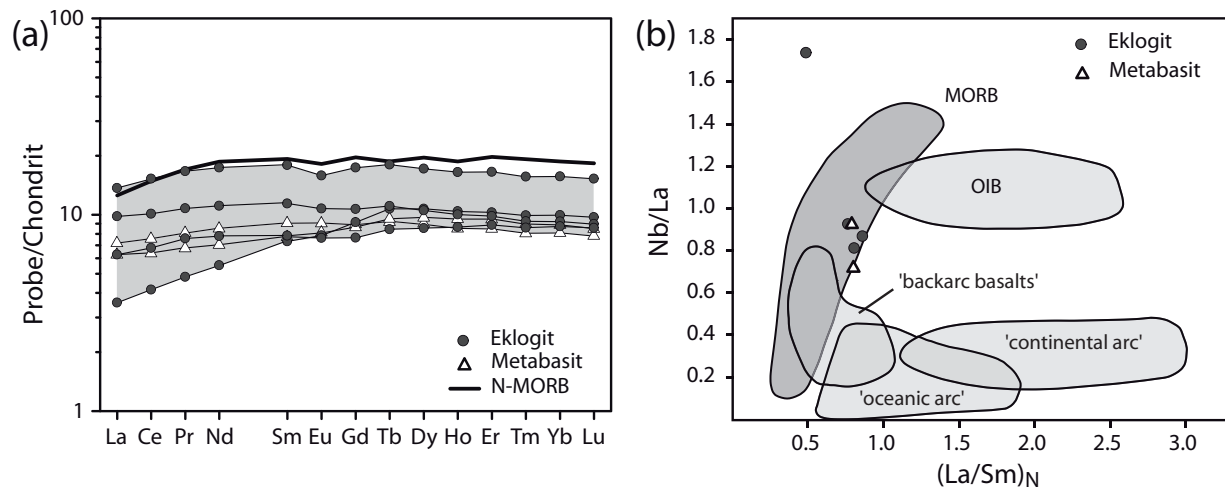
Die Bedingungen der granulitfaziellen Metamorphose in der äußeren Einheit des Nyong-Komplexes, bei der sich Granat-Klinopyroxen-Koronen um Orthopyroxen bildeten (Abb. 1.3c), wurden mit Hilfe der  $Fe$ - $Mg$ -Austauschthermometer für Grt-Opx (Lee & Ganguly, 1988) und Grt-Cpx (Powell, 1985) auf ca. 660 bis 775 °C bestimmt (Tab. 1.3). Die Anwendung der Grt-Cpx-Pl-Qtz- und Grt-Opx-Pl-Qtz-Barometer (Newton & Perkins, 1982) lieferte einen Druck von ca. 7.9–9.6 kbar (Abb. 1.5, Tab. 1.3). Diese  $P$ - $T$ -Werte sind sehr ähnlich denen für die Spätphase der eklogitfaziellen Metamorphose. Jedoch weisen die unterschiedlichen Reaktionstexturen auf unterschiedlich verlaufende Druck-Temperatur-Pfade und damit auf unterschiedliche geodynamische Ursachen der Metamorphosen hin.

**Tabelle 1.3:** Ergebnisse thermobarometrischer Berechnungen an Eklogiten und Metabasiten des Nyong-Komplexes. Barometer: Ab-Jd-Qtz (Gasparik & Lindsley, 1980), Grt-Cpx-Pl-Qtz und Grt-Opx-Pl-Qtz (Newton & Perkins, 1982); Fe-Mg-Austauschthermometer: Grt-Cpx (Powell, 1985), Grt-Opx (Lee & Ganguly, 1988). Verwendete Mineralanalysen sind in den Tabellen 1.1 und 1.2 zu finden.

Probe	Mineral & Analysennummer	T [°C]	P [kbar]	Bemerkung
157-1-04	Jd361-Ab-Qtz		16.3	Dekomp.; min. P bei 800 °C
157-1-04	Grt527-Cpx547-Pl532-Qtz	822	14.1	Dekomp.
161-1-04	Grt399-Cpx390-Pl410-Qtz	778	10.6	Dekomp.
144-2-04	Grt164-Cpx186-Pl216-Qtz	802	10.6	Dekomp.
144-2-04	Grt166-Opx173-Pl210-Qtz	733	6.6	Dekomp.
159-1-04	Grt241-Cpx269-Pl281-Qtz	677	7.6	Dekomp.
4-19-2	Grt160-Cpx168-Pl172-Qtz	662	7.9	isobare Abkühlung
4-19-2	Grt160-Opx145-Pl172-Qtz	690	8.4	isobare Abkühlung
5-22-3	Grt87-Cpx64-Pl101-Qtz	710	9.6	isobare Abkühlung
5-22-3	Grt87-Opx6-Pl101-Qtz	775	9.6	isobare Abkühlung



**Abbildung 1.5:**  $P$ - $T$ -Diagramm, abgeleitet aus petrographischen Beobachtungen und thermobarometrischen Berechnungen für die subduktionszonenbezogenen Gesteine (schwarze Striche) und die Granulite mit isobaren Abkühlungstexturen (graue Striche). 24 Mol% Jadeitkomponente in Klinopyroxen aus Eklogiten deutet auf einen Minimumdruck von 16.3 kbar bei einer angenommenen Temperatur von 800 °C hin. Berechnete Druck- und Temperaturwerte sind in Tab. 1.3 zu finden.



**Abbildung 1.6:** (a) Chondritnormalisiertes (Boynnton, 1984) Seltenerdelementmuster (*SEE*) und (b)  $(La/Sm)_N$  vs.  $Nb/La$ -Diagramm für Metabasite und Eklogite aus Kamerun weisen auf einen Ursprung der Schmelzen an mittelozeanischen Rücken hin. N-MORB nach Hofmann (1988); Felder verschiedener geodynamischer Regimes nach John *et al.* (2003).

## 1.6 Geochemie

Geodynamische Regimes wie Inselbögen, Intraplattenvulkanismus und mittelozeanische Spreizungsachsen sind Orte an denen tholeiitische Schmelzen im oberen Erdmantel gebildet werden können. Nur relativ fluidimmobilen Spurenelemente (z. B. Seltenerdelemente [*SEE*]) sind geeignet, um das geodynamische Regime der Schmelzbildung ehemaliger Magmatite zu bestimmen, da während der Metamorphose eine Interaktion der Gesteine mit einer fluiden Phase wahrscheinlich ist.

Um die tektonische Situation, in der sich die Ausgangsschmelzen für die späteren Eklogite bildeten, zu ermitteln, wurden vier metabasische Gesteine der inneren Einheit und zwei der äußeren Einheit des Nyong-Komplexes geochemisch auf ihre Hauptelement- (RFA) und Spurenelementgehalte (ICP-MS) untersucht. Die Probenaufbereitung erfolgte nach der in John *et al.* (im Druck) beschriebenen Prozedur; die Bestimmung der Spurenelementgehalte erfolgte nach dem von Garbe-Schönberg (1993) beschriebenen Verfahren. Alle untersuchten Proben haben einen basaltischen Chemismus ( $Mg\# = 100MgO/[MgO + FeO^{tot}] \approx 36-46$ ; Tab. 1.4).

Die chondritnormalisierten (Boynnton, 1984) *SEE*-Muster zeigen eine Verarmung der Gesteine an den leichten *SEE*, eine gegenüber Chondrit um das 8- bis 19-fache angereicherte Zusammensetzung in den schweren *SEE* und ein Fehlen einer Europiumanomalie (Abb. 1.6a). All dieses ähnelt der Chemie von Mittelozeanischen Rückenbasalten (MORB; Hofmann, 1988).

Magmenbildung in einem Subduktionszonenregime und der Einfluss einer kontinentalen Krustenkomponente würden in einer starken Verarmung der Gesteine in *Nb* relativ zu *La* resultieren. Solch eine starke Verarmung wurde in den Eklogiten und Metabasiten nicht beob-

**Tabelle 1.4:** Geochemische Analysen von Metabasiten (MB) und Eklogiten (E). Die mit der Röntgenfluoreszenzmethode (RFA) bestimmten Gehalte an Hauptelementen sind in Gew.%, die mit der ICP-MS bestimmten Spurenelementgehalte in ppm.  $Mg\# = 100MgO / (MgO + FeO^{tot})$ .

Probe Gesteinstyp	144-2 MB	157-1 E	158-1 E	159b-1 E	161b-1 E	195-4 MB
<i>SiO<sub>2</sub></i>	49.54	48.92	49.97	50.69	46.56	49.03
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	14.04	13.62	13.93	13.86	13.56	14.05
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.99	0.80	1.01	0.52	1.23	0.77
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	13.61	13.71	13.29	12.00	16.48	13.47
<i>MnO</i>	0.21	0.23	0.20	0.27	0.21	0.20
<i>MgO</i>	7.39	7.47	7.84	9.05	8.23	7.76
<i>CaO</i>	11.76	12.73	11.95	10.94	12.13	12.14
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	1.90	2.03	1.68	1.92	1.75	2.17
<i>K<sub>2</sub>O</i>	0.12	0.11	0.03	0.22	0.09	0.08
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0.06	0.07	0.08	0.05	0.14	0.05
LOI	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14
Summe	99.71	99.69	99.98	99.52	100.38	99.86
<i>Mg#</i>	38	38	40	46	36	39
K	996.24	913.22	249.06	1826.44	747.18	664.16
P	261.84	305.48	349.12	218.20	610.96	218.20
Ti	5935.05	4796.00	6054.95	3117.40	7373.85	4616.15
Li	9.25	11.8	11.6	10.6	5.52	21.9
Sc	50.7	47.2	47.9	45.7	57.7	48.3
V	382	325	316	261	384	298
Cr	135	258	144	511	76.6	148
Co	55.4	73.9	56.4	61.4	69.6	59.2
Ni	103	267	146	215	122	129
Cu	151	175	191	9.51	68.2	25.7
Zn	92.6	112	102	90.8	102	91.5
Ga	16.7	16.4	17.2	14.6	17.9	16.4
Rb	2.22	1.16	0.692	1.65	0.498	0.335
Sr	89.4	41.1	64.9	41.6	64.6	129
Y	18.5	22.6	21.6	19.0	36.1	20.9
Zr	46.3	39.3	56.6	35.2	91.2	34.2
Nb	2.07	1.92	2.65	1.58	3.93	1.41
Cs	0.038	0.026	0.044	0.029	0.030	0.017
Ba	20.6	16.5	6.83	26.3	5.44	23.3
La	2.23	1.10	3.05	1.95	4.24	1.94
Ce	6.10	3.35	8.18	5.47	12.3	5.18
Pr	0.985	0.588	1.31	0.924	2.03	0.829
Nd	5.12	3.31	6.66	4.67	10.4	4.22
Sm	1.77	1.43	2.22	1.51	3.49	1.53
Eu	0.668	0.576	0.789	0.559	1.16	0.593
Gd	2.30	2.37	2.77	1.98	4.50	2.24
Tb	0.439	0.508	0.525	0.399	0.854	0.452
Dy	2.88	3.45	3.39	2.75	5.53	3.13
Ho	0.612	0.748	0.720	0.621	1.18	0.683
Er	1.78	2.16	2.06	1.86	3.47	1.99
Tm	0.261	0.322	0.300	0.279	0.506	0.290
Yb	1.69	2.08	1.93	1.82	3.28	1.86
Lu	0.251	0.313	0.288	0.276	0.490	0.274
Hf	1.17	1.10	1.44	0.984	2.20	0.974
Ta	0.121	0.101	0.161	0.095	0.234	0.070
W	0.044	0.099	0.069	1.25	0.176	0.030
Pb	0.724	0.710	0.412	0.443	1.88	3.67
Th	0.183	0.033	0.361	0.107	0.142	0.282
U	0.055	0.054	0.074	0.044	0.068	0.025



achtet. Die niedrigen  $(La/Sm)_N$ -Verhältnisse von 0.5–0.8 sprechen für verhältnismäßig hohe Schmelzgrade des Erdmantels bei der Entstehung der Ausgangsschmelzen. Mit  $Nb/La$ -Verhältnissen im Bereich von 0.7–1.8 haben die Gesteine eine Zusammensetzung, welche denen heutiger MOR-Basalte entspricht (Abb. 1.6b; John *et al.*, 2003).

Die Eklogite und Metabasite des Nyong-Komplexes in Kamerun zeigen bei einer nur geringen Variation des  $(La/Sm)_N$ -Verhältnisses ein variables  $Nb/La$ -Verhältnis (Abb. 1.6b). Dieses ist charakteristisch für normalen MORB (N-MORB; John *et al.*, 2003). Des Weiteren kann der Einfluss einer kontinentalen Krustenkomponente ausgeschlossen werden.

## 1.7 Geochronologie

Das Alter der eklogitfaziellen Metamorphose wurde durch isotopische  $U$ - $Pb$ -Zirkondatierungen an zwei Proben mit der besterhaltenen eklogitfaziellen Mineralparagenese (CAM 157, CAM 161b) ermittelt. Die Messungen erfolgten an einer Ionensonde (SHRIMP-II) am ‘Center of Isotopic Research of VSEGEI’ in Sankt Petersburg, Russland. Pro Zirkonanalyse wurden fünfmal die entsprechenden Isotopenmassen bestimmt. Der primäre Ionenstrahl mit einem Durchmesser von ca. 20  $\mu\text{m}$  hatte eine Intensität von ca. 4 nA. Die Datenauswertung erfolgte nach Williams (1998) mit Hilfe des SQUID Excel-Makros von Ludwig (2001). Die  $Pb/U$ -Verhältnisse wurden relativ zu einem Wert von 0.0668 für das Verhältnis  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  des internen Standards TEMORA-1 (416.75 Ma; Black *et al.*, 2003) normalisiert.

Der metamorph gewachsene, farblose Zirkon enthält nur sehr wenig Uran (<15 ppm) und Thorium (<9 ppm; Abb. A.1, Tab. 1.5). Ähnlich niedrige Gehalte wurden auch von paläoproterozoischem Zirkon aus tansanischen Eklogiten von Collins *et al.* (2004) berichtet. Verschiedene Zirkonkörner der Probe CAM 157 zeigen ähnliche, relativ niedrige  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ -Verhältnisse (<0.12). Diese niedrigen Werte scheinen charakteristisch für metamorph gewachsenen Zirkon zu sein (Rubatto, 2002). Zirkon der Probe CAM 161b hat teilweise ein höheres  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ -Verhältnis und zeigt auch eine stärkere Variation zwischen verschiedenen Körnern (0.04–0.61). Körner mit einem höheren  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ -Verhältnis könnten magmatischen Ursprungs sein.

Aufgrund der geringen Konzentration von Uran in Zirkon sind die konkordanten Alter der beiden Proben ( $2093 \pm 45$  Ma und  $2095 \pm 38$  Ma) nicht sehr genau (Abb. 1.7); jedoch innerhalb des  $2\sigma$ -Fehlers gleich. Anzeichen für Zirkonwachstum während einer möglichen panafrikanischen Überprägung wurden nicht gefunden.

## 1.8 Ergebnis und Diskussion

Die Kombination petrologischer, geochemischer und geochronologischer Methoden liefert die Belege für eine paläoproterozoische Suturzone am Nordwestrand des Kongo-Kratons. Die Eklogite und Metabasite des Nyong-Komplexes von Kamerun wurden mindestens 60 km tief subduziert, wobei Metamorphosetemperaturen von ca. 800 °C erreicht wurden, welches einem geothermischen Gradienten von maximal 14 °C/km entspricht. Dieses und die

Tabelle 1.5: Zusammenfassung der SHRIMP-II  $U$ - $Pb$ -Zirkondaten zweier eklogitischer Proben.

Nr.	U	Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	rad. $^{206}\text{Pb}$	init. $^{206}\text{Pb}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ *	Fehler	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ *	Fehler	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ *	Fehler	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ *	Fehler	Disk.	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Alter	$1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Alter	$1\sigma$	
			[ppm]	[ppm]	[%]		[%]		[%]		[%]		[%]	[%]	[Ma]*		[Ma]*		
<b>CAM 157-1-04</b>																			
1.2	3	0	0.01	0.9	6.20	0.0992	37.9	0.3478	6.7	4.7555	38.5	-	-	-16	1608	707	1924	112	
3.1	8	0	0.01	2.6	0.80	0.1321	3.9	0.3784	2.7	6.8937	4.7	-	-	3	2126	68	2069	48	
3.2	1	0	0.12	0.4	7.83	0.1044	31.4	0.3515	7.1	5.0600	32.2	-	-	-12	1704	579	1942	119	
5.1	1	0	0.06	0.5	4.40	0.1374	16.5	0.4158	6.3	7.8765	17.6	-	-	-2	2195	286	2241	119	
6.1	1	0	0.02	0.5	3.26	0.1187	14.8	0.3863	5.2	6.3213	15.7	-	-	-8	1936	264	2106	93	
6.2	1	0	0.03	0.4	3.32	0.1316	19.6	0.3628	8.8	6.5822	21.5	-	-	6	2119	343	1996	151	
7.3	8	0	0.02	2.7	0.00	0.1294	2.6	0.3977	2.6	7.0979	3.7	0.3689	9.11	-3	2090	46	2159	48	
<b>CAM 161b-1-04</b>																			
1.1	15	7	0.44	5.0	0.54	0.1245	3.3	0.3771	2.3	6.4715	4.0	0.1143	7.89	-2	2021	58	2063	41	
2.1	15	9	0.61	5.0	0.00	0.1298	1.8	0.3907	2.3	6.9902	2.9	0.1211	3.03	-1	2095	32	2126	41	
3.1	2	0	0.04	0.6	0.00	0.1551	6.0	0.3918	3.5	8.3798	7.0	0.8552	8.92	13	2403	102	2131	63	

\* Korrektur für initiales  $Pb$  durch gemessenes  $^{204}\text{Pb}$ ; Fehler in der Standardkalibration: 0.70%.

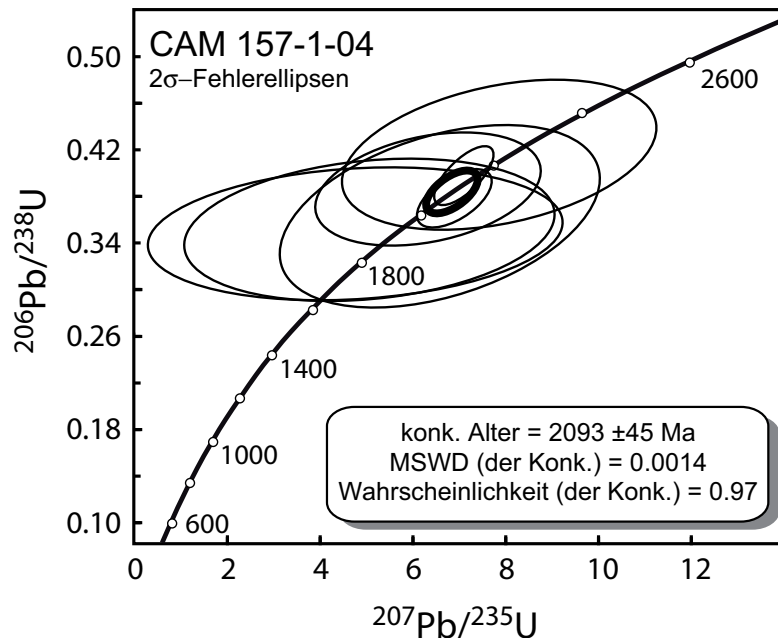


Abbildung 1.7:  $U$ - $Pb$ -Konkordiadiagramm für Zirkon einer eklogitischen Probe. Die eklogitfaziale Metamorphose fand vor  $2093 \pm 45$  Ma statt.  $2\sigma$ -Fehler.

durch die eklogitfazielle Metamorphose angezeigte minimale Subduktionstiefe deuten auf eine tektonometamorphe Entwicklung und dabei wirkende Prozesse hin, die denen in modernen Subduktionszonen ähneln.

Die untersuchten Eklogite und assoziierten Metabasite des Nyong-Komplexes zeigen in ihren *SEE*- und anderen Spurenelementgehalten eine geochemische Signatur, welche typisch für phanerozoische, an einem mittelozeanischen Rücken durch partielle Schmelzbildung aus einem verarmten Mantel entstandene Schmelzen ist. Des Weiteren erfuhren diese Schmelzen keine Kontamination durch eine kontinentale Krustenkomponente. Daher werden die kamerunischen Eklogite und Metabasite als ehemalige Ozeanbodenbasalte interpretiert. Das Auftreten der Hochdruckgesteine im Nyong-Komplex markiert die Position der im Paläoproterozoikum vor 2.09 Ga gebildeten Suturzone zwischen dem São Francisco- und dem Kongo-Kraton. Das Alter der eklogitfaziellen Metamorphose stimmt mit dem Bildungsalter des Westzentralafrikanischen Gebirgsgürtels überein, dessen Relikte nicht nur in Kamerun, sondern auch in Gabon, D.R. Kongo und Angola zu finden sind. Diese afrikanischen Relikte der eburnischen Orogenese haben ihr Gegenstück an der Ostseite des São Francisco-Kratons in Brasilien (Abb. 1.2b): das Orogen der transamazonischen Domäne im Osten Bahias (Rio Itapicuru-Gebirgsgürtel und Atlantikküstenkomplex; Ledru *et al.*, 1994) und der Mineiro-Gebirgsgürtel in Minas Gerais (Teixeira & Figueiredo, 1991).

Die subduktionszonenbezogene Metamorphose der kamerunischen Eklogite ist ca. 45 Ma älter als das Alter der granulitfaziellen Metamorphose in der äußeren Einheit des Nyong-Komplexes (Toteu *et al.*, 1994; Lerouge *et al.*, 2006a), welche durch nahezu isobar abgekühlte Granulite charakterisiert ist. Diese Form der *P-T*-Entwicklung ist bekannt von z. B. Unterkrustengesteinen, die oberhalb von Subduktionszonen liegen (Bohlen, 1987).

Die hier beschriebenen kamerunischen Eklogite unterstützen Entwicklungsmodelle für die Erde, welche moderne plattentektonische Prozesse schon im Paläoproterozoikum als wirksam ansehen. Zusammen mit den Eklogiten in Tansania am Südostrand des Kongo-Kratons deuten sie darauf hin, dass bereits zu paläoproterozoischer Zeit die ozeanische Lithosphäre rund um den Kongo-/Tansania-Kraton dick, kalt und rigide genug war, um subduziert zu werden.

## 1.9 Danksagung

Es wird dem kamerunischen Institut de Recherches Géologiques et Minières (IRGM) in Garoua und hier im Speziellen F.S. Toteu und J. Penaye für die Unterstützung während der Geländearbeit, T. John und D. Garbe-Schönberg für die Unterstützung bei den geochemischen Analysen und dem 'Center of Isotopic Research of VSEGEI' in Sankt Petersburg für die Hilfe bei der isotopischen Altersdatierung gedankt. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft finanzierte diese Arbeit (Sche 265-14/1). Beitrag zum Internationalen Geologischen Korrelationsprogramm (IGCP) 470.

## Literaturverzeichnis

- Beurlen, H., da Silva Filho, A. F., Guimaraes, I. P. & Brito, S. B., 1992. Proterozoic C-type eclogites hosting unusual Ti-Fe±Cr±Cu mineralization in northeastern Brazil. In: *Precambrian metallogeny related to plate tectonics*, Elsevier, Amsterdam, International. 195–214.
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J. & Foudoulis, C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, **200**, 155–170.
- Bohlen, S. R., 1987. Pressure-temperature-time paths and a tectonic model for the evolution of granulites. *Journal of Geology*, **95**, 617–632.
- Boynton, W., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: *Rare earth element geochemistry* (ed. Henderson, P.), Elsevier, Amsterdam. 63–107.
- Cahen, L., Snelling, N. J., Delhal, J., Vail, J. R., Bonhomme, M. & Ledent, D., 1984. *The geochronology and evolution of Africa*. Oxford University Press, Oxford.
- Castaing, C., Feybesse, J. L., Thiéblemont, D., Triboulet, C. & Chèvremont, P., 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/ Brasiliano Orogen; closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, **69**, 327–344.
- Cawthorn, R. G. & Collerson, K. D., 1974. The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. *American Mineralogist*, **59**, 1203–1208.
- Collins, A. S., Reddy, S. M., Buchan, C. & Mruma, A., 2004. Temporal constraints on Palaeoproterozoic eclogite formation and exhumation (Usagaran Orogen, Tanzania). *Earth and Planetary Science Letters*, **224**, 175–192.
- Droop, G. T. R., 1987. A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, **51**, 431–435.
- Feybesse, J. L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V. & Eko N'Dong, J., 1998. The West Central African Belt: a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research*, **87**, 161–216.
- Garbe-Schönberg, D., 1993. Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS. *Geostandards Newsletter*, **17**, 81–93.

- Gasparik, T. & Lindsley, D. H., 1980. Phase equilibria at high pressure of pyroxenes containing monovalent and trivalent ions. In: *Pyroxenes* (ed. Prewitt, C. T.), Mineralogical Society of America, Washington, DC, United States. 309–339.
- Hofmann, A. W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **90**, 297–314.
- John, T., Klemd, R., Gao, J. & Garbe-Schönberg, D., im Druck. Trace element mobilization in slabs due to non steady-state fluid-rock interaction: constraints from an eclogite-facies transport vein in blueschist (Tianshan, China). *Lithos*.
- John, T., Schenk, V., Haase, K., Scherer, E. & Tembo, F., 2003. Evidence for a Neoproterozoic ocean in south-central Africa from mid-oceanic-ridge-type geochemical signatures and pressure-temperature estimates of Zambian eclogites. *Geology*, **31**, 243–246.
- Kusky, T. M., Abdelsalam, M., Stern, R. J. & Tucker, R. D., 2003. Evolution of the East African and related orogens, and the assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **123**, 81–95.
- Lasserre, M. & Soba, D., 1976. Age libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières; Section 4: Géologie Generale*, 17–32.
- Ledru, P., Eko N'Dong, J. E., Johan, V., Prian, J. P., Coste, B. & Haccard, D., 1989. Structural and metamorphic evolution of the Gabon orogenic belt: Collision tectonics in the lower Proterozoic? *Precambrian Research*, **44**, 227–241.
- Ledru, P., Johan, V., Milesi, J. P. & Tegye, M., 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, **69**, 169–191.
- Lee, H. Y. & Ganguly, J., 1988. Equilibrium compositions of co-existing garnet and orthopyroxene; experimental determinations in the system FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>, and applications. *Journal of Petrology*, **29**, 93–113.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S. F., Penaye, J., Milesi, J. P., Tchameni, R., Nsifa, E. N., Fanning, C. M. & Deloule, E., 2006a. Shrimp U-Pb zircon age evidence for Palaeoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, South-Western Cameroon: consequences for the Eburnean-Transamazonian belt of NE Brazil and Central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, **44**, 413–427.
- Lerouge, C., Cocherie, A., Toteu, S. F., Penaye, J., Milesi, J. P., Tchameni, R., Nsifa, E. N., Fanning, C. M. & Deloule, E., 2006b. SHRIMP U-Pb zircon age evidence for Paleoproterozoic sedimentation and 2.05 Ga syntectonic plutonism in the Nyong Group, south-western Cameroon: consequences for the Eburnian-Transamazonian belt of NE

- Brazil and Central Africa. In: *The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton. IGCP 509 Field workshop, Bahia and Minas Gerais, Brazil. Field guide & abstracts* (eds. Alkmim, F. F. & Noce, C. M.). 101.
- Lithgow-Bertelloni, C. & Richards, M. A., 1995. Cenozoic plate driving forces. *Geophysical Research Letters*, **22**, 1317–1320.
- Ludwig, K. R., 2001. SQUID 1.02. A Users Manual. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, **2**, 19.
- Maurizot, P., 1986. Carte Géologique du Sud-Ouest Cameroun. *Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, scale 1:500,000*.
- Möller, A., Appel, P., Mezger, K. & Schenk, V., 1995. Evidence for a 2 Ga subduction zone: Eclogites in the Usagaran belt of Tanzania. *Geology*, **23**, 1067–1070.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A. & Zussman, J., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, **52**, 535–550.
- Newton, R. C. & Perkins, D., 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist*, **67**, 203–222.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Michard, A., Bertrand, J. M. & Dautel, D., 1989. Reliques granulitiques d'âge Protérozoïque inférieur dans la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun; géochronologie U/Pb sur zircons. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **309**, 315–318.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Tchameni, R., Van Schmus, W. R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D. & Nsifa, E. N., 2004. The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences*, **39**, 159–164.
- Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: The garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 231–243.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, **184**, 123–138.
- Schenk, V., Boniface, N. & Loose, D., 2006. Palaeoproterozoic subduction zones at the margins of the Tanzania and Congo Cratons: Evidence from eclogites with MORB-type chemistry in the Usagaran-Ubendian Belts of Tanzania and the Nyong complex of Cameroon. In: *The Paleoproterozoic record of the São Francisco Craton. IGCP 509 Field workshop, Bahia and Minas Gerais, Brazil. Field guide & abstracts* (eds. Alkmim, F. F. & Noce, C. M.). 102–103.

- Stern, R. J., 2005. Evidence from ophiolites, blueschists, and ultrahigh-pressure metamorphic terranes that the modern episode of subduction tectonics began in Neoproterozoic time. *Geology*, **33**, 557–560.
- Teixeira, W. & Figueiredo, M. C. H., 1991. An outline of Early Proterozoic crustal evolution in the São Francisco craton, Brazil: a review. *Precambrian Research*, **53**, 1–22.
- Toteu, S. F., Macaudiere, J., Bertrand, J. M. & Dautel, D., 1990. Metamorphic zircons from North Cameroon; implications for the Pan-African evolution of central Africa. *Geologische Rundschau*, **79**, 777–788.
- Toteu, S. F., Penaye, J. & Poudjom Djomani, Y. H., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Science*, **41**, 73–85.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J. & Nyobe, J. B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research*, **67**, 321–347.
- Volodichev, O. I., Slabunov, A. I., Bibikova, E. V., Konilov, A. N. & Kuzenko, T. I., 2004. Archean eclogites in the Belomorian mobile belt, Baltic shield. *Petrology*, **12**, 609–631.
- Williams, I. S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: *Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (eds. McKibben, M. A., Shanks III, W. C. & Ridley, W. I.), Reviews in Economic Geology. 1–35.





# Kapitel 2

## Panafrikanische Metamorphose am Nordrand des Kongo-Kratons: Krustenverdickung im Zentralafrikanischen Gebirgsgürtel und randliche Überprägung des Kongo-Kratons

### 2.1 Zusammenfassung

Am Nordrand des Kongo-Kratons entstand während der Bildung von Gondwana der ost-west-verlaufende Zentralafrikanische Gebirgsgürtel (CAFB), welcher durch (1) neoproterozoische Deckschichten mit Relikten eines (2) paläoproterozoischen Grundgebirges und (3) den Nordrand des Kongo-Kratons aufgebaut wird. Gesteine aller drei Einheiten werden hinsichtlich ihrer metamorphen und geochronologischen Entwicklung aus weiten Teilen des kamerunischen CAFB untersucht, um die Bedingungen und den zeitlichen Verlauf dieser Orogenese zu ermitteln. Um eine mögliche prä-panafrikanische Orogenese zu erkennen, werden auch Granulite der im CAFB aufgeschlossenen Grundgebirgseinheit studiert.

Alle untersuchten Granulite der neoproterozoischen Deckschichten und des paläoproterozoischen Grundgebirges zeigen die gleiche metamorphe Entwicklung mit einem im Uhrzeigersinn, jedoch unter unterschiedlich hohen Bedingungen ablaufenden Druck-Temperatur-Pfad. Dieses deutet auf ähnliche geodynamische Prozesse während der Metamorphose in den unterschiedlichen Teilen des CAFB hin, unabhängig davon, ob Grundgebirgseinheiten oder Deckschichten betrachtet werden. Diese Interpretation ist im Einklang mit chemischen Monazitaltersdaten von Metapeliten der Deckschichten und der paläoproterozoischen Grundgebirgseinheit. Alle Monazite sind homogen bezüglich ihrer Zusammensetzung und einheitlich in ihrem Alter, welches nur eine Wachstumsphase zur Zeit der panafrikanischen Orogenese zwischen  $597 \pm 40$  und  $631 \pm 39$  Ma zeigt. Keine geochronologischen Hinweise auf ein älteres, paläoproterozoisches Metamorphoseereignis wurden gefunden. Dieses steht im Gegensatz zu früheren Interpretationen diskordanter Zirkondaten der paläoproterozoischen Grundgebirgseinheit. Die hier vorgestellten *U-Pb* SHRIMP-II-Daten metapelitischen Zirkons aus der vermuteten paläoproterozoischen Einheit des CAFB (bei Yandia) zeigen, wie auch Monazit, nur ein metamorphes Wachstumsereignis in panafrikanischer Zeit vor  $572 \pm 8$  Ma und 2.8 Ga alte detritische Kerne.

Im nördlichen Teil des Kongo-Kratons wurden aluminiumreiche Leukogneise mit komplexen Reaktionstexturen gefunden, die auf zwei granulitfazielle Metamorphosen hinweisen. Die erste Metamorphose unbekanntes Alters ist durch einen im Uhrzeigersinn verlaufenden Druck-Temperatur-Pfad gekennzeichnet (Ky-Sil-Ky), welcher nach einer Dekompressionsphase durch nahezu isobare Abkühlung unter hohem Druck (7 kbar) charakterisiert ist. Während des zweiten Metamorphoseereignisses bildete sich neben Sillimanit magnesiumreicher Granat ( $X_{Mg} \leq 0.45$ ). Stark diskordanter, ca. 2.9 Ga alter Zirkon dieser aluminiumreichen Leukogneise deutet auf einen Bleiverlust vor  $610 \pm 24$  Ma hin. Dieses Ereignis kann einer starken, panafrikanischen Überprägung des Nordrandes des Kongo-Kratons zugeschrieben werden.

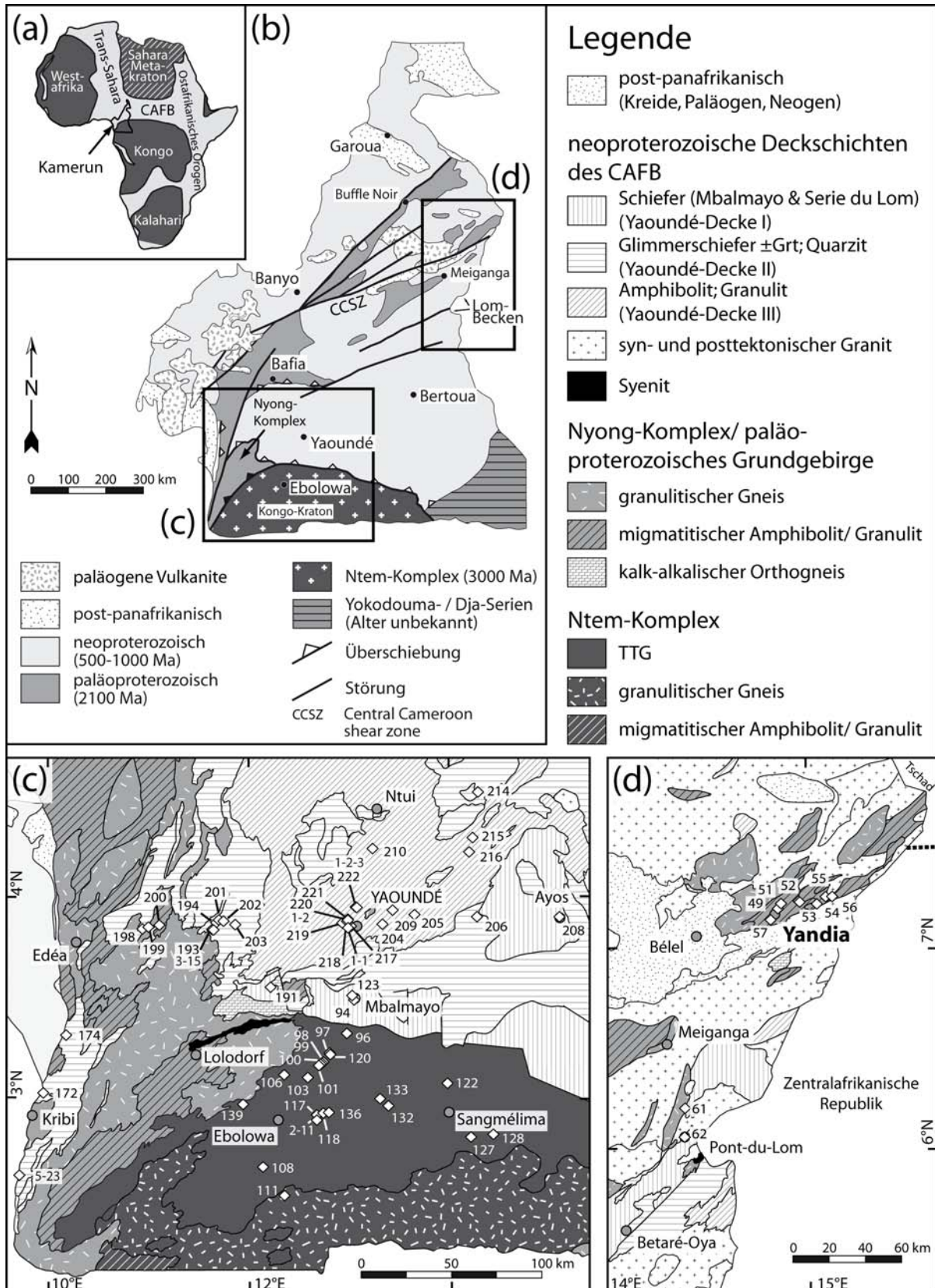
## 2.2 Einleitung

Unter den bei der Bildung Gondwanas um den Kongo-Kraton entstandenen panafrikanischen Gebirgsgürteln, ist der am Nordrand des Kongo-Kratons gelegene, ost-west-verlaufende Zentralafrikanische Gebirgsgürtel (CAFB; Abb. 2.1a) der vermutlich am wenigsten untersuchte und verstandene. Der CAFB ist in weiten Teilen Zentralafrikas, z. B. in Kamerun, Tschad, der Zentralafrikanischen Republik, Südsudan und Norduganda zu finden. Möglicherweise kann der Sergipano Belt nördlich des São Francisco-Kratons in Brasilien ebenfalls als Ausläufer des CAFB gedeutet werden (Castaing *et al.*, 1994). Der CAFB wurde zwischen dem Kongo- und São Francisco-Kraton im Süden und dem Westafrika-Kraton und dem Sahara-Metakraton im Norden gebildet. Eine Suture, durch Ophiolite, Blauschiefer und Eklogite gekennzeichnet, wurde bis jetzt innerhalb des CAFB noch nicht gefunden. Lithologisch betrachtet besteht dieser Gebirgsgürtel aus neoproterozoischen Deckschichten (hauptsächlich klastischen Sedimenten) und einem paläoproterozoischen Grundgebirge, welches vom Nordwestrand des Kongo-Kratons sehr weit nach Norden in den CAFB von Kamerun reicht (Abb. 2.1b; Penaye *et al.*, 2004). Dieses Grundgebirge besteht aus magmatischen und sedimentären Gesteinen, die möglicherweise durch eine granulitfazielle Metamorphose in paläoproterozoischer Zeit und durch eine niedriggradige panafrikanische Überprägung gebildet wurden. Diese Interpretation basiert auf (1) zwischen 2.1 Ga und 588 Ma liegenden diskordanten Zirkon aus Metabasiten (Penaye *et al.*, 1989; Toteu *et al.*, 2001) und (2) der Beobachtung, dass niedriggradige Gesteine in Becken über hochgradigen Gesteinen vorkommen, so dass der Eindruck zweier voneinander unabhängiger orogener Ereignisse entsteht.

Im Süden grenzt der CAFB an den Kongo-Kraton, auf den die neoproterozoischen Serien in Form dreier Decken (Yaoundé-Decken) transportiert wurden. In diesen steigt der Grad

---

**Abbildung 2.1 (nächste Seite):** (a) Position von Kamerun in Afrika mit Lage zu den Kratonen (nach Kusky *et al.*, 2003). (b) Vereinfachte tektonische Karte Kameruns, verändert nach Toteu *et al.* (2001). Auf dem archaischen Kongo-Kraton im Süden liegen neoproterozoische Decken des CAFB. (c) und (d) geologische Karten der Untersuchungsgebiete (Yaoundé-Decken, Ntem-Komplex und Yandia-Gebiet) verändert nach Elangwe (1979), mit Probenlokalitäten.



der metamorphen Überprägung von der untersten zur obersten Decke an (Nédélec *et al.*, 1986, 1993; Nzenti *et al.*, 1988; Toteu *et al.*, 2004). Die oberste der drei Decken (Yaoundé-Decke III) erlebte eine metamorphe Überprägung unter granulitfaziellen Bedingungen mit Mineralparagenesen, die denen paläoproterozoischer Einheiten aus dem Nordteil des CAFB ähneln (Yandia-Gebiet, Buffle Noir). Der Kongo-Kraton selbst scheint einen stabilen Block an der Grenze zum CAFB zu bilden, in dem bis jetzt eine panafrikanische Überprägung nicht nachgewiesen wurde (Toteu *et al.*, 1994).

Das Studium von metamorphen  $P$ - $T$ - $t$ -Pfadern ermöglicht eine Unterscheidung verschiedener orogener Ereignisse und die Ableitung des geodynamischen Milieus tektonischer Einheiten während einer Gebirgsbildung. Während die panafrikanische Gebirgsbildung in Südkamerun durch Deckentektonik charakterisiert ist, findet man in weiten Teilen des paläoproterozoischen Nyong-Komplexes in Südwestkamerun isobare Abkühlungstexturen (Kapitel 1). Es wurde die  $P$ - $T$ - $t$ -Entwicklung von Gesteinen aus der möglicherweise paläoproterozoischen Grundgebirgseinheit innerhalb des CAFB und den hochgradig überprägten neoproterozoischen Deckschichten untersucht, um beide Einheiten innerhalb des CAFB unterscheiden zu können. Außerdem wurde die Metamorphoseentwicklung innerhalb des Kongo-Kratons studiert, um die Natur einer möglichen panafrikanischen Überprägung des Kratons zu verstehen.

Monazit und Zirkon wurden zur Datierung herangezogen, um möglicherweise mehrere Überprägungsereignisse der Grundgebirgseinheit innerhalb des CAFB zu erkennen. Die Wahl fiel auf diese Minerale aufgrund ihrer hohen Schließungstemperatur für radiogene Isotope und dem (Re-)kristallisationsverhalten bei hohen Metamorphosebedingungen, welches ein Erhalten von älteren Wachstumszonen ermöglicht. Weiterhin werden hochortsaufauflösende Analysetechniken gewählt, um verschiedene Anwachszone oder rekristallisierte Domänen innerhalb einzelner Körner datieren zu können. Zirkon wurde isotopisch mit der Ionenprobe (SHRIMP-II), Monazit chemisch mit der Elektronenstrahlröntgenmikroprobe analysiert.

Die Bestimmung von metamorphen  $P$ - $T$ - $t$ -Pfadern für die Deckschichten und die Grundgebirgseinheit aus verschiedenen Teilen des CAFB in Kombination mit der Datierung metamorph gebildeter Minerale ergab, dass alle untersuchten Gesteine nur eine, durch Krustenverdickung hervorgerufene Metamorphose zur Zeit der panafrikanischen Orogenese erlebten.

## 2.3 Geologie

Die prä-paläozoische Geologie Kameruns besteht im Wesentlichen aus drei Teilen (Abb. 2.1b). Den ältesten Teil bildet der im Süden liegende archaische Ntem-Komplex als Teil des Kongo-Kratons (Clifford, 1970; Cahen *et al.*, 1976; Bessoles & Trompette, 1980). An diesen schließt sich im Nordwesten der paläoproterozoische Nyong-Komplex und im Norden der Zentralafrikanische Gebirgsgürtel (CAFB) mit paläoproterozoischen Relikten an (Abb. 2.1b).

Der **Ntem-Komplex** in Südkamerun wird aus mehreren Plutonen mit granitischer bis tonalitischer und charnockitischer bis granodioritischer Zusammensetzung aufgebaut und kann generell als eine TTG-Suite beschrieben werden (Nédélec *et al.*, 1990; Tchameni *et al.*, 2000, 2001). Weiterhin finden sich untergeordnet mafische Gänge, Syenite und suprakrustale Gesteine, wie gebänderte Eisenerze (BIF) und sillimanithaltige Gesteine (Tchameni *et al.*, 2000). Die hauptsächlich magmatischen Gesteine des Ntem-Komplexes wurden während eines paläoproterozoischen Ereignisses (2.1–2.0 Ga) migmatisiert (Toteu *et al.*, 1994). Bis jetzt fand man noch kein panafrikanisches Alter im Ntem-Komplex (Toteu *et al.*, 1994).

Der **Nyong-Komplex** in Südkamerun wird als Teil des paläoproterozoischen Westzentralafrikanischen Gebirgsgürtel (WCAB) gedeutet, welcher bei der Kollision des Kongo-Kratons mit dem São Francisco-Kraton gebildet wurde (Nédélec *et al.*, 1993; Feybesse *et al.*, 1998; Tchameni *et al.*, 2000; Penaye *et al.*, 2004). Obwohl der Nyong-Komplex während des Paläoproterozoikums überprägt wurde, betrachten ihn einige Autoren als Teil des Kongo-Kratons (Toteu *et al.*, 2004). Die Gesteine des Nyong-Komplexes sind vermutlich ursprünglich Teil eines intrakratonischen Beckens zwischen dem São Francisco- und dem Kongo-Kraton, welches in paläoproterozoischer Zeit auf den Kongo-Kraton geschoben wurde (Feybesse *et al.*, 1998; Penaye *et al.*, 2004). Der Nyong-Komplex besteht aus Metasedimenten, migmatisierten Graugneisen mit TTG-Zusammensetzung, Charnockiten, Graniten, Syeniten (Penaye *et al.*, 2004) und lokal auftretenden Eklogiten (Kapitel 1). Es wird angenommen, dass zumindest diese Einheit, im Gegensatz zum Ntem-Komplex, eine schwache panafrikanische Überprägung erfahren hat (Lasserre & Soba, 1976; Bessoles & Trompette, 1980; Cahen *et al.*, 1984), die von diskordantem Zirkon aus Amphiboliten mit einem unteren Schnittpunkt im Konkordiadiagramm von  $626 \pm 26$  Ma (Toteu *et al.*, 1994) abgeleitet wird. **Paläoproterozoische Einheiten** treten auch innerhalb des CAFB auf (Abb. 2.1b; Penaye *et al.*, 1989, 1993; Toteu *et al.*, 1994, 2001). Wie die Gesteine des Nyong-Komplexes werden auch diese Einheiten als Teil des paläoproterozoischen WCAB gedeutet (Ledru *et al.*, 1994; Feybesse *et al.*, 1998; Penaye *et al.*, 2004). Im Gegensatz zu den Gesteinen des Nyong-Komplexes erfuhren die vermutlich paläoproterozoischen Einheiten innerhalb des CAFB eine stärkere panafrikanische Überprägung. Penaye *et al.* (1989) sehen diskordanten Zirkon aus Granat-Amphiboliten aus der paläoproterozoischen Einheit innerhalb des CAFB als Beweis für zwei Metamorphoseereignisse: eine granulitfazielle Überprägung vor  $2118 \pm 14$  Ma und eine zweite, schwächere Metamorphose in panafrikanischer Zeit vor  $576 \pm 26$  Ma. Das paläoproterozoische *U–Pb*-Zirkonalter wurde auch in anderen Teilen des CAFB in Kamerun, z. B. westlich und nördlich von Bafia, gefunden (Abb. 2.1b; Toteu *et al.*, 2001).

Der **Zentralafrikanische Gebirgsgürtel (CAFB)** in Zentral- und Nordkamerun besteht zum größten Teil aus neoproterozoischen, klastischen Metasedimenten, die syn- und posttektonisch von panafrikanischen Graniten intrudiert wurden. Der CAFB ist durch Grabentektonik und NE-SW verlaufende Störungen gekennzeichnet (Abb. 2.1b; Pinna *et al.*, 1994; Ngako *et al.*, 2003). Die ‘Central Cameroon Shear Zone’ (CCSZ), eine der großen panafrikanischen Scherzonen, teilt den kamerunischen CAFB in einen nördlichen, paläoaktiven Teil (Njel, 1986; Ngako, 1999; Ngako *et al.*, 2003) und eine südliche, paläointrakontinentale

Domäne (Nzenti, 1998). Der Grad der Metamorphose in den Gesteinen des CAFB ist sehr variabel (untere Grünschiefer- bis Granulitfazies). Der Übergang vom CAFB zum Ntem- und Nyong-Komplex ist durch drei, nach Süden auf diese beiden Komplexe überschobene Decken (Yaoundé I, II und III) gekennzeichnet. In diesen Decken steigt der Metamorphosegrad von der unteren zur oberen Einheit an (Nédélec *et al.*, 1986, 1993; Nzenti *et al.*, 1988; Toteu *et al.*, 2004). Die Metasedimente werden als epikontinentale Ablagerungen am Rande des Kongo-Kratons gesehen, die während einer panafrikanischen Kollision auf den Kraton transportiert wurden (Nzenti *et al.*, 1988; Penaye *et al.*, 1993). Das Alter der panafrikanischen Gebirgsbildung in Kamerun wurde mittels isotopischer *U-Pb*-Zirkondatierungen auf  $601 \pm 6$  Ma (Banyo-Gebiet; Toteu *et al.*, 2001) und  $620 \pm 10$  Ma (Yaoundé-Decken; Toteu *et al.*, 1994) bestimmt.

## 2.4 Untersuchungsgebiete

Die metamorphe Entwicklung der größeren lithologischen und tektonischen Einheiten des CAFB wurde in zwei Gebieten studiert (Abb. 2.1c, d). Das südliche Gebiet um die Hauptstadt Yaoundé und um Ebolowa schließt Teile des archaischen Kongo-Kratons, des paläoproterozoischen Nyong-Komplexes und der drei Yaoundé-Decken ein, welche hauptsächlich aus neoproterozoischen Metasedimenten bestehen (Abb. 2.1c). Das nordöstliche Gebiet um Pont-du-Lom und Yandia (Abb. 2.1d) besteht aus hochgradig metamorphen Metasedimenten und Orthogneisen, die dem paläoproterozoischen Grundgebirge zugerechnet werden. Weiterhin sind aber auch niedriggradig metamorphe Metasedimente des Lom-Beckens, die man als neoproterozoische Ablagerungen auf ein paläoproterozoisches Grundgebirge deutet (Toteu *et al.*, 2001), aufgeschlossen. Für das Studium der *P-T-t*-Entwicklung wurden metapelitische, metabasische und charno-enderbitische Gneise aus beiden Gebieten beprobt. Aluminiumreiche Leukogneise sind im Bereich des Kratons sehr selten und wurden nur zwischen den kleinen Orten Ngoulemakong und Mengueme nördlich von Ebolowa auf dem Gelände der katholischen Mission Minlaba gefunden (Probenlokalität 101; Abb. 2.1c; Tchameni *et al.*, 2001). Die meisten Gesteine des Ntem-Komplexes sind charnockitisch oder granitisch mit metabasischen Einschaltungen.

Die paläoproterozoische Einheit in der Nähe des Ortes Yandia liegt nördlich der 'Central Cameroon Shear Zone' an der Grenze zum Tschad (Abb. 2.1d). Penaye *et al.* (1989) postulierten für diese Einheit eine paläoproterozoische Hochdruckmetamorphose und eine schwache Überprägung in panafrikanischer Zeit. Das Gebiet um Yandia besteht zum größten Teil aus retrograd überprägten Hornblende-Biotit-Gneisen mit untergeordneten Einschaltungen von Metabasiten, Kalksilikaten und Metapeliten.

Die Yaoundé-Einheit besteht aus drei panafrikanischen Decken verschiedenen metamorphen Grades (Abb. 2.1c). Der Grad der metamorphen Überprägung reicht von Grünschieferfazies (Mbalmayo-Schiefer oder Yaoundé-Decke I, Chl-Ms<sup>1</sup> Schiefer) über Ms-Bt-Grt-Schiefer (Yaoundé-Decke II) bis zu granulitfaziellen Bedingungen (Yaoundé-Decke III, Grt-Ky-

<sup>1</sup>Mineralabkürzungen nach Kretz (1983) und zusätzlich Carb für Karbonat.

Bt-Rt-Gneise; Tab. 2.1). Die untersuchten Gesteine stammen aus allen drei Decken mit Hauptaugenmerk auf den beiden höhergradig metamorph überprägten (Abb. 2.1c).

## 2.5 Analytische Methoden

Die chemische Zusammensetzung der Minerale wurde mit Hilfe einer ‘JEOL Superprobe JXA-8900R’ Elektronenstrahlröntgenmikrosonde, ausgestattet mit fünf wellenlängendispersiven Spektrometern, an der Universität zu Kiel bestimmt. Generell wurde eine Beschleunigungsspannung von 15 kV, ein Probenstrom von 20 nA und ein fokussierter Strahl für Mineralanalysen benutzt. Messpunkte waren, abhängig von der gemessenen Phase, im Durchmesser 1–10  $\mu\text{m}$  groß. Natürliche und synthetische Mineralstandards wurden zur Kalibrierung benutzt. Zur Korrektur der Rohdaten fand die *CITZAF*-Methode nach Armstrong (1995) Anwendung.

Aufgrund der komplexen chemischen Zusammensetzung von Monazit und der Notwendigkeit der sehr präzisen Analyse von in nur geringen Konzentrationen vorkommenden Elementen (*Th*, *U*, *Pb*) wurden, abweichend von den Messbedingungen für Hauptelemente, signifikant andere Bedingungen für dieses Mineral benutzt. Benutzte Röntgenemissionslinien und Zählzeiten für gemessene Elemente in Monazit sind bei Appel *et al.* (2005) zusammengefasst. Um die Chemie von Monazit hinreichend zu charakterisieren wurden 17 Elemente gemessen. Monazit wurden mit einer Beschleunigungsspannung von 20 kV, einem Probenstrom von 80 nA und einem fokussierten Elektronenstrahl analysiert. Ein experimentell ermittelter Faktor wurde für die Korrektur der Interferenz der *Th*  $M\gamma$  Linie auf die *U*  $M\beta$  Linie benutzt. Das JEOL ZAF Programm diente zur Matrixkorrektur. Dünnschliffe wurden bleifrei poliert, um eine Kontamination der Probe mit Blei zu vermeiden. Ein interner Laborstandardmonazit aus den Anosyan Mountains, SE-Madagaskar (zur Verfügung gestellt durch M. Raith, Bonn) wurde während der Messungen in regelmäßigen Abständen analysiert. TIMS-Datierungen lieferten für diesen Monazit ein Alter von  $560 \pm 1$  Ma (*pers. Mitteilung* A. Möller).

Alle Monazitkörner wurden *in situ* in Dünnschliffen gemessen, um Altersinformationen mit textuellen Beziehungen zwischen Monazit und den anderen Phasen zu erhalten. Das Alter des Monazits wurde mit Hilfe der Isochronenmethode mit dem Programm ‘CHIME’ von Kato *et al.* (1999) ermittelt. Die Regressionsgerade wurde dabei durch den Ursprung gezwungen, jedoch mit einem möglichen Fehler für den Ursprung von 150 ppm für *PbO* und *ThO*<sub>2</sub><sup>\*</sup>. Diese Vorgehensweise berücksichtigt eventuell vorhandenes nicht radiogenes Blei im Monazit (Cocherie & Albarede, 2001). Mit Hilfe des Programms ‘CombError’ von P. Appel (Download von: <http://www.min.uni-kiel.de/epma/sw.html>) wurde für jede Analyse mit Hilfe der Zählstatistik für die Elemente ein analytischer Fehler bestimmt.

Zusätzlich zur chemischen *Th–U*-gesamt *Pb*-Datierung von Monazit wurden isotopische *U–Pb*-Altersbestimmungen an Zirkon einer Probe aus dem CAFB durchgeführt. Die Messungen erfolgten an einer hochauflösenden Ionensonde (SHRIMP-II) am ‘Center of Isotopic Research of VSEGEI’ in Sankt Petersburg, Russland. Der handgepickte und in Epoxydharz eingebettete Zirkon wurde bis circa zur Hälfte herunterpoliert, so dass der Kern der

Kristalle frei lag. Um die interne Struktur der Körner zu erkennen, wurden Durchlicht- und Kathodolumineszenzbilder angefertigt. Pro Zirkonanalyse wurden fünfmal die entsprechenden Isotopenmassen bestimmt. Der primäre Ionenstrahl hatte einen Durchmesser von ca. 20  $\mu\text{m}$  und eine Intensität von 4 nA. Die Datenauswertung erfolgte nach Williams (1998) mit Hilfe des SQUID Excel-Makros von Ludwig (2001). Die  $Pb/U$ -Verhältnisse wurden relativ zu dem Wert von 0.0668 für das Verhältnis  $^{206}Pb/^{238}U$  des internen Standards TEMORA-1, äquivalent einem Alter von 416.75 Ma (Black *et al.*, 2003) normalisiert.

## 2.6 Petrographie und Mineralchemie

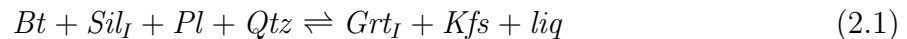
### 2.6.1 Ntem-Komplex des Kongo-Kratons

#### Aluminiumreiche Leukogneise

Die bei der Mission Minlaba gefundenen aluminiumreichen Leukogneise (CAM 101; Abb. 2.1c) können als Quarz-Feldspat-Migmatite mit millimeter- bis zentimeter-mächtigen Lagen, welche reich an Alumosilikaten und  $Fe-Mg$ -Mineralen sind, beschrieben werden. Das Ausgangsmaterial für diese Metamorphite könnte ein Quarz-Feldspat-Sediment mit einem hohen Aluminiumgehalt oder aber ein  $S$ -Typ-Granit gewesen sein. Dieser Gesteinstyp wurde in einem einige hunderte Meter großen Gebiet auf dem Gelände der Mission gefunden und stellt die einzige Lokalität dieses Gesteinstyps innerhalb des Ntem-Komplexes dar (Tchameni *et al.*, 2000).

Die Mineralparagenese der Leukogneise zur Zeit der höchsten Metamorphosebedingungen besteht aus Quarz, Plagioklas, Alkalifeldspat, Granat<sub>I</sub>, Sillimanit<sub>I</sub>, Cordierit<sub>I</sub> und untergeordnet Biotit (Tab. 2.1). Opake Minerale sind so gut wie nicht vorhanden. Es wurde kein Monazit und nur kleiner Zirkon gefunden.

Das Gestein enthält eine komplexe Reaktionsgeschichte, die auf eine polymetamorphe Entwicklung hindeutet. Granat, Disthen, Sillimanit, Biotit und vermutlich auch Cordierit treten in zwei Generationen auf. Granat<sub>I</sub> bildet xenomorphe, ellipsoide Körner mit Einschlüssen von Quarz, Feldspat und zahlreichen Sillimanitnadeln, welche in einigen Granatkristallen eine Krenulationsschieferung zeigen. Grobkörniger Disthen<sub>I</sub> bildet zusammen mit prismatischem Sillimanit<sub>I</sub> und Biotit<sub>I</sub> in der Quarz-Feldspat-Matrix dünne Lagen und Schlieren. Die Altersbeziehung zwischen Disthen<sub>I</sub> und Sillimanit<sub>I</sub> konnte texturell nicht gelöst werden, allerdings enthält Granat<sub>I</sub> nur Einschlüsse von Sillimanit (Abb. 2.2a, b). Dieses deutet auf Granatwachstum innerhalb des Sillimanitstabilitätsfeldes hin:



Granat<sub>I</sub> wird teilweise durch einen Mineralfilz bestehend aus Biotit<sub>II</sub>, Sillimanit<sub>II</sub> und Quarz ersetzt (Abb. 2.2a, b). Sehr feinkörniges, glimmerähnliches Material zwischen den Sillimanitnadeln könnte ein Produkt pinitisierten Cordierites sein. Diese Textur wird als Hinweis auf zwei konkurrierende oder aber nacheinander ablaufende Reaktionen gedeutet:





**Tabelle 2.1:** Mineralparagenesen und Probennummern aluminiumreicher Leukogneise des Ntem-Komplexes und metapelitischer Gesteine aus dem paläoproterozoischen Grundgebirge innerhalb des CAFB (Yandia-Gebiet) und den drei neoproterozoischen Yaoundé-Decken.

Paragenese	prograde und retrograde Phasen*									
[1]	Pl	Kfs	Grt	[Ky]/[Sil]	[opx]	—	—	[Bt]	—	[Crd]
[2]	Pl	—	Grt	Sil	—	[chl]	—	Bt	—	[crd]
[3]	Pl	—	Grt	Ky/Sil	[ms]	[chl]	St	Bt	Rt	Gr
[4]	Pl	Kfs	Grt	Sil	—	[chl]	—	[Bt]	Rt	—
[5]	Pl	—	—	—	Ms	[Chl]	—	—	—	—
[6]	—	—	Grt	—	Ms	[Chl]	—	—	—	—
[7]	Pl	—	Grt	—	Ms	Chl	St	—	Rt	—
[8]	Pl	—	Grt	—	Ms	[chl]	—	Bt	Rt	—
[9]	Pl	—	Grt	—	Ms	chl	—	Bt	Rt	Carb
[10]	Pl	Kfs	Grt	—	—	—	—	Bt	Rt	Carb
[11]	Pl	—	Grt	Ky	Ms	[chl]	St	Bt	Rt	—
[12]	Pl	—	Grt	Ky	Ms	[chl]	St	—	Rt	—
[13]	Pl	—	Grt	—	Ms	[chl]	—	Bt	Rt	—
[14]	Pl	Kfs	Grt	Ky	[ms]	—	—	Bt	Rt	Gr [carb]

zusätzlich: Qtz, Ilm; akzessorische Phasen: Ap, Mnz/Zrn, Ep; außer in [1]

#### Ntem-Komplex

[1] 101-1, 101-2, 101-4, 101-5, 101-7, 101-8, 101-9, 101-10

#### Yandia-Gebiet

[2] 49-2

[3] 57-2, 57-3, 57-4

[4] 57-1, 57-5

#### Yaoundé-Decke I (Mbalmayo-Schiefer), zusätzlich Tur

[5] 94-1, 94-2, 123-1, 191-1

[6] 208-1, 208-2

#### Yaoundé-Decke II, zusätzlich Tur

[7] 193-3

[8] 193-1, 193-4, 194-1, 201-2

[9] 193-2, 198-1, 198-2, 201-1

[10] 199-1, 200-1, 202-1

[11] 3-15-1, 214-3, 214-5

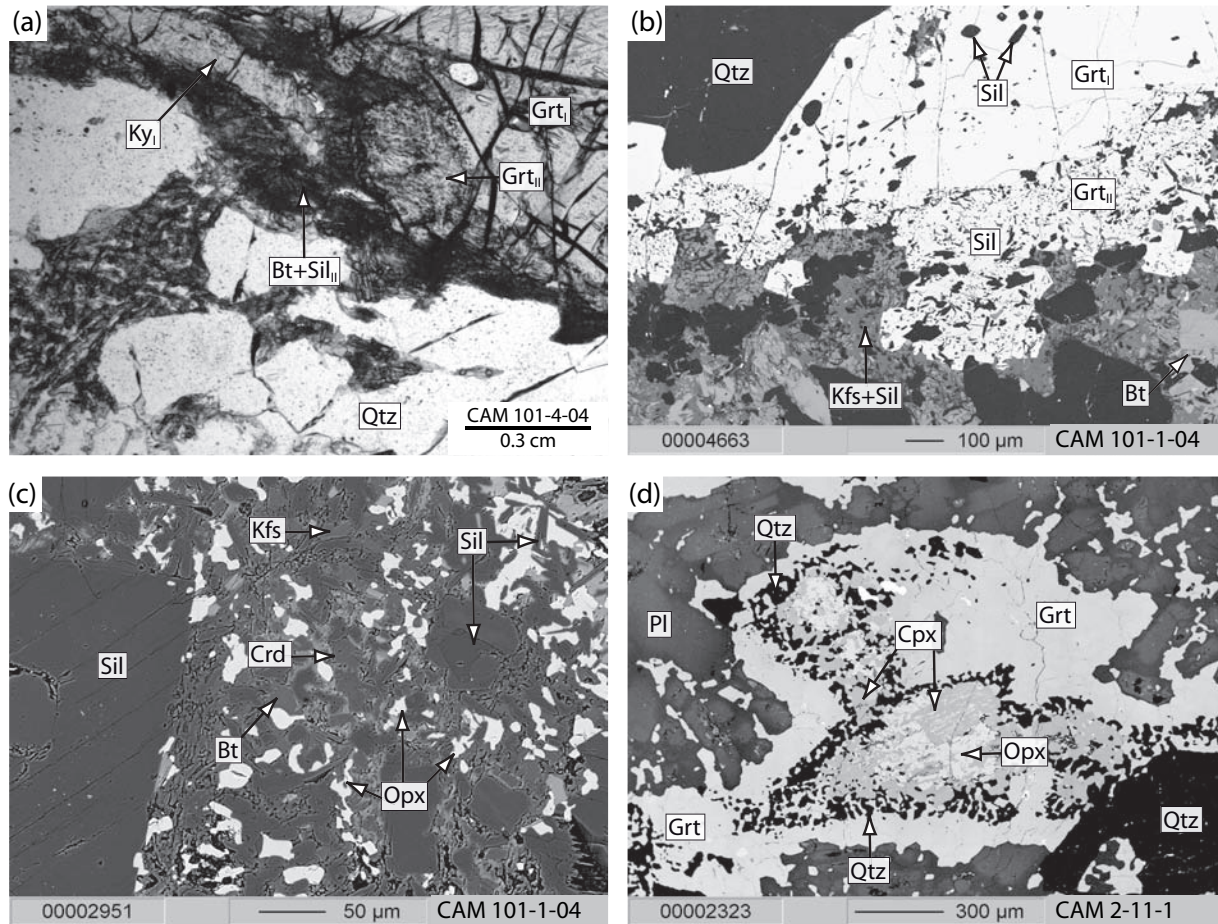
[12] 214-4

[13] 214-1, 214-2

#### Yaoundé-Decke III

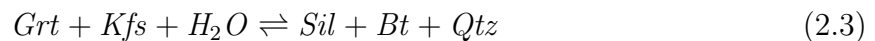
[14] 1-2-1, 1-2-2, 1-2-3, 1-2-4, 174-1, 174-2, 204-1, 204-2, 205-1, 205-2, 205-3, 205-4, 209-2, 209-3, 209-4, 215-1, 215-2, 215-3, 216-1, 218-1, 218-2, 219-1, 219-2, 219-3, 220-2, 221-1, 222-1, 222-2

\* X: prograde Phase; [x]: retrograde Phase; [X]: prograde und retrograde Bildung.



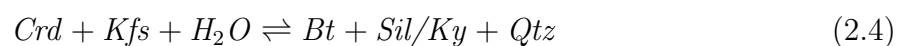
**Abbildung 2.2:** Reaktionstexturen in Gesteinen des Ntem-Komplexes. (a)–(c) Texturen in aluminiumreichen Leukogneisen. (a) Abbau von Grt<sub>I</sub> und Ky zu einem Filz aus Bt+Sil, der von Grt<sub>II</sub> überwachsen wird. (b) Wachstum von Grt<sub>II</sub> über einen Filz aus Sil-Bt-Kfs (Rückstreuelektrotenbild [BSEI]). (c) Opx-Sil-Symplektit mit noch reliktsch vorhandenem Cordierit (BSEI). (d) Grt-Cpx-Qtz-Koronen um Opx in metabasischen Gesteinen (BSEI).

und



Die während dieser Reaktionen gebildeten filzigen Aggregate aus Sillimanitnadeln ersetzen teilweise grobkörnigen Disthen<sub>I</sub> (Abb. 2.2a), welches auf eine prograde Bildung des Disthens hinweist.

Cordierit<sub>I</sub> bildet, wie auch Granat<sub>I</sub>, xenomorphe Körner in der Quarz-Feldspat-Matrix, ist jedoch zum größten Teil durch einen feinkörnigen Symplektit, bestehend aus Sillimanit, Disthen, Quarz, hellgrünem Biotit, Orthopyroxen und Alkalifeldspat, ersetzt (Abb. 2.2c). Das Entstehen dieser Textur kann durch die folgenden Reaktionen erklärt werden:



und



Da sowohl Sillimanit als auch Disthen in den Symplektiten nach Cordierit vorkommen, muss die Grenze zwischen dem Sillimanit- und dem Disthenstabilitätsfeld während des Reaktionsverlaufes überschritten worden sein. Ob sich bei dem Cordieritabbau Biotit ( $X_{Mg} = Mg/[Mg + Fe^{2+}] \approx 0.75\text{--}0.80$ ) oder Orthopyroxen bildet, scheint von der Verfügbarkeit von Wasser abzuhängen.

Zusätzlich zum retrograden Abbau von Granat und Cordierit wird auch eine nachfolgende prograde Bildung von Granat<sub>II</sub> beobachtet (Abb. 2.2a, b). Granat<sub>II</sub> wächst über die filzigen Sillimanit-Pinit-Biotit-Quarz-Symplektite, die aus dem partiellen Abbau von Granat<sub>I</sub> entstanden. Dieses Wiederwachstum wird einem zweiten prograden Metamorphoseereignis zugeschrieben.

In den symplektitischen Pseudomorphosen nach Cordierit noch reliktsch vorhandener Cordierit<sub>I</sub> ist magnesiumreich ( $X_{Mg} \approx 0.88$ ). Der koexistierende Orthopyroxen hat ein  $X_{Mg}$  von ca. 0.65–0.68 und enthält ca. 3.6–4.8 Gew.%  $Al_2O_3$  (Tab. 2.2). Die chemische Zusammensetzung der beiden Granatgenerationen ist gleich: sehr magnesiumreich ( $X_{Mg} \approx 0.40\text{--}0.45$ ) und calciumarm ( $X_{Grs} \approx 0.03\text{--}0.05$ ). Sie spiegelt die fortgeschrittene Entwässerungsreaktion entsprechend Gleichung 2.1 wider.

### Metabasite

Metabasite treten an mehreren Orten des Ntem-Komplexes als Gänge von einigen Metern Breite auf. Die höchstmetamorphe Mineralparagenese dieser Gesteine enthält Orthopyroxen, Plagioklas ( $X_{An} \approx 0.67$  im Kern;  $X_{An} \approx 0.45$  am Rand; Tab. 2.3) und Quarz. Grt-Cpx-Qtz-Koronen um Orthopyroxen (Abb. 2.2d) stellen eine späte Bildung dar. Aufgrund der geringen positiven Steigung der granatbildenden Reaktionskurve im  $P$ - $T$ -Diagramm (Green & Ringwood, 1967; Harley, 1989), deuten diese Texturen auf eine nahezu isobare Abkühlung nach der höchsten Metamorphose hin. Der Klinopyroxen innerhalb des Reaktionssaumes hat ein höheres  $X_{Mg}$  ( $\approx 0.68\text{--}0.78$ ) als koexistierender Orthopyroxen ( $X_{Mg} \approx 0.52\text{--}0.62$ ); der Granat ist reich an Grossularkomponente ( $X_{Grs} \approx 0.18\text{--}0.23$ ,  $X_{Mg} \approx 0.24\text{--}0.32$ ; Tab. 2.3).

## 2.6.2 Paläoproterozoisches Grundgebirge des CAFB: das Yandia-Gebiet

### Metapelite

In dem Gebiet um Yandia treten hochgradig metamorphe Gesteine auf, die dem paläoproterozoischen Grundgebirge des CAFB zugerechnet werden (Toteu *et al.*, 2001; Penaye *et al.*, 2004). Die fein- bis mittelkörnigen Metapelite sind migmatisiert und durch die prograde Mineralparagenese Granat, Disthen, Biotit, Plagioklas, Alkalifeldspat, Quarz, Staurolith, Ilmenit und Rutil gekennzeichnet (Tab. 2.1). Als späte Phasen bildeten sich Cordierit,

## 2. Panafrikanische Metamorphose in Kamerun

**Tabelle 2.2:** Repräsentative Mineralanalysen von Granat, Cordierit, Orthopyroxen, Plagioklas und Biotit aluminiumreicher Leukogneise des Ntem-Komplexes.

Probe Phase Nr.	101-1 Grt 282	101-2 Grt 189	101-2† Grt 191	101-1 Grd 210	101-1 Grd 214	101-1 Grd 227	101-1 Opx 185	101-2 Opx 140	101-2 Opx 141	101-1 Pl 36	101-1 Pl 49	101-2 Pl† 216	101-1 Bt 185	101-2 Bt 228
<i>SiO<sub>2</sub></i>	39.22	39.85	39.90	49.20	49.36	49.08	51.40	51.46	51.74	48.64	49.10	58.51	39.05	38.65
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.04	0.00	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.03	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.13	1.28
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	22.25	22.38	22.44	33.17	33.17	33.06	4.58	4.65	4.02	33.08	32.56	26.55	17.53	17.52
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0.00	0.03	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00
<i>FeO</i>	24.77	25.96	25.85	2.75	2.58	2.76	19.27	20.81	20.37	n.d.	n.d.	n.d.	8.57	10.04
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.06	0.07	0.04	n.c.	n.c.
<i>MgO</i>	10.58	10.39	10.85	11.58	11.62	11.55	23.66	22.59	23.18	n.d.	n.d.	n.d.	20.21	18.90
<i>MnO</i>	1.62	0.67	0.73	0.04	0.05	0.04	0.39	0.27	0.23	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.03
<i>CaO</i>	1.67	1.66	1.28	0.00	0.00	0.01	0.05	0.06	0.07	16.21	15.57	8.30	0.02	0.01
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.09	0.13	0.11	n.d.	n.d.	n.d.	2.25	2.60	6.89	0.07	0.13
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.02	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.02	0.07	10.60	10.18
<i>BaO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.01	0.00	n.d.	n.d.
Summe	100.15	100.94	101.05	96.84	96.93	96.61	99.35	99.89	99.60	100.28	99.93	100.36	96.22	96.74
Si	2.989	3.011	3.006	5.011	5.019	5.011	1.896	1.899	1.911	2.218	2.244	2.606	5.598	5.542
Ti	0.002	0.000	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	0.000	0.001	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	0.014	0.138
Al	1.999	1.993	1.993	3.982	3.975	3.978	0.199	0.202	0.175	1.778	1.754	1.394	2.962	2.961
Cr	0.000	0.002	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.000
Fe <sup>2+</sup>	1.579	1.640	1.629	0.234	0.219	0.236	0.585	0.642	0.629	n.d.	n.d.	n.d.	1.028	1.204
Fe <sup>3+</sup>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.002	0.002	0.001	n.c.	n.c.
Mg	1.201	1.170	1.219	1.758	1.761	1.759	1.301	1.243	1.276	n.d.	n.d.	n.d.	4.318	4.040
Mn	0.104	0.043	0.046	0.003	0.004	0.004	0.012	0.008	0.007	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	0.003
Ca	0.136	0.134	0.103	0.000	0.000	0.001	0.002	0.002	0.003	0.792	0.762	0.396	0.003	0.001
Na	n.d.	n.d.	n.d.	0.019	0.025	0.021	n.d.	n.d.	n.d.	0.199	0.231	0.595	0.019	0.035
K	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.003	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.004	1.938	1.862
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.000	0.000	0.000	n.d.	n.d.
Summe	8.010	7.992	7.997	11.009	11.007	11.010	4.005	3.998	4.001	4.991	4.995	4.996	15.886	15.787
<i>X<sub>Almn</sub></i>	0.523	0.549	0.544											
<i>X<sub>Frrp</sub></i>	0.398	0.392	0.407							0.798	0.766	0.398		
<i>X<sub>Spps</sub></i>	0.034	0.014	0.015							0.200	0.232	0.598		
<i>X<sub>Grs</sub></i>	0.045	0.045	0.034							0.001	0.001	0.004		
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.432	0.416	0.428	0.883	0.889	0.882	0.686	0.659	0.670				0.808	0.770
<i>X<sub>An</sub></i>														
<i>X<sub>Ab</sub></i>														
<i>X<sub>Kfs</sub></i>										0.000	0.000	0.000		
<i>X<sub>Cs</sub></i>														

†: Analysen für geochemobarometrische Berechnungen; Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt), 18 (Grd), 6 (Opx), 8 (Pl) bzw. 22 (Bt) Sauerstoffatomen gerechnet; n.c.: nicht berechnet; n.d.: nicht bestimmt.

**Tabelle 2.3:** Repräsentative Mineralanalysen von Granat, Plagioklas, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Hornblende mafischer Gesteine des Ntem-Komplexes.

Probe Phase Nr.	2-11-1† Grt 45	139-1† Grt 89	118-2† Grt 425	2-11-1† Pl 292	2-11-1 Pl 297	139-1† Pl 121	118-2† Pl 437	2-11-1 Opx 64	139-1 Opx 63	118-2 Opx 410	2-11-1† Cpx 119	139-1† Cpx 104	118-2† Cpx 413	139-1 Hbl 42
<i>SiO<sub>2</sub></i>	38.49	38.94	38.75	51.15	56.52	52.23	53.50	51.97	51.82	52.28	52.87	53.17	52.69	42.14
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.06	0.02	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.06	0.11	0.11	0.88
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	21.66	21.71	21.62	30.60	27.04	29.58	28.88	1.13	2.01	0.87	1.56	1.73	1.32	12.57
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.d.	0.02	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.00	0.09	0.00
<i>FeO</i>	25.79	25.15	25.92	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	27.62	22.94	26.39	9.52	7.12	9.03	15.45
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.c.	n.c.	n.c.	0.06	0.21	0.16	0.17	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
<i>MgO</i>	4.74	6.76	5.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	18.59	21.57	19.85	12.70	14.26	13.17	11.22
<i>MnO</i>	1.27	0.94	0.85	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.63	0.39	0.31	0.25	0.12	0.15	n.d.
<i>CaO</i>	8.42	6.76	8.50	13.58	9.23	12.80	11.92	0.68	0.43	0.31	22.81	22.69	22.50	11.64
<i>Ni<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	3.76	6.18	4.33	4.75	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.86
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.04	0.04	0.10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.46
<i>BaO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.03	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>-O ≡ Cl</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.23
Summe	100.42	100.30	100.74	99.22	99.25	99.14	99.32	100.62	99.16	100.01	100.24	99.71	99.58	97.45
<i>Si</i>	2.997	3.006	3.004	2.342	2.555	2.389	2.436	1.973	1.952	1.981	1.975	1.973	1.977	6.375
<i>Ti</i>	0.003	0.001	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.003	0.003	0.100
<i>Al</i>	1.988	1.975	1.975	1.652	1.441	1.595	1.550	0.051	0.089	0.039	0.069	0.076	0.059	2.241
<i>Cr</i>	n.d.	0.001	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.000	0.000	0.003	0.000
<i>Fe</i>	1.680	1.623	1.680	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.877	0.722	0.836	0.297	0.221	0.283	1.955
<i>Fe<sup>3+</sup></i>	n.c.	n.c.	n.c.	0.002	0.007	0.006	0.006	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
<i>Mg</i>	0.551	0.777	0.582	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.052	1.211	1.121	0.708	0.789	0.737	2.530
<i>Mn</i>	0.084	0.061	0.056	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	0.012	0.010	0.008	0.004	0.005	n.d.
<i>Ca</i>	0.702	0.559	0.706	0.666	0.447	0.628	0.582	0.028	0.017	0.013	0.913	0.902	0.905	1.887
<i>Na</i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.334	0.542	0.384	0.419	n.d.	n.d.	n.d.	0.034	0.036	0.038	0.546
<i>K</i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.002	0.002	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.089
<i>Ba</i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.000	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>Cl</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.158
Summe	8.005	8.004	8.006	4.998	4.995	5.004	4.999	4.001	4.004	3.999	4.006	4.004	4.009	15.722
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.247	0.324	0.257											
<i>X<sub>Alm</sub></i>	0.557	0.537	0.556											
<i>X<sub>Prp</sub></i>	0.183	0.257	0.192											
<i>X<sub>Sps</sub></i>	0.028	0.020	0.018											
<i>X<sub>Grs</sub></i>	0.233	0.185	0.233											
<i>X<sub>An</sub></i>				0.665	0.451	0.619	0.578							
<i>X<sub>Ab</sub></i>				0.333	0.547	0.379	0.416							
<i>X<sub>Kfs</sub></i>				0.001	0.002	0.002	0.006							
<i>X<sub>Cs</sub></i>				0.001	0.001	0.000	0.000							

†: Analysen für geothermobarometrische Berechnungen; Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt), 8 (Pl), 6 (Opx, Cpx) bzw. 23 (Hbl) Sauerstoffatomen gerechnet; n.c.: nicht berechnet; n.d.: nicht bestimmt.

Muskovit und Chlorit. Akzessorisch treten Apatit, Monazit, Zirkon und Graphit auf. Repräsentative Mineralanalysen sind in Tab. 2.4 zu finden.

Granatporphyroblasten sind zentimetergroß und enthalten Einschlüsse von Plagioklas, Quarz, Biotit ( $X_{Mg} \approx 0.52$ ) und Rutil. Zusätzlich treten Disthen (Abb. 2.3a) und gerundete Staurolithkörner ( $X_{Mg} \approx 0.25$ ), die wiederum von Disthen gesäumt sind, auf (Abb. 2.3b). Diese Textur kann durch den prograden Abbau von Staurolith in Anwesenheit von Quarz zu Granat + Disthen + H<sub>2</sub>O erklärt werden. In Gesteinen mit der Paragenese [3] (Tab. 2.1) enthalten Granatporphyroblasten eine starke chemische Zonierung mit einem grossularreichen und magnesiumarmen Kern ( $X_{Grs}=0.143$ ,  $X_{Alm}=0.662$ ,  $X_{Prp}=0.163$ ,  $X_{Sps}=0.032$ ) sowie einem grossulararmen und magnesiumreichen Rand ( $X_{Grs}=0.059$ ,  $X_{Alm}=0.698$ ,  $X_{Prp}=0.230$ ,  $X_{Sps}=0.013$ ; Abb. 2.4a, Tab. 2.4). Diese glockenförmige Zonierung spiegelt die Wachstumsgeschichte von Granat wider und kann somit für thermodynamische Berechnungen der prograden  $P$ - $T$ -Entwicklung genutzt werden. Während Disthen nur als Einschluss in Granat auftritt, ist Sillimanit das stabile Alumosilikat in der Matrix (Abb. 2.3a). Sillimanit tritt mit prismatischem und nadeligem Habitus auf. Verwachsungen von Sillimanit mit Biotit sind häufig zu beobachten. Biotit ist sowohl als Einschluss in Granat als auch als Matrixphase vorhanden. Die Zusammensetzung variiert im  $X_{Mg}$  von 0.42 bis 0.78, welches mit einem  $Ti$ -Gehalt von 0.2 bis 0.7 *p.f.u.* (22 Sauerstoffe; Abb. 2.5) korreliert. Plagioklas in der Matrix ( $X_{An} \approx 0.4$ ) hat eine geringfügig höhere Anorthitkomponente als in Granat eingeschlossener Feldspat ( $X_{An} \approx 0.38$ ). Intergranulare Variationen in der Zusammensetzung wurden nicht beobachtet.

Während der retrograden Metamorphose bildete sich um Granat und Sillimanit entsprechend der folgenden Reaktion Cordierit ( $X_{Mg} \approx 0.70$ – $0.75$ ; Abb. 2.3c, Tab. 2.4):

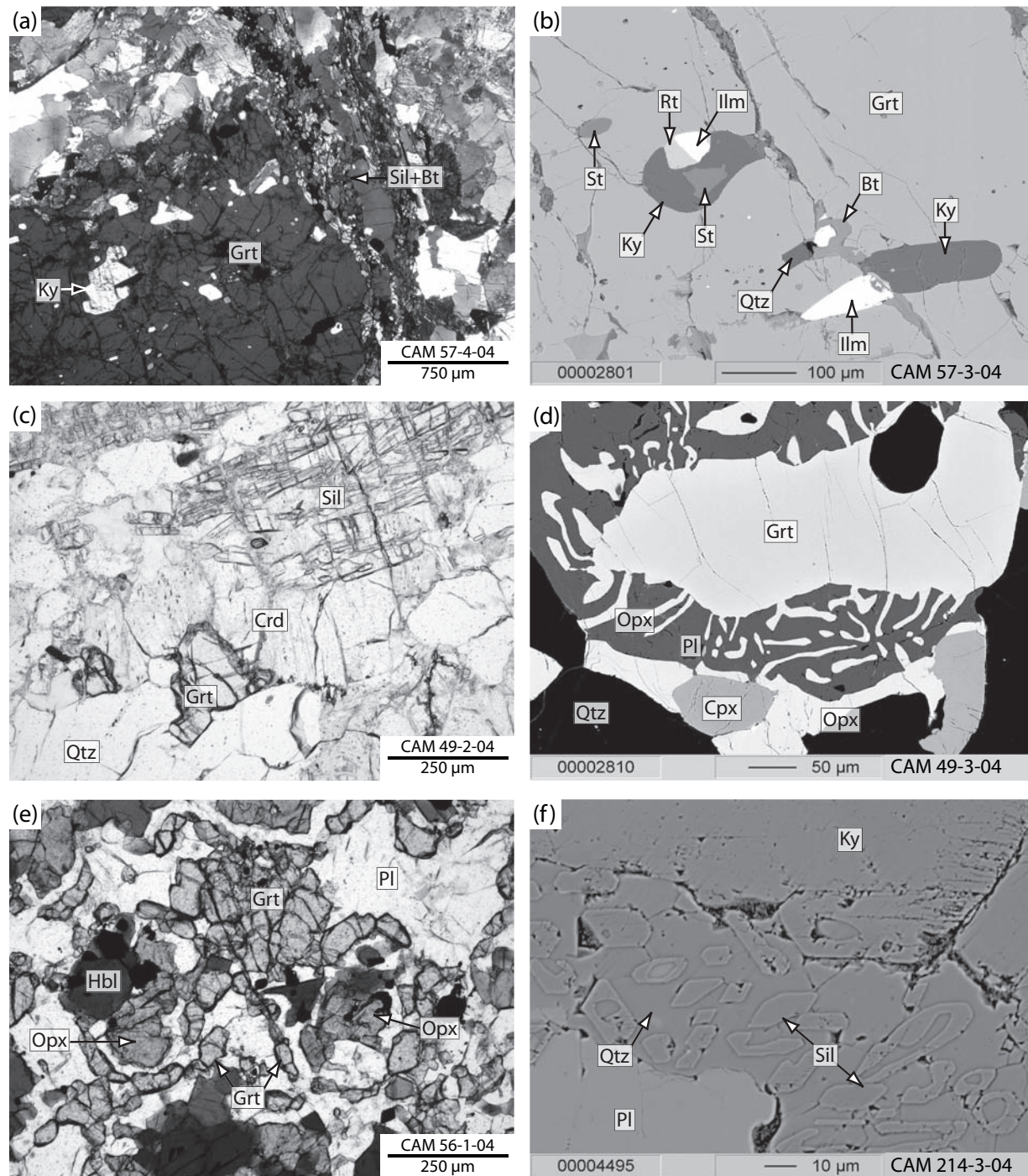


Diese Textur wird in Verbindung mit einer Dekompression gebracht. Die späte Bildung von Muskovit und Chlorit ist auf den Einfluss einer fluiden Phase zurückzuführen.

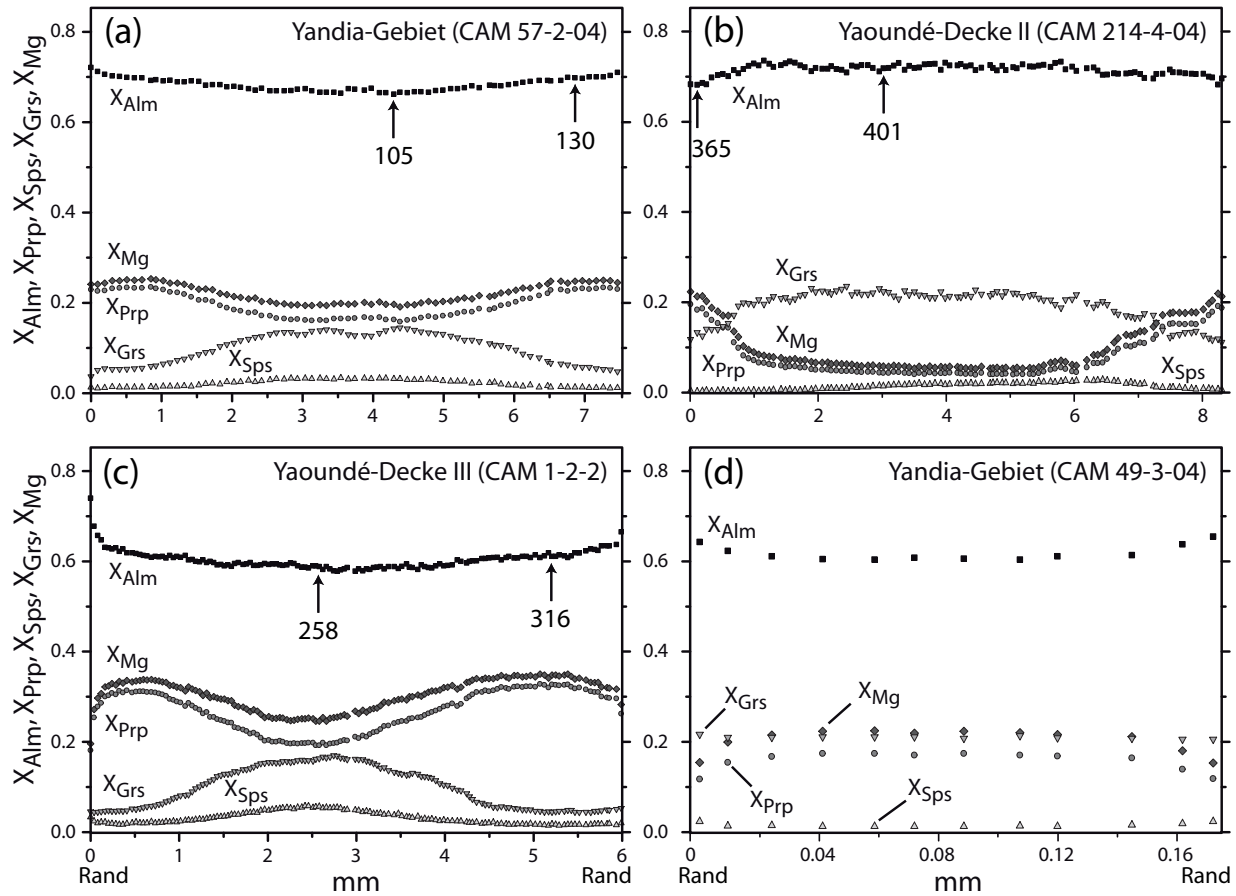
### Metabasite

Metabasite sind fein- bis mittelkörnig. Die höchstmetamorphe Mineralparagenese, bestehend aus Granat ( $X_{Grs} \approx 0.20$ ,  $X_{Alm} \approx 0.62$ ,  $X_{Prp} \approx 0.14$ ,  $X_{Sps} < 0.3$ ,  $X_{Mg} \approx 0.18$ – $0.22$ ), Klinopyroxen ( $X_{Mg} \approx 0.58$ – $0.61$ ), Quarz und untergeordnet Plagioklas ( $X_{An} \approx 0.90$ – $0.95$ ), wird abgebaut zu Symplektiten aus Orthopyroxen ( $X_{Mg} \approx 0.40$ – $0.45$ ; Tab. 2.5) und Plagioklas um Granat (Abb. 2.3d). Diese Textur spricht für eine Dekompression.

Neben dem Abbau von Granat ist in  $SiO_2$ -untersättigten Gesteinen aus dem gleichen Gebiet auch das Wachstum von Granat zu beobachten. Die prograde Paragenese, bestehend aus Klinopyroxen<sub>I</sub>, Plagioklas<sub>I</sub> und untergeordnet auftretendem Orthopyroxen zerfällt zu Koronen aus Granat, Klinopyroxen<sub>II</sub> und Plagioklas<sub>II</sub> (Abb. 2.3e), einer Textur die für isobare Abkühlung spricht. Texturell ist es nicht zu entscheiden, welche der beiden Reaktionen zuerst stattfand. Das späte Auftreten von brauner Hornblende ( $X_{Mg} \approx 0.44$ – $0.52$ ; Tab. 2.5) in allen Metabasiten spricht für den Einfluss einer fluiden Phase während der retrograden Metamorphose.



**Abbildung 2.3:** (a)–(e) Mineraltexturen in Gesteinen der paläoproterozoischen Einheit innerhalb des CAFB aus der Nähe von Yandia. (a) Überblick über einen metapelitischen Grt-Porphyroblasten mit Einschlüssen von Ky und Sil-Bt-Verwachsungen in der Matrix. (b) BSEI von prograden St- und Ky-Einschlüssen in Grt. (c) Späte Bildung von Crd auf Kosten von Grt+Sil in metapelitischen Gesteinen. (d) Opx-Pl-Symplektite zwischen progradem Grt, Cpx und Qtz in Metabasiten (BSEI). (e) Abbau der prograden Paragenese Opx+Pl zu Koronen aus Grt+Pl. (f) Umwandlung von Ky zu Nadeln aus Sil in Metapeliten aus der Yaoundé-Decke II (BSEI).



**Abbildung 2.4:** Chemische Zonierungsprofile von Granatporphyroblasten. (a)–(c) Metapelitischer Granat aus dem (a) paläoproterozoischen Grundgebirge innerhalb des CAFB (Yandia-Gebiet) und (b), (c) den neoproterozoischen Deckschichten (Yaoundé-Decken II und III) zeigen die gleiche glockenförmige Zonierung in der Grossular Komponente, die mit einer randlichen Zunahme des  $X_{Mg}$  und der Pyropkomponente korreliert. Später  $Fe-Mg$ -Austausch ist auf die äußersten Zonen der Porphyroblasten beschränkt. Pfeile zeigen auf Analysen, die für GASP- und GIBBS-Berechnungen benutzt wurden (siehe Tab. 2.7, 2.8). (d) Ein relictisch vorhandener Grt-Porphyroblast (umgeben von Opx-Pl-Symplektit) aus einer metabasischen Probe aus dem Yandia-Gebiet zeigt eine randliche Abnahme des  $X_{Mg}$ .

### 2.6.3 Neoproterozoische Deckschichten des CAFB: die Yaoundé-Decken

#### Metapelite der Yaoundé-Decke I (Mbalmayo-Schiefer)

Die Gesteine der Decke mit dem niedrigsten Metamorphosegrad können als Ms-Chl-Schiefer beschrieben werden. Sie enthalten die Mineralparagenese Qtz-Pl-Ms-Chl bzw. Qtz-Pl-Grt-Ms-Chl (Tab. 2.1; Paragenesen [5] und [6]). Vereinzelt tritt zentimetergroßer Granat in einer Matrix aus Muskovit und Chlorit auf.



**Tabelle 2.4:** Repräsentative Mineralanalysen von Granat, Sillimanit, Disthen, Staurolith, Plagioklas, Cordierit und Biotit metapeliteischer Gesteine des Yandía-Gebietes.

Probe Phase Nr.	49-2† Grt 172	57-2 Grt 100	57-2† Grt-Kern 105	57-2 Grt 116	57-2 Grt 126	57-2 Grt-Rand 130	57-2 Sil 128	57-2 St 9	57-2 St 146	49-2† Pl 191	57-2† Pl 19	57-2† Pl 158	49-2† Crd 186	49-2 Crd 183	49-2 Bt 203	57-2† Bt 146
<i>SiO<sub>2</sub></i>	38.95	38.53	38.38	38.48	38.60	38.43	36.91	25.33	24.97	56.46	58.11	58.84	49.28	49.22	36.44	35.64
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.00	0.03	0.16	0.03	0.00	0.05	0.06	0.82	0.92	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.58	5.13
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	21.95	21.61	21.50	21.35	21.69	21.66	62.85	57.02	57.21	27.75	26.77	26.07	33.31	33.28	16.97	17.93
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>FeO</i>	30.57	31.17	30.80	31.71	32.03	32.33	n.c.	11.66	11.81	n.c.	n.c.	n.c.	6.31	6.30	17.30	17.03
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>2</sub></i>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.21	n.c.	n.c.	0.24	0.11	0.06	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
<i>MgO</i>	7.27	4.32	4.24	4.71	5.76	5.98	0.00	2.23	2.06	n.d.	n.d.	n.d.	9.59	9.48	10.51	9.91
<i>MnO</i>	0.74	1.48	1.45	1.02	0.72	0.58	n.d.	0.09	0.09	n.d.	n.d.	n.d.	0.10	0.10	0.01	0.06
<i>CaO</i>	1.87	4.61	5.20	4.28	2.56	2.13	n.d.	0.00	0.01	9.71	8.40	7.72	0.02	0.03	0.00	0.02
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5.84	6.71	6.89	0.05	0.09	0.08	0.17
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.25	0.18	0.47	0.00	0.00	10.01	9.95
<i>BaO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>ZnO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.21	1.17	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Summe	101.38	101.75	101.73	101.58	101.36	101.16	100.01	98.36	98.24	100.27	100.27	100.05	98.65	98.50	95.90	95.85
Si	3.000	3.002	2.993	3.003	3.003	2.995	0.996	6.988	6.904	2.531	2.593	2.628	5.006	5.009	5.476	5.360
Ti	0.000	0.002	0.010	0.002	0.000	0.003	0.001	0.170	0.191	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.518	0.580
Al	1.993	1.985	1.976	1.964	1.988	1.990	1.999	18.540	18.644	1.466	1.408	1.373	3.988	3.992	3.006	3.178
Cr	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe <sup>2+</sup>	1.970	2.031	2.008	2.070	2.084	2.107	n.c.	2.690	2.731	n.c.	n.c.	n.c.	0.536	0.536	2.174	2.141
Fe <sup>3+</sup>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.004	n.c.	n.c.	0.008	0.004	0.002	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
Mg	0.835	0.502	0.493	0.548	0.667	0.695	0.000	0.917	0.849	n.d.	n.d.	n.d.	1.453	1.439	2.355	2.221
Mn	0.048	0.098	0.096	0.068	0.048	0.038	n.d.	0.020	0.021	n.d.	n.d.	n.d.	0.009	0.009	0.001	0.008
Ca	0.154	0.385	0.434	0.358	0.213	0.178	n.d.	0.000	0.004	0.466	0.402	0.370	0.002	0.003	0.000	0.003
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.508	0.581	0.597	0.009	0.018	0.024	0.050
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.014	0.010	0.027	0.000	0.000	1.919	1.910
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.247	0.239	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Summe	8.002	8.005	8.010	8.012	8.003	8.006	3.003	29.572	29.583	4.994	4.998	4.997	11.003	11.006	15.473	15.452
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.298	0.198	0.197	0.209	0.242	0.248		0.254	0.237				0.731	0.729	0.520	0.509
<i>X<sub>Alrm</sub></i>	0.655	0.673	0.662	0.680	0.692	0.698										
<i>X<sub>Prrp</sub></i>	0.278	0.166	0.163	0.180	0.221	0.230										
<i>X<sub>Sps</sub></i>	0.016	0.032	0.032	0.022	0.016	0.013										
<i>X<sub>Grs</sub></i>	0.051	0.128	0.143	0.118	0.071	0.059				0.471	0.405	0.372				
<i>X<sub>An</sub></i>										0.514	0.585	0.601				
<i>X<sub>Ab</sub></i>										0.014	0.010	0.027				
<i>X<sub>Kfs</sub></i>										0.001						
<i>X<sub>Cs</sub></i>																

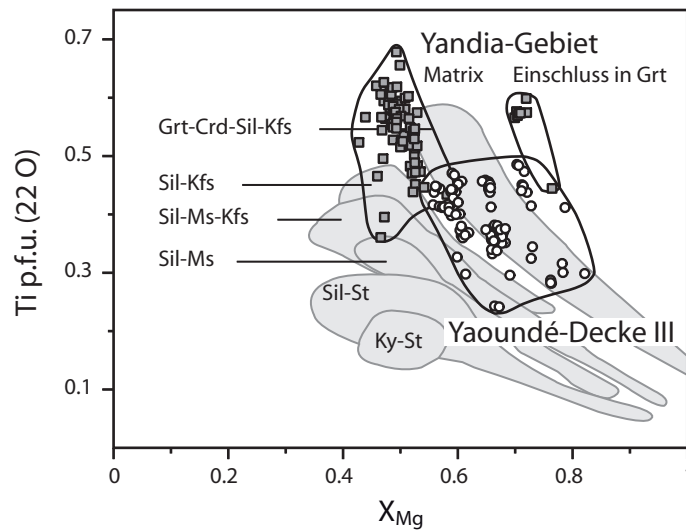
†: Analysen für geothermobarometrische und GIBBS-Berechnungen; Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt), 5 (Sil, Ky), 46 (St), 8 (Pl), 18 (Crd) bzw. 22 (Bt). Sauerstoffatomen gerechnet; n.c.: nicht berechnet; n.d.: nicht bestimmt.

## 2. Panafrikanische Metamorphose in Kamerun

**Tabelle 2.5:** Repräsentative Mineralanalysen von Granat, Plagioklas, Orthopyroxen, Klinopyroxen und Amphibol (Amph) mafischer Gesteine aus dem paläoproterozoischen Grundgebirge bei Yandia.

Probe Phase Nr.	49-3† Grt 349	51-1† Grt 58	55-1 Grt 256	49-3† Pl 400	51-1† Pl 95	55-1 Pl 266	49-3† Opx 343	51-1† Opx 56	55-1 Opx 239	49-3† Cpx 326	51-1† Cpx 69	55-1 Cpx 232	49-3 Amph 440	51-1 Amph 82	51-1 Amph 181	55-1 Amph 273
<i>SiO<sub>2</sub></i>	38.10	37.99	38.05	44.84	44.88	58.35	50.31	50.58	50.50	51.41	51.91	51.86	43.36	43.72	44.87	42.19
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.04	0.06	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.05	0.08	0.19	0.18	0.25	1.27	1.55	1.54	2.52
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	21.24	21.53	21.50	34.93	35.05	26.22	0.71	0.90	0.98	1.61	1.43	1.56	10.61	10.24	9.89	12.30
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0.00	0.01	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.06	0.02	0.01	0.05
<i>FeO</i>	28.63	28.87	27.65	n.c.	n.c.	n.c.	33.82	32.76	32.28	13.73	12.92	12.81	19.42	17.79	16.98	16.77
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.c.	n.c.	n.c.	0.29	0.35	0.34	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
<i>MgO</i>	3.83	4.15	4.40	n.d.	n.d.	n.d.	14.03	14.40	15.06	10.82	11.34	11.00	8.73	9.32	10.29	9.77
<i>MnO</i>	0.73	1.13	1.04	n.d.	n.d.	n.d.	0.47	0.61	0.46	0.16	0.19	0.16	n.d.	0.00	0.00	0.00
<i>CaO</i>	7.73	6.67	7.07	18.23	18.34	8.18	0.63	0.71	0.69	21.04	21.43	21.85	11.37	11.08	11.09	11.23
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	1.01	0.90	6.74	n.d.	n.d.	n.d.	0.18	0.24	0.36	0.76	1.03	1.11	1.77
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.03	0.28	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.35	0.98	0.93	1.07
<i>BaO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.03	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>-O ≡ Cl</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.33	0.20	0.18	0.08
Summe	100.30	100.42	99.77	99.36	99.59	100.17	100.00	100.01	100.05	99.14	99.63	99.85	97.26	95.93	96.89	97.75
Si	3.001	2.988	2.997	2.082	2.079	2.609	1.983	1.984	1.975	1.972	1.975	1.971	6.626	6.696	6.761	6.342
Ti	0.002	0.004	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.002	0.005	0.005	0.007	0.146	0.178	0.175	0.285
Al	1.971	1.995	1.997	1.912	1.914	1.382	0.033	0.042	0.045	0.073	0.064	0.070	1.912	1.850	1.757	2.179
Cr	0.000	0.000	0.002	n.d.	n.d.	0.000	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.007	0.007	0.003	0.002	0.006
Fe <sup>2+</sup>	1.886	1.899	1.822	n.c.	n.c.	n.c.	1.115	1.075	1.056	0.441	0.411	0.407	2.482	2.278	2.139	2.109
Fe <sup>3+</sup>	n.c.	n.c.	n.c.	0.010	0.012	0.011	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
Mg	0.450	0.486	0.517	n.d.	n.d.	n.d.	0.825	0.842	0.878	0.618	0.643	0.623	1.990	2.128	2.311	2.189
Mn	0.048	0.076	0.069	n.d.	n.d.	n.d.	0.016	0.020	0.015	0.005	0.006	0.005	n.d.	0.000	0.000	0.000
Ca	0.653	0.562	0.596	0.907	0.911	0.392	0.026	0.030	0.029	0.865	0.874	0.890	1.862	1.818	1.790	1.810
Na	n.d.	n.d.	n.d.	0.091	0.081	0.584	n.d.	n.d.	n.d.	0.014	0.017	0.026	0.226	0.306	0.324	0.517
K	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.002	0.016	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.263	0.192	0.178	0.205
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.086	0.052	0.046	0.020
Summe	8.012	8.009	8.002	5.004	5.000	4.996	3.999	3.994	4.001	3.993	3.996	4.000	15.601	15.500	15.482	15.663
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.193	0.204	0.221				0.425	0.439	0.454	0.584	0.610	0.605	0.445	0.483	0.519	0.509
<i>X<sub>Alm</sub></i>	0.621	0.628	0.606													
<i>X<sub>Prp</sub></i>	0.148	0.161	0.172													
<i>X<sub>Sp<sub>s</sub></sub></i>	0.016	0.025	0.023													
<i>X<sub>Gr<sub>s</sub></sub></i>	0.215	0.186	0.198													
<i>X<sub>An</sub></i>				0.907	0.916	0.395										
<i>X<sub>Ab</sub></i>				0.091	0.082	0.588										
<i>X<sub>Kfs</sub></i>				0.001	0.002	0.016										
<i>X<sub>Cs</sub></i>				0.001	0.001	0.001										

†: Analysen für geothermobarometrische Berechnungen; Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt), 8 (Pl), 6 (Opx, Cpx) bzw. 23 (Amph) Sauerstoffatomen gerechnet; n.c.: nicht berechnet; n.d.: nicht bestimmt.



**Abbildung 2.5:**  $Ti$  vs.  $X_{Mg}$ -Diagramm für Biotit. Biotit aus der nördlichen paläoproterozoischen Grundgebirgseinheit bei Yandia enthält mehr  $Ti$  bei ähnlichem  $X_{Mg}$  als Glimmer aus der neoproterozoischen Yaoundé-Decke III. Felder für typische Biotitzusammensetzungen bei unterschiedlichen Metamorphosegraden nach Guidotti *et al.* (1977) und Robinson *et al.* (1982).

### Metapelite der Yaoundé-Decke II

Metapelite der Yaoundé-Decke II sind durch Paragenesen mit Hellglimmer, Chlorit, Staurolith, Disthen Biotit und Granat neben Plagioklas und Quarz gekennzeichnet (Tab. 2.1; Paragenesen [7]–[13]). Als Erzphase tritt Rutil auf. Mineralanalysen sind in Tab. 2.6 zu finden.

Granat bildet Porphyroblasten, in denen eine chemische Zonierung erhalten ist ( $X_{Grs}$  und  $X_{Alm}$  nehmen vom Kern zum Rand hin ab, während  $X_{Prp}$  und  $X_{Mg}$  zunehmen; Abb. 2.4b). Diese ähnelt der Zonierung von Granat aus Metapeliten der paläoproterozoischen Einheit bei Yandia.

Einige Metapelite enthalten Relikte von Staurolith, sowohl als Einschluss in Granat als auch in der Matrix. Eine starke chemische Variation wurde sowohl im  $Fe$ – $Mg$ -Verhältnis ( $X_{Mg} \approx 0.06$ – $0.16$ ), als auch im  $Zn$ -Gehalt (1.0–3.8 Gew.%  $ZnO$ ) beobachtet (Tab. 2.6). Staurolith mit einem höherem  $X_{Mg}$  enthält auch mehr  $ZnO$ . In seltenen Fällen zeigen prograde Disthenporphyroblasten eine beginnende randliche Umwandlung zu Nadeln aus Sillimanit (Abb. 2.3f). Ähnliche Beobachtungen wurden auch von Ngnotué *et al.* (2000) in Metapeliten eines nördlichen Ausläufers der Yaoundé-Decke II in der Nähe des Ortes Ntui gemacht (Abb. 2.1c). Hellglimmer der Yaoundé-Decke II hat eine niedrige Celadonitkomponente ( $Si=6.24$  p.f.u.; 22 Sauerstoffe; Tab. 2.6).

### Metapelite der Yaoundé-Decke III

Die metapelitischen Gneise sind migmatitisch und enthalten Granat- und Disthenporphyroblasten von Zentimetergröße in einer Matrix aus Alkalifeldspat, Plagioklas, Biotit und Quarz. Charakteristisch für alle Metapelite dieser Einheit ist das Auftreten von Rutil, sowohl als Einschlussphase in Granat und Disthen, als auch in der Matrix der Gesteine (Tab. 2.1; Paragenese [14]). Häufig tritt Graphit auf. Wie bereits in Metapeliten der Yaoundé-Decke II und dem paläoproterozoischen Grundgebirge des Yandia-Gebietes, zeigt

**Tabelle 2.6:** Repräsentative Mineralanalysen von Granat, Disthen, Staurolith, Plagioklas, Biotit und Muskovit metapelitischer Gesteine der Yaoundé-Decken II (Y-II) und III (Y-III) und von Granat, Klinopyroxen und Plagioklas metabasischer Gesteine der Yaoundé-Decke III (Y-III).

Gebiet Probe Phase Nr.	Y-II 214-4f Grt 365	Y-II 214-4f Grt 401	Y-III 1-2-2f Grt 258	Y-III 1-2-2f Grt 316	Y-II 214-4 Ky 297	Y-II 214-4f St 275	Y-II 214-4 St 263	Y-II 214-4f Pl 314	Y-II 214-4f Pl 332	Y-III 1-2-2f Pl 352	Y-III 1-2-2 Bt 333	Y-III 1-2-2f Bt 334	Y-II 214-4f Ms 339	Y-II 214-4 Ms 347	Y-III 1-1f Grt 100	Y-III 1-1f Cpx 138	Y-III 1-1f Pl 189
<i>SiO<sub>2</sub></i>	38.43	37.51	38.03	38.79	36.99	26.12	27.26	61.58	63.54	62.87	37.09	36.96	47.03	47.1	39.05	53.42	61.39
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.04	0.08	0.06	0.05	0.08	0.66	0.69	n.d.	n.d.	n.d.	3.95	3.69	1.23	1.08	0.04	0.13	n.d.
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	21.43	20.82	21.06	21.81	63.52	54.73	53.34	25.08	23.80	23.42	18.13	17.74	33.65	33.86	21.69	2.80	24.19
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0.02	0.00	0.03	0.01	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.08	0.02	n.d.
<i>FeO</i>	31.30	32.52	26.74	28.38	n.c.	13.50	10.59	n.c.	n.c.	n.c.	14.68	15.56	1.08	1.17	24.33	8.22	n.c.
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.19	n.c.	n.c.	0.03	0.00	0.05	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.08
<i>MgO</i>	4.74	1.13	5.11	8.52	0.02	0.49	1.24	n.d.	n.d.	n.d.	10.92	11.01	1.36	1.21	6.90	12.92	n.d.
<i>MnO</i>	0.16	0.69	2.41	0.81	n.d.	0.12	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	0.06	0.03	0.02	0.00	0.98	0.25	n.d.
<i>CaO</i>	4.80	7.93	5.98	1.65	n.d.	n.d.	n.d.	6.03	4.53	4.82	0.02	0.05	0.01	0.00	7.27	21.87	6.30
<i>N<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	8.28	9.00	8.65	0.05	0.04	1.02	1.00	0.88	7.74	7.74
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	0.04	0.38	10.22	9.93	10.15	10.14	n.d.	n.d.	0.55
<i>BaO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.00	0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00
<i>ZnO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.22	3.70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Summe	100.91	100.68	99.42	100.02	100.85	96.83	96.86	101.10	100.91	100.19	95.11	95.01	95.55	95.56	100.34	100.51	100.24
Si	3.007	3.002	3.005	3.001	0.991	7.371	7.678	2.706	2.781	2.779	5.537	5.542	6.240	6.246	3.007	1.971	2.725
Ti	0.002	0.005	0.003	0.003	0.002	0.139	0.145	n.d.	n.d.	n.d.	0.443	0.416	0.122	0.107	0.002	0.004	n.d.
Al	1.977	1.964	1.962	1.989	2.005	18.203	17.706	1.299	1.228	1.220	3.191	3.135	5.262	5.292	1.968	0.122	1.266
Cr	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	0.001	n.d.
Fe <sup>2+</sup>	2.048	2.177	1.767	1.836	n.c.	3.186	2.494	n.c.	n.c.	n.c.	1.833	1.951	0.120	0.130	1.567	0.254	n.c.
Fe <sup>3+</sup>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.004	n.c.	n.c.	0.001	0.000	0.002	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.003
Mg	0.553	0.135	0.602	0.982	0.000	0.205	0.521	n.d.	n.d.	n.d.	2.431	2.462	0.268	0.239	0.792	0.711	n.d.
Mn	0.010	0.047	0.161	0.053	n.d.	0.029	0.009	n.d.	n.d.	n.d.	0.007	0.004	0.003	0.000	0.064	0.008	n.d.
Ca	0.402	0.680	0.506	0.136	n.d.	n.d.	n.d.	0.284	0.212	0.228	0.002	0.008	0.001	0.000	0.600	0.864	0.300
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.705	0.764	0.741	0.014	0.014	0.262	0.256	n.d.	0.063	0.666
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	0.002	0.021	1.947	1.899	1.718	1.715	n.d.	n.d.	0.031
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.000	0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.000
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.254	0.769	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Summe	8.001	8.009	8.008	8.000	3.003	29.388	29.324	4.999	4.987	4.991	15.405	15.429	13.996	13.986	8.005	3.997	4.990
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.213	0.058	0.254	0.348			0.173										
<i>X<sub>Alm</sub></i>	0.680	0.716	0.582	0.611		0.061					0.570	0.558	0.690	0.648	0.336	0.737	
<i>X<sub>Prp</sub></i>	0.184	0.044	0.198	0.327											0.518		
<i>X<sub>Sps</sub></i>	0.003	0.015	0.053	0.018											0.262		
<i>X<sub>Grs</sub></i>	0.133	0.224	0.167	0.045											0.021	0.198	
<i>X<sub>An</sub></i>								0.286	0.217	0.230							0.301
<i>X<sub>Ab</sub></i>								0.710	0.781	0.748							0.668
<i>X<sub>Kfs</sub></i>								0.004	0.002	0.022							0.031
<i>X<sub>Cs</sub></i>								0.001	0.000	0.000							0.000
<i>X<sub>Ms</sub></i>													0.867	0.870			
<i>X<sub>Pg</sub></i>													0.132	0.130			
<i>X<sub>Mrg</sub></i>													0.001	0.000			

t: Analysen für geothermobarometrische und GIBBS-Berechnungen; Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt), 5 (Ky), 46 (St), 8 (Pl), 22 (Bt, Ms) bzw. 6 (Cpx) Sauerstoffatomen gerechnet n.c.: nicht berechnet; n.d.: nicht bestimmt.

auch hier der Granat eine sehr gut erhaltene prograde Zonierung mit vom Kern zum Rand hin abnehmenden Grossulargehalt und zunehmenden  $X_{Mg}$  (Abb. 2.4c), welches auf ähnliche Bedingungen während des prograden Granatwachstums hinweist. Biotit der Yaoundé-Decke III ist im Vergleich zu Biotit aus dem Yandia-Gebiet reicher an Magnesium ( $X_{Mg} \approx 0.6$ – $0.8$ ; Tab. 2.6) und ärmer an Titan ( $\approx 0.22$ – $0.45$  *p.f.u.*). Trotzdem liegen die Zusammensetzungen von Biotit beider Gebiete in den gleichen Feldern, die charakteristisch für Paragenesen mit Grt-Crd-Sil-Kfs sind (Abb. 2.5).

### Metabasite der Yaoundé-Decke III

Nur in der Hauptstadt Yaoundé wurden Metabasite gefunden. Diese werden der Decke mit dem höchsten Metamorphosegrad zugeordnet. Die mafischen Granulite sind feins bis mittelkörnig und bestehen aus Granatporphyroblasten ( $X_{Mg} \approx 0.30$ – $0.35$ ), Klinopyroxen ( $X_{Mg} \approx 0.73$ – $0.75$ ), Biotit ( $X_{Mg} \approx 0.66$ – $0.73$ ), Plagioklas ( $X_{An} \approx 0.30$ – $0.33$ ) und Quarz (Tab. 2.6). Vereinzelt wurden auch Granat-Amphibolite gefunden (CAM 217, CAM 221; Abb. 2.1c).

## 2.7 Geothermobarometrie und die Rekonstruktion von $P$ - $T$ -Pfad

Die Druck-Temperatur-Entwicklung ( $P$ - $T$ ) der Gesteine des CAFB wird mit Hilfe von Mineralparagenesen, Mineraltexturen, konventioneller Geothermobarometrie und differential-thermodynamischer Berechnungen (GIBBS-Methode) entschlüsselt.

Detaillierte  $P$ - $T$ -Pfade werden für drei Einheiten (paläoproterozoisches Grundgebirge bei Yandia, neoproterozoische Yaoundé-Decke II und III) abgeleitet. Die neoproterozoischen Gesteine rund um Banyo und die paläoproterozoische Einheit bei Buffle Noir (Abb. 2.1b) zeigen Mineraltexturen ähnlich denen der zuvor genannten Gebiete und implizieren eine ähnliche metamorphe  $P$ - $T$ -Entwicklung. Des Weiteren werden  $P$ - $T$ -Daten für Gesteine des Ntem-Komplexes präsentiert.

Die chemische Zonierung von Mineralen (z. B. von Granat), hervorgerufen durch die  $P$ - $T$ -Entwicklung des Gesteins, kann genutzt werden, um zusätzliche Informationen über den  $P$ - $T$ -Pfad zu erhalten. Mit Hilfe der GIBBS-Methode der differential-thermodynamischen Berechnung (Spear, 1988; Zeh & Millar, 2001) können zusätzliche Punkte auf dem  $P$ - $T$ -Pfad gesetzt werden. Die intensiven Zustandsparameter Druck ( $P$ ) und Temperatur ( $T$ ) sind mit den extensiven Zustandsparametern, wie z. B. der Zusammensetzung der Minerale ausgedrückt durch ihre Endglieder ( $X$ ), mittels differential-thermodynamischer, stöchiometrischer und Massenbilanzgleichungen verknüpft. Abhängig von der gewählten Anzahl der Phasen und chemischen Komponenten des Systems ist eine gewisse Anzahl von Variablen unabhängig ('Monitorparameter'; nach Menard & Spear, 1993) und alle anderen voneinander abhängig. Änderungen in den unabhängigen Variablen (z. B.  $X$  von Granat) ziehen eine Änderung aller anderen Variablen (z. B.  $P$ ,  $T$  und  $X$  anderer Phasen im System) nach sich. Der Vorteil der GIBBS-Methode zur Berechnung von  $P$ - $T$ -Pfad im Gegensatz

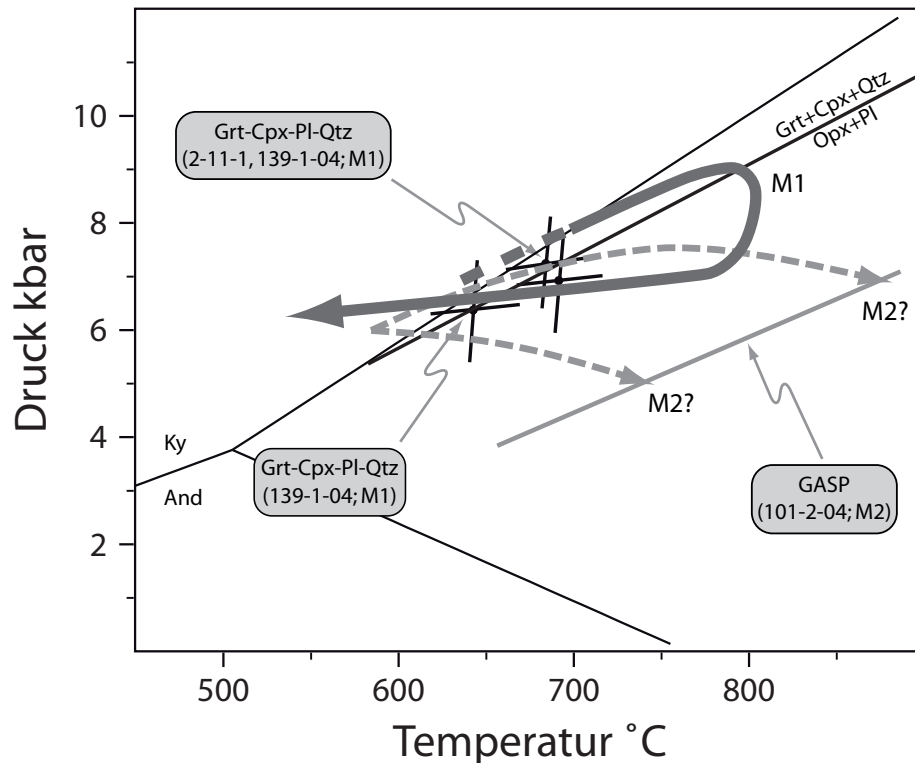
zur konventionellen Thermobarometrie ist die Genauigkeit in relativen  $P$ - $T$ -Änderungen (Kohn, 1993). Es werden jedoch thermobarometrische Berechnungen konventioneller Art oder Mineraltexturen benötigt, um die Start- bzw. Endbedingungen für den mit der GIBBS-Methode berechneten  $P$ - $T$ -Pfad festzulegen. Die GIBBS-Modellierungen wurden mit dem Apple Macintosh-Programm 'GIBBS Dist 03/01/01' von F. Spear (Spear & Menard, 1989; Spear *et al.*, 1991) mit implementierten Aktivitäts- und Mischungsmodellen nach der Anleitung von Spear & Selverstone (1983) durchgeführt.

### 2.7.1 Ntem-Komplex

Die  $P$ - $T$ -Entwicklung des Ntem-Komplexes ist in Texturen in aluminiumreichen Leukogneisen und Metabasiten erhalten. Sie beginnt im Stabilitätsfeld von Disthen, da dieser grobkörnige Kristalle neben Sillimanit in der Matrix der aluminiumreichen Leukogneise bildet. Das Wachstum von Granat<sub>I</sub> fand im Stabilitätsfeld von Sillimanit statt, da nur Sillimanit<sub>I</sub> als Einschluss in Granat<sub>I</sub> gefunden wurde. Der anschließende Abbau von Granat + Sillimanit<sub>I</sub> + Quarz zu Cordierit deutet auf eine Dekompression hin. Die assoziierte Rehydratationsreaktion ( $\text{Grt} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons \text{Bt} + \text{Sil}_{II} + \text{Qtz}$ ) in Koronen um Granat<sub>I</sub> zeigt eine Abkühlung nach oder während der Dekompression an. Des Weiteren wurde Matrixcordierit durch eine feinkörnige, symplektitische Verwachsung von Orthopyroxen, hellgrünem Biotit, Sillimanit und Disthen ersetzt. Die Mineralvergesellschaftung Opx + Sil/Ky wird normalerweise als Hochdruckäquivalent von Cordierit gesehen (Hensen & Green, 1973; Aranovich & Berman, 1996). Jedoch ist der Cordieritabbau im Ntem-Komplex mit symplektitischem Abbau von Granat zu Cordierit und Biotit-Sillimanit-Quarz assoziiert, der durch Dekompression und Abkühlung und nur schwerlich durch prograden Druckanstieg erklärt werden kann. Deshalb werden die cordieritersetzenden Opx-Sil/Ky-Symplektite als ein Niedrigtemperatur-/Hochdruckabbauprodukt von nahezu trockenem Cordierit gedeutet, welche sich anstatt von Talk+Disthen aufgrund des Fehlens von ausreichend Wasser gebildet haben. Der Schluss liegt nahe, dass während des Abbaus von Cordierit die Phasengrenze zwischen Disthen und Sillimanit überschritten wurde, da beide Alumosilikate in den Symplektiten vorkommen. Die Deutung der Symplektite als ein Abbauprodukt von Cordierit zu niedrigen Temperaturen hin, wird durch (1) den geringen Aluminiumgehalt (3.6–4.8 Gew.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) in neu gebildetem Orthopyroxen (mit Alumosilikat in Koexistenz) und (2) durch die Bildung von Grt-Cpx-Qtz-Koronen zwischen Orthopyroxen und Plagioklas in mafischen Gesteinen unterstützt. Die Grt-Cpx-Qtz-Koronen entstanden bei einer Temperatur von rund 670 °C (Grt-Cpx *Fe-Mg*-Austauschthermometrie; Powell, 1985) und einem Druck von ca. 7.0 kbar (Grt-Cpx-Pl-Qtz-Barometrie; Newton & Perkins, 1982; Tab. 2.7). Diese Bedingungen liegen nahe der Phasengrenze zwischen Sillimanit und Disthen (Abb. 2.6). Die Reaktionskurve von Mitteldruck- zu Hochdruckgranuliten für mafische Gesteine und die Phasengrenze zwischen Disthen und Sillimanit haben eine ähnlich positive Steigung im  $P$ - $T$ -Diagramm (Abb. 2.6). Aus diesem Grund ist es wahrscheinlich, dass die Bildung von Grt-Cpx-Qtz-Koronen in Metabasiten und der symplektitische Abbau von Cordierit in den aluminiumreichen Leukogneisen während des gleichen nahezu isobaren Abkühlungs-

**Tabelle 2.7:** Ergebnisse geothermobarometrischer und differential-thermodynamischer (GIBBS) Berechnungen an Metapeliten und Metabasiten des Ntem-Komplexes, des Yandia-Gebietes und der Yaoundé-Decken II und III.  $Fe$ - $Mg$ -Austauschthermometer: Grt-Cpx (Powell, 1985), Grt-Opx (Lee & Ganguly, 1988), Grt-Bt (Kleemann & Reinhardt, 1994), Grt-Crd (Nichols *et al.*, 1992); Barometer: Grt-Cpx-Pl-Qtz und Grt-Opx-Pl-Qtz (Newton & Perkins, 1982), Grt-Bt-Pl-Qtz (Hoisch, 1990), Grt-Crd-Sil-Qtz (Nichols *et al.*, 1992), Grt-Als-Pl-Qtz (Newton & Haselton, 1981). Verwendete Mineralanalysen sind in den Tabellen 2.2 bis 2.6 zu finden.

Probe	Mineral & Analysennummer	T [°C]	P [kbar]	Bemerkung
<b>Ntem-Komplex</b>				
CAM 2-11-1	Grt45-Cpx119-Pl292-Qtz	692	6.9	
CAM 118-2-04	Grt425-Cpx413-Pl437-Qtz	685	7.2	
CAM 139-1-04	Grt89-Cpx104-Pl121-Qtz	644	6.4	
CAM 101-2-04	Grt191-Pl216-Sil-Qtz		5.9	bei 800 °C
<b>Yandia-Gebiet</b>				
CAM 57-2-04	Grt130-Bt146-Pl158-Qtz	714	6.8	
	Grt105-Pl19-Ky-Qtz (Kern)		9.0	bei 657 °C
	Grt130-Pl158-Sil-Qtz (Rand)		6.8	bei 714 °C
	GIBBS	657	9.1	Grt-Kern; nur Ky
CAM 49-2-04	Grt172-Crd186-Sil-Qtz	656	3.9	
CAM 49-3-04	Grt349-Cpx326-Pl400-Qtz	731	5.6	
	Grt347-Opx340-Pl392-Qtz	765	5.7	
<b>Yaoundé-Decke II</b>				
CAM 214-4-04	Grt401-Pl332-Ky-Qtz (Kern)		11.5	bei 625 °C
	Grt365-Pl314-Ky-Qtz (Rand)		10.9	bei 686 °C
	GIBBS	686	9.9	Grt-Rand
<b>Yaoundé-Decke III</b>				
CAM 1-2-2	Grt258-Pl352-Ky-Qtz (Kern)		11.4	bei 650 °C
	Grt316-Pl352-Ky-Qtz (Rand)		9.7	bei 785 °C
	Grt316-Bt334-Pl352-Qtz	785	9.4	
	GIBBS	651	12.9	Grt-Kern
CAM 1-1	Grt100-Cpx138-Pl189-Qtz	747	10.2	



**Abbildung 2.6:** Darstellung der metamorphen Entwicklung der Gesteine des Ntem-Komplexes in einem  $P$ - $T$ -Diagramm. Die Ableitung der  $P$ - $T$ -Pfade erfolgte mit Hilfe von Reaktionstexturen und konventioneller Geothermobarometrie an aluminiumreichen Leukogneisen und Metabasiten. Die schwarze Kurve repräsentiert den  $P$ - $T$ -Pfad der ersten Metamorphose (M1), die beiden gestrichelten, grauen Kurven zeigen mögliche  $P$ - $T$ -Pfade für die zweite metamorphe Überprägung (M2). Angewandte Kalibrationen und  $P$ - $T$ -Werte sind in Tab. 2.7 gelistet.

eignisses stattfand. Die Kombination aller petrographischen Beobachtungen deutet auf einen im Uhrzeigersinn verlaufenden  $P$ - $T$ -Pfad während des ersten Metamorphoseereignisses (M1) im Ntem-Komplex hin. Diese erste Metamorphose begann im Stabilitätsfeld von Disthen, setzte sich jedoch während des prograden Granatwachstums im Sillimanitstabilitätsfeld fort. Eine Dekompressionsphase wurde durch ein Stadium nahezu isobaren Abkühlens bis ins Stabilitätsfeld von Disthen bei einem Druck von rund 7 kbar abgelöst. Ein progrades Stadium eines zweites Metamorphoseereignisses (M2) ist am Wiederwachsen von Granat ( $\text{Grt}_{II}$ ) zu erkennen, der über während der retrograden Phase der ersten Metamorphose gebildete Symplektite wächst (Abb. 2.2a, b). Für das zweite Metamorphoseereignis sind keine Informationen über den  $P$ - $T$ -Pfad verfügbar. Wenn man jedoch annimmt, dass Granat $_{II}$  mit Plagioklas und Alumosilikat koexistierte, ergibt sich für das Grt-Als-Qtz-Pl-Gleichgewicht (GASP; Newton & Haselton, 1981) ein Druck innerhalb des Stabilitätsfeldes von Sillimanit (M2 in Abb. 2.6).

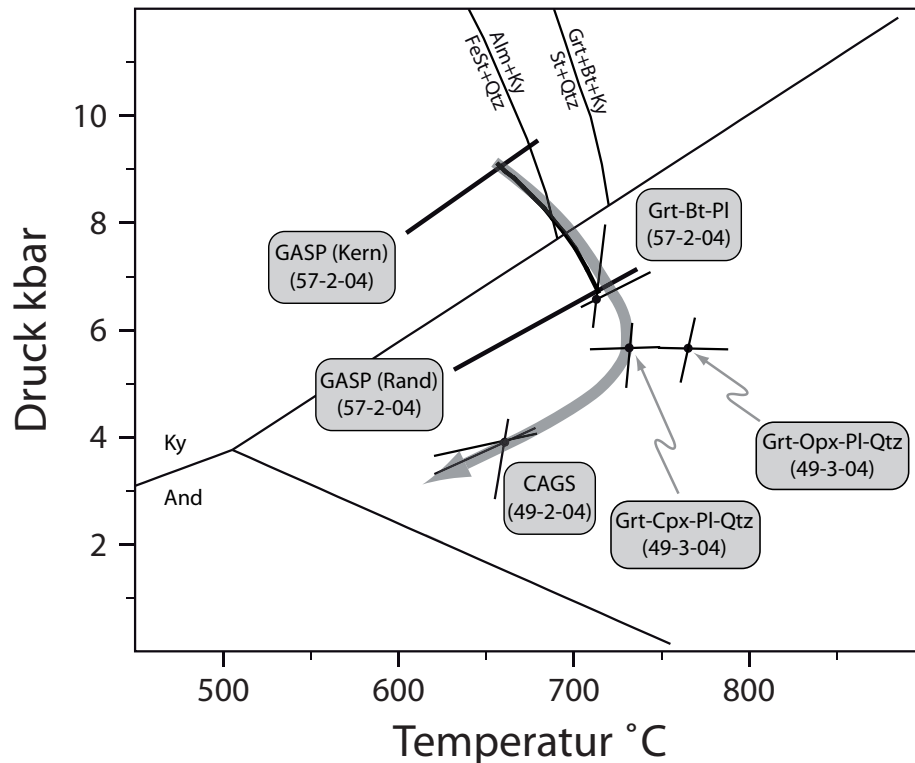


### 2.7.2 CAFB

Die Bestimmung der prograden und der höchsten Metamorphosebedingungen metapelitischer Gesteine der neoproterozoischen Serien und des paläoproterozoischen Grundgebirges im CAFB erfolgte mit Hilfe des Grt-Als-Qtz-Pl-Barometers (GASP; Newton & Haselton, 1981), der  $P$ - $T$ -Stabilität der Paragenese St+Qtz, der Umwandlung von Disthen in Sillimanit und der Grt-Bt  $Fe$ - $Mg$ -Austauschthermometrie (Kleemann & Reinhardt, 1994). Weiterhin fand die GIBBS-Methode der differential-thermodynamischen Berechnung Anwendung. Die retrograde Entwicklung der paläoproterozoischen Metapelite aus dem Yandia-Gebiet wurde mit Hilfe von geothermobarometrischen Berechnungen unter Berücksichtigung von Cordierit in Koexistenz mit Granat, Alumosilikat und Quarz (CAGS; Nichols *et al.*, 1992) bestimmt (Tab. 2.7). Die Druck- und Temperaturbestimmungen an metabasischen Gesteinen erfolgten mit  $Fe$ - $Mg$ -Austauschthermometern an Grt-Opx- (Lee & Ganguly, 1988) und Grt-Cpx-Paaren (Powell, 1985) und mit Grt-Opx-Pl-Qtz- und Grt-Cpx-Pl-Qtz-Barometern (Newton & Perkins, 1982; Tab. 2.7).

#### Paläoproterozoisches Grundgebirge des CAFB: das Yandia-Gebiet

Metapelitischer Granat des Gebietes um Yandia zeigt eine starke chemische Zonierung und enthält Einschlüsse von Staurolith, die wiederum von Disthen ummantelt sind (Abb. 2.3b). Diese Beobachtung legt den Schluss nahe, dass das Granatwachstum in Migmatiten, zumindest teilweise, im Stabilitätsfeld von St + Qtz stattfand. Staurolith wurde jedoch nie in der Matrix der Gesteine gefunden, was auf den prograden Abbau von Staurolith und Quarz zu Granat, Alumosilikat und  $H_2O$  hindeutet (Abb. 2.7). Weitere Hinweise auf den Verlauf des  $P$ - $T$ -Pfades während der höchsten Metamorphosetemperaturen erhält man durch die Anwendung des GASP-Barometers (Newton & Haselton, 1981) für Granatrand- und Matrixplagioklaszusammensetzungen und dem Grt-Bt  $Fe$ - $Mg$ -Austauschthermometer (Kleemann & Reinhardt, 1994; Abb. 2.7). Die Kombination dieser beiden Geothermobarometer ergibt eine Temperatur von ca. 714 °C bei einem Druck von ca. 6.8 kbar innerhalb des Stabilitätsfeldes von Sillimanit. Bei der Anwendung des Grt-Bt-Pl-Qtz-Barometers (Hoisch, 1990) erhält man für die höchsten Metamorphosetemperaturen einen gleichen Druck wie für das GASP-Barometer. An einem Metapelit mit der prograden Mineralparagenese Granat, Plagioklas, Quarz, Biotit, Disthen/Sillimanit und Staurolith wurden differential-thermodynamische Berechnungen durchgeführt. Benutzte Mineralzusammensetzungen, Änderungen in diesen und Monitorparameter können in Tab. 2.8 gefunden werden. Da Staurolith von Disthen ummantelt ist und nur als Relikt im Granat vorkommt, muss der nach der GIBBS-Methode berechnete  $P$ - $T$ -Pfad die  $Fe$ -St + Qtz-Abbaureaktion innerhalb des Stabilitätsfeldes von Disthen überschreiten. Des Weiteren muss der Pfad im Stabilitätsfeld von Sillimanit bei ca. 714 °C und 6.8 kbar enden. Wenn der Endpunkt des GIBBS  $P$ - $T$ -Pfades bei einer Temperatur von 715 °C und einem Druck von 6.8 kbar fixiert wird, startet er bei einer Temperatur von 658 °C und einem Druck von 9.1 kbar. Diese Bedingungen stimmen mit der GASP-Gleichgewichtskurve für grossularreichen Granatkern und in Granat eingeschlossenen Plagioklas überein (Abb. 2.7, Tab. 2.7, 2.8).



**Abbildung 2.7:**  $P$ - $T$ -Diagramm für die Gesteine der paläoproterozoischen Grundgebirgseinheit bei Yandia. Die Ableitung des  $P$ - $T$ -Pfades erfolgte mit Hilfe von Reaktionstexturen, differentialthermodynamischen Berechnungen an Metapeliten und konventioneller Geothermobarometrie an Metapeliten und Metabasiten.  $Fe$ - $St$ - $Qtz$ -Stabilität nach Spear & Cheney (1989). Der schwarze Teil des  $P$ - $T$ -Pfades wurde mit Hilfe der GIBBS-Methode berechnet. Angewandte Kalibrationen und  $P$ - $T$ -Werte sind in Tab. 2.7 gelistet.

Der nachfolgende Teil des  $P$ - $T$ -Pfades wurde mit Hilfe von Dekompressionstexturen in Metabasiten (Abb. 2.3d) rekonstruiert. Opx-Pl-Symplektite wurden während einer nahezu isothermen Dekompression auf Kosten von Granat, Klinopyroxen und Quarz gebildet. Die Anwendung der Grt-Opx-Pl-Qtz- und Grt-Cpx-Pl-Qtz-Barometer (Newton & Perkins, 1982), des Grt-Opx (Lee & Ganguly, 1988) und Grt-Cpx  $Fe$ - $Mg$ -Austauschthermometers (Powell, 1985) ergeben ca. 5.6 kbar und ca. 750 °C für dieses retrograde Metamorphosestadium.

Den letzten Hinweis auf den Verlauf der hochgradigen Metamorphose liefert die Bildung von Cordierit in Metapeliten. Cordierit entstand bei einem Druck von ca. 4 kbar (Crd-Sil-Grt-Qtz [CAGS]) und einer Temperatur von ca. 660 °C (Grt-Crd  $Fe$ - $Mg$ -Austauschthermometrie; Nichols *et al.*, 1992).

**Tabelle 2.8:** Eingabebedingungen und Ergebnisse der differential-thermodynamischen Berechnungen (GIBBS-Methode) für Metapelite des Yandia-Gebietes und den Yaoundé-Decken II und III. Gegeben sind Monitorparameter, Mineralzusammensetzungen, Druck- und Temperaturwerte für die Startbedingungen und resultierende  $P$ - $T$ -Werte.

Gebiet	Yandia		Yaoundé II		Yaoundé III	
	CAM 57-2-04		CAM 214-4-04		CAM 1-2-2	
	Grt-Pl-Bt-Qtz-Ky-St		Grt-Pl-Ms-Qtz-Ky-St		Grt-Pl-Kfs-Bt-Qtz-Ky	
Monitorparameter	Alm, Sps, Grs, An, Ann		Alm, Sps, Grs, An		Alm, Sps, Grs, An	
	Position		Position		Position	
	Kern/ Einschluss	Rand/ Matrix	Kern/ Einschluss	Rand/ Matrix	Kern/ Einschluss	Rand/ Matrix
<b>Granat</b>						
Analysennummer	<b>105</b>	<b>130</b>	<b>401</b>	<b>365</b>	<b>258</b>	<b>316</b>
$X_{Alm}$	0.662	0.698	0.716	0.680	0.582	0.611
$X_{Prp}$	0.163	0.230	0.044	0.184	0.198	0.327
$X_{Sps}$	0.032	0.013	0.015	0.003	0.053	0.018
$X_{Grs}$	0.143	0.059	0.224	0.133	0.167	0.045
<b>Plagioklas</b>						
Analysennummer	<b>19</b>	<b>158</b>	<b>332</b>	<b>314</b>		<b>352</b>
$X_{An}$	0.409	0.383	0.217	0.287		0.235
$X_{Ab}$	0.591	0.617	0.783	0.713		0.765
<b>Biotit</b>						
Analysennummer		<b>146</b>				<b>334</b>
$X_{Ann}$		0.490				0.442
$X_{Phl}$		0.508				0.557
$X_{MnBt}$		0.002				0.001
<b>Staurolith</b>						
Analysennummer	<b>146</b>		<b>275</b>			
$X_{Mg^*}$	0.236		0.060			
$X_{Fe}$	0.758		0.932			
$X_{Mn}$	0.006		0.008			
<b>Muskovit</b>						
Analysennummer			<b>339</b>			
$X_{Ms}$			0.867			
$X_{Pg}$			0.132			
$X_{Mrg}$			0.001			
$T_{Start}$ °C†		<b>715</b>	<b>625</b>			<b>785</b>
$P_{Start}$ bar†		<b>6800</b>	<b>11500</b>			<b>9700</b>
$T_{Ende}$ °C	<b>657.7</b>			<b>685.7</b>	<b>651.2</b>	
$P_{Ende}$ bar	<b>9148.6</b>			<b>9873.9</b>	<b>12899.9</b>	

chemisches System: Si, Al, Mg, Fe<sup>2+</sup>, Mn, Ca, Na, K, H<sub>2</sub>O; † Werte der konventionellen Geothermobarometrie;  $X_{Mg^*} = Mg/[Mg+Fe+Mn]$ .

### Neoproterozoische Einheiten des CAFB: die Yaoundé-Decken II und III

Zwei Metapelite der neoproterozoischen Einheiten der Yaoundé-Decken II und III wurden mit der GIBBS-Methode der differential-thermodynamischen Berechnung in Kombination mit GASP-Barometrie untersucht. Die beiden Proben aus sowohl unterschiedlichen geographischen Lokalitäten als auch tektonischen Situationen wurden studiert, um zu entscheiden, ob die Gesteine unterschiedlichen Metamorphosegrades die gleiche geodynamische Ursache der Metamorphose zeigen. Eine metapelitische Probe stammt direkt aus der Stadt Yaoundé (CAM 1-2-2), aus der höchstgradigen Yaoundé-Decke III, und eine von einer ca. 100 km nordöstlich davon gelegenen Lokalität, die der niedriggradigeren Yaoundé-Decke II (CAM 214-4-04) zugerechnet wird (Abb. 2.1c).

Die Probe der Yaoundé-Decke II besteht aus Grt-Ky-Pl-Qtz-Ms-St-Rt mit zentimetergroßen Granat- und Disthenporphyroblasten in einer hauptsächlich aus Muskovit und Quarz bestehenden Matrix. Konventionelle Temperaturbestimmungen konnten für diesen Metapelit nicht durchgeführt werden. Jedoch begrenzt die obere thermische Stabilität der Paragenese Staurolith-Quarz-Disthen bei ca. 720 °C im KFMASH-System nach Spear & Cheney (1989) die maximal erreichten Metamorphosebedingungen (Abb. 2.8). Da Staurolith als Einschlussphase in Granat und Disthen vorkommt, muss die Abbaureaktion von *Fe*-Staurolith und Quarz während des prograden Granatwachstums überschritten worden sein (Abb. 2.8). Kernzusammensetzungen von Granat (Abb. 2.4b) in Kombination mit Einschlüssen von Plagioklas in Granat geben für die Anwendung des GASP-Gleichgewichtes nach Newton & Haselton (1981) sehr hohe Drücke innerhalb des Stabilitätsfeldes von Disthen (Abb. 2.8, Tab. 2.7). Die GASP-Gleichgewichtskurve repräsentiert ein frühes Stadium des Granatwachstums und schneidet die obere thermische *Fe*-St+Qtz-Stabilität bei rund 630 °C und 12 kbar. Der Beginn des GIBBS *P-T*-Pfades sollte kurz unterhalb dieser Temperatur (z. B. 625 °C) beginnen und auf der GASP-Gleichgewichtskurve liegen, damit der GIBBS *P-T*-Pfad die *Fe*-St+Qtz-Reaktionslinie kreuzen kann. Der berechnete GIBBS *P-T*-Pfad endet ziemlich genau an der GASP-Gleichgewichtskurve, welche sich aus der Kombination von Granatrand- und Matrixplagioklaszusammensetzung ergibt. Der Endpunkt des GIBBS *P-T*-Pfades liegt im Stabilitätsfeld von Disthen bei ca. 9.9 kbar und 686 °C (Abb. 2.8, Tab. 2.8). Der modellierte GIBBS *P-T*-Pfad weist auf Granatwachstum während Druckentlastung um ca. 1.6 kbar und Temperaturerhöhung um ca. 60 °C hin. Die sich randlich zu Sillimanit umwandelnden Disthenporphyroblasten (Abb. 2.3f) unterstützen die aus dem GIBBS *P-T*-Pfad ableitbare Dekompression.

Die Probe aus der Yaoundé-Decke III (CAM 1-2-2) mit dem höchsten Metamorphosegrad ist ein metapelitischer Migmatit mit der prograden Mineralparagenese Grt-Ky-Qtz-Kfs-Pl-Bt-Rt, in dem Disthen und chemisch stark zonierter Granat zentimeter-große Porphyroblasten bilden. Zusammensetzungen von Granatkernen in Kombination mit Matrixplagioklas ergeben Drücke für das GASP-Gleichgewicht innerhalb des Stabilitätsfeldes von Disthen, die ähnlich denen für Metapelite der Yaoundé-Decke II sind (Abb. 2.8). Die Temperaturen während des höchsten Metamorphosestadiums wurden mit Hilfe des Grt-Bt *Fe-Mg*-Austauschthermometers (Kleemann & Reinhardt, 1994) mit Granatrand- und Matrixbiotitzusammensetzungen ermittelt. Es ergibt sich eine Temperatur von ca. 785 °C (Abb. 2.8,

Tab. 2.7). Der Druck zur Zeit dieser Temperaturen wurde mit Granatrand- und Matrixplagioklaszusammensetzungen ermittelt. Es ergibt sich für das GASP-Barometer (Newton & Haselton, 1981) ein Druck von ca. 9.7 kbar, welcher sehr ähnlich dem für das Grt-Bt-Pl-Qtz-Gleichgewicht (Hoisch, 1990) ermittelten Druck (ca. 9.4 kbar) ist. Dieses ist in der Nähe der Phasengrenze zwischen Disthen und Sillimanit (Abb. 2.8). Diese höchsten Metamorphosebedingungen wurde als Startwerte für die Berechnung des GIBBS  $P$ - $T$ -Pfades gewählt, so dass der Pfad zeitlich rückwärts modelliert wurde (d.h. vom Granatrand zum Kern hin). Der kalkulierte GIBBS  $P$ - $T$ -Pfad sieht dem des Metapelites der Yaoundé-Decke II sehr ähnlich und endet in der Nähe der GASP-Gleichgewichtskurve für die Kernzusammensetzungen von Granat und Matrixplagioklas ( $\approx 650^\circ\text{C}$ , 12.9 kbar; Tab. 2.8). Die Vorgehensweise der Berechnung vom Granatrand zum Granatkern hin wurde gewählt, da keine Einschlüsse von Biotit und Plagioklas in Granat und somit keine Informationen über deren Zusammensetzung während des prograden Granatwachstums vorhanden sind. Es wird angenommen, dass sich die Zusammensetzung von Plagioklas während des prograden Metamorphoseverlaufes nicht verändert hat. Der modellierte GIBBS  $P$ - $T$ -Pfad weist auf Granatwachstum während einer Temperaturerhöhung um ca.  $135^\circ\text{C}$  und einem Druckabfall von rund 3.2 kbar hin (Abb. 2.8).

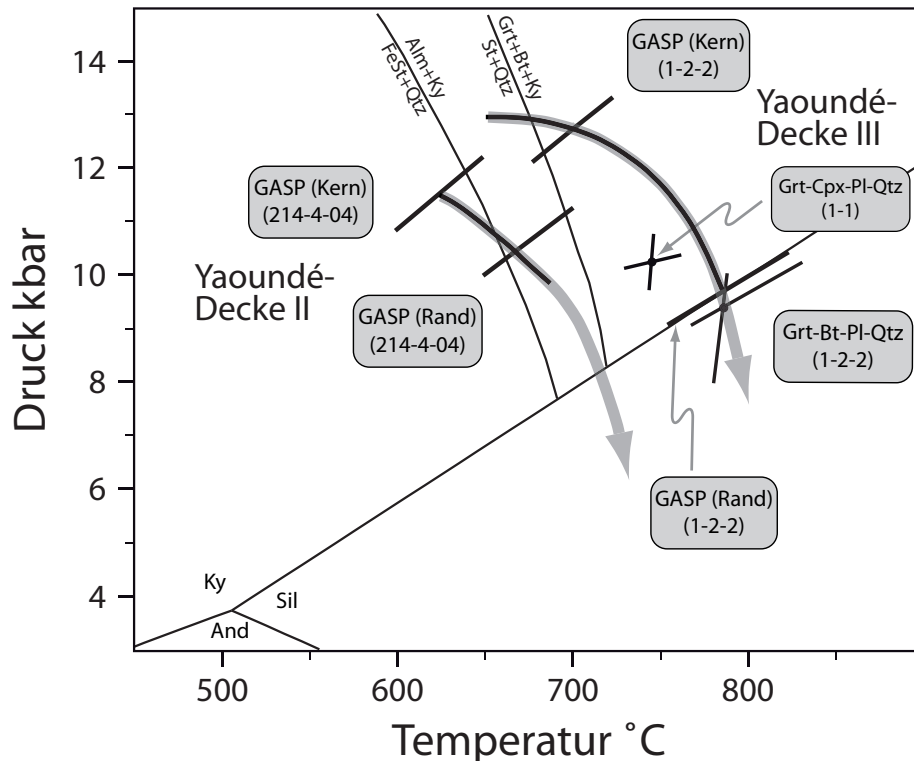
Grt-Cpx  $Fe$ - $Mg$ -Austauschthermometrie (Powell, 1985) und Grt-Cpx-Pl-Qtz-Barometrie (Newton & Perkins, 1982; ca.  $750^\circ\text{C}$ , 10.2 kbar) an metabasischen Gesteinen aus der Hauptstadt (CAM 1-1, Yaoundé-Decke III; Abb. 2.1c) bestätigen die Ergebnisse der kombinierten GIBBS- und GASP-Berechnungen (Abb. 2.8, Tab. 2.7).

Über die retrograde metamorphe Entwicklung können aufgrund des Fehlens geeigneter Mineralparagenesen keine Aussagen getroffen werden. Jedoch werden Granatporphyroblasten partiell durch Biotit-Quarz-Symplektite ersetzt, was auf retrograde Rehydratation hindeutet.

Alle drei  $P$ - $T$ -Pfade für das paläoproterozoische Grundgebirge bei Yandia und die beiden neoproterozoischen Einheiten der Yaoundé-Decken II und III zeigen Granatwachstum während einer prograden Temperaturerhöhung bei gleichzeitiger Abnahme des Druckes (Abb. 2.7, 2.8). Dieser Typ einer im Uhrzeigersinn verlaufenden  $P$ - $T$ -Entwicklung ist typisch für ein tektonisches Regime, bei dem es zu einer schnellen Verdickung der Kruste kam, während die höchsten Metamorphosetemperaturen erst bei der Heraushebung durch Erosion erreicht wurden (England & Richardson, 1977; Thompson & England, 1984). Die Metapelite beider Yaoundé-Decken wurden im Gegensatz zu den Granuliten des Yandia-Gebietes unter höherem Druck metamorph überprägt.

### **Sind die im Uhrzeigersinn verlaufenden $P$ - $T$ -Pfade repräsentativ für den ganzen CAFB?**

Die drei für das paläoproterozoische Grundgebirge bei Yandia und die beiden neoproterozoischen Yaoundé-Decken II und III abgeleiteten  $P$ - $T$ -Pfade zeigen gleiche Charakteristika (Abb. 2.7, 2.8): Granatwachstum beginnt bei hohem Druck im Stabilitätsfeld von Disthen und schreitet während Druckverringering und Temperaturerhöhung fort. Der größte Unter-



**Abbildung 2.8:**  $P$ - $T$ -Diagramm für die Gesteine der neoproterozoischen Yaoundé-Decken II (CAM 214-4-04) und III (CAM 1-2-2, CAM 1-1). Die Ableitung der  $P$ - $T$ -Pfade erfolgte mit Hilfe von Reaktionstexturen, differential-thermodynamischen Berechnungen an Metapeliten und konventioneller Geothermobarometrie an Metapeliten und Metabasiten.  $Fe$ - $St$ - $Qtz$ -Stabilität nach Spear & Cheney (1989). Der schwarze Teil der  $P$ - $T$ -Pfade wurde mit Hilfe der GIBBS-Methode berechnet. Angewandte Kalibrationen und  $P$ - $T$ -Werte sind in Tab. 2.7 gelistet.

schied zwischen den  $P$ - $T$ -Pfadern ist die weniger stark verdickte Kruste (geringerer Druck) in der paläoproterozoischen Einheit bei Yandia im Vergleich zu den neoproterozoischen Yaoundé-Decken.

Um zu entscheiden, ob der oben beschriebene  $P$ - $T$ -Pfad für noch größere Bereiche des CAFB gilt, wurden die chemische Zonierung von Granat und Monazitaltersdaten von zwei weiteren metapelitischen Gesteinen untersucht. Eine Probe stammt aus der paläoproterozoischen Grundgebirgseinheit bei Buffle Noir, die andere aus der neoproterozoischen Einheit bei Banyo (Abb. 2.1b). Das Gebiet um Buffle Noir gilt als Teil des paläoproterozoischen Grundgebirges, für welches Penaye *et al.* (1989) ein paläoproterozoisches Alter für den oberen Schnittpunkt diskordanter Zirkone mit der Konkordia erhielten. Somit ist dieses Gebiet von besonderem Interesse, um eine mögliche polymetamorphe Entwicklung zu erkennen.

Metapelitischer Granat beider Gebiete (Buffle Noir und Banyo) zeigt die gleichen Einschlussphasen und den gleichen Verlauf der chemischen Zonierung wie Granat aus dem Yandia-Gebiet und den Yaoundé-Decken II und III: Disthen und Staurolith (letzterer nur

im Gebiet um Banyo) sind in Granat eingeschlossen, wohingegen Sillimanit in der Matrix der Gesteine auftritt und teilweise Disthenporphyroblasten ersetzt. Der Grossulargehalt ist in Granatkernen hoch ( $\approx 0.15$ ) und nimmt zum Rand hin ab ( $\approx 0.09$ ). Das  $X_{Mg}$  nimmt vom Kern ( $\approx 0.31$ ) zum Rand hin zu ( $\approx 0.35$ ), was auf eine prograde Wachstumszonierung hindeutet. Für eine Dekompression sprechende Orthopyroxen-Plagioklas-Symplektite um Granat und Klinopyroxen in metabasischen Gesteinen des Gebietes um Banyo stimmen mit dem vorgeschlagenen im Uhrzeigersinn verlaufenden  $P$ - $T$ -Pfad überein.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die untersuchten neoproterozoischen Deckschichten und das paläoproterozoische Grundgebirge des CAFB von den Yaoundé-Decken II und III, Banyo, Buffle Noir und Yandia alle den gleichen, im Uhrzeigersinn verlaufenden  $P$ - $T$ -Pfad zeigen, der auf eine rasche Krustenverdickung hinweist.

## 2.8 Geochronologie

### 2.8.1 Monazitchemie und chemische Altersbestimmung

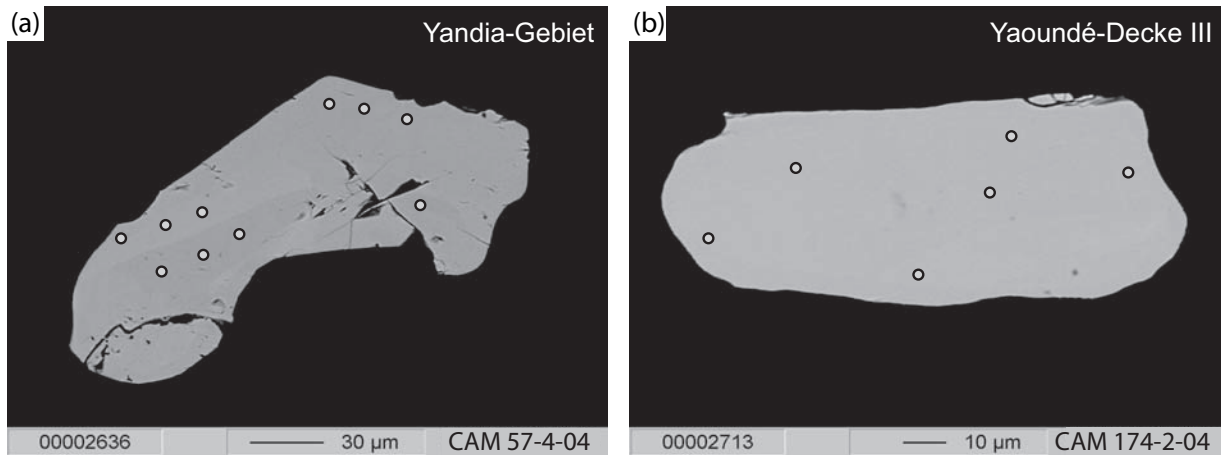
Die oben beschriebenen verschiedenen Stadien der metamorphen Entwicklung (z. B. Disthen- *vs.* Sillimanitstadium) könnten durch mehrere metamorphe Ereignisse entstanden sein. Um diese Möglichkeit zu überprüfen, müssen ortsauflösende Analysetechniken gewählt werden, die es ermöglichen Anwachs- oder Rekristallisationszonen an metamorph gewachsenen Mineralen zu datieren, die unter Umständen bei verschiedenen orogenen Ereignissen gebildet wurden.

Das Mineral Monazit tritt in vielen der hier untersuchten Metapelite als akzessorische Phase auf und ist in einem großen Temperatur- und Druckbereich stabil. Der Umstand, dass Monazit nahezu kein initiales Blei, jedoch Thorium und Uran in messbaren Gehalten einbaut (Parrish, 1990) und unter den meisten metamorphen Bedingungen kein Blei durch Diffusion verliert (Cherniak *et al.*, 2004), macht dieses Mineral zu einem nutzbaren Geochronometer für das Studium granulitfazieller Metamorphosen.

Die chemische  $Th$ - $U$ -gesamt  $Pb$ -Datierung von Monazit mit der Elektronenstrahlröntgenmikrosonde ist nicht so präzise wie isotopischen Analysemethoden. Jedoch bietet sie den großen Vorteil, einzelne Körner hochauflösend ( $< 5 \mu m$ ) zu untersuchen. Weiterhin erlaubt sie es, Monazitkörner im ursprünglichen Mineralverbund in unterschiedlichem textuellen Kontext (z. B. Einschluss *vs.* Matrix) zu studieren. Dieses erlaubt wiederum, Alter mit metamorphen Texturen zu korrelieren und somit  $P$ - $T$ - $t$ -Pfade zu rekonstruieren (Foster & Parrish, 2003).

Monazit aus acht Proben aus fünf Gebieten des CAFB von Kamerun (Yandia, Yaoundé-Decke III, Banyo, Buffle Noir, Pont-du-Lom) wurde analysiert, um das oder die Alter der Metamorphose(n) zu bestimmen. Die Probe aus dem Gebiet von Pont-du-Lom entstammt einer niedriggradigen neoproterozoischen Deckschicht, die auf einem paläoproterozoischen Grundgebirge liegt, wie es z. B. im Gebiet um Yandia ansteht (Abb. 2.1d).

Monazit der Metapelite tritt sowohl als Einschlussphase in Granat als auch als Matrixphase auf. Alle Körner sind xenomorph mit gerundeten Kornformen und ca. 50 bis 150  $\mu m$  groß



**Abbildung 2.9:** Rückstreuerelektronenbilder typischen Monazits aus der (a) paläoproterozoischen Einheit innerhalb des CAFB um Yandia und (b) aus der neoproterozoischen Yaoundé-Decke III. Intergranulare chemische Variationen, erkennbar an Graustufenvariationen, sind schwach ausgebildet oder fehlen. Kreise markieren Messpunkte.

(Abb. 2.9). Die chemische Zusammensetzung von verschiedenen Monazitkörnern innerhalb einer Probe ist, unabhängig von deren textuellem Auftreten (z. B. Einschluss in Granat *vs.* Matrix), gleich. In ihren Graustufen einheitlich erscheinende Rückstreuerelektronenbilder deuten auf nur schwach ausgebildete intergranulare Variationen in der Zusammensetzung (z. B. *Th*, *U*, *Pb*) von Monazit hin (Abb. 2.9). Selbst zwischen Proben verschiedener Lokalitäten ist nur eine geringe Variation der Zusammensetzung von Monazit zu beobachten. Die hier untersuchten Monazitkörner zeigen eine Anreicherung der leichten Seltenerdelemente (*LSEE*) gegenüber den schweren Seltenerdelementen (*SSEE*), welches typisch für in Gegenwart von Granat gewachsenen Monazit ist (Tab. 2.9, Zhu & O’Nions, 1999). Die Zusammensetzung der analysierten Körner kann über den Molenbruch der theoretischen Monazitendglieder ausgedrückt werden. Alle Körner haben eine ähnliche Zusammensetzung im Bereich von  $X_{LSEE} \approx 0.83\text{--}97$ ,  $X_{SSEE} \approx 0.00\text{--}0.04$ ,  $X_{Hut} \approx 0.00\text{--}0.04$ ,  $X_{Brb} \approx 0.02\text{--}0.14$  und  $X_{YPO_4} \approx 0.00\text{--}0.06$  (Berechnung nach Pyle *et al.*, 2001).

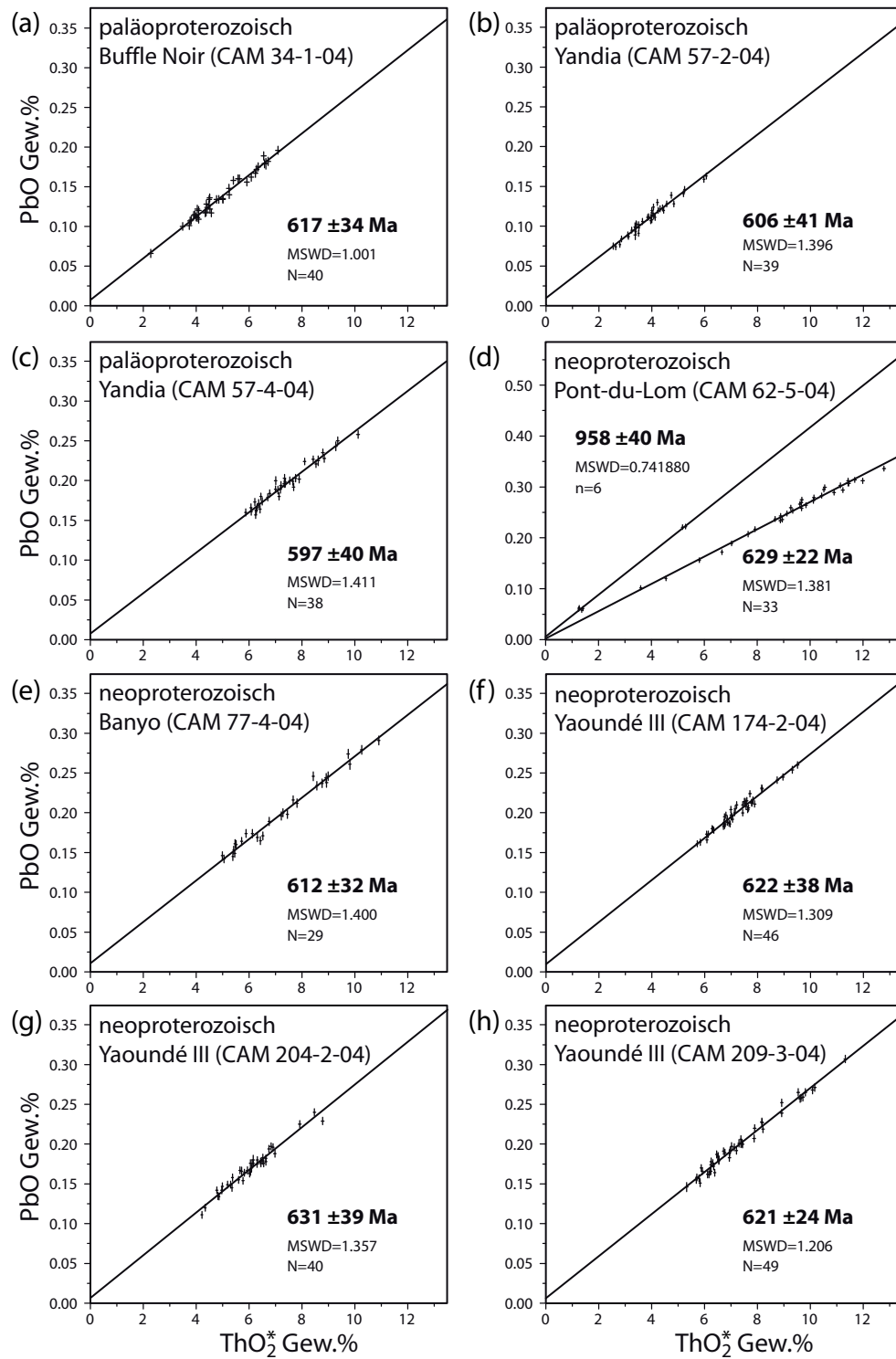
Die Ergebnisse der Altersdatierung aller fünf Gebiete sind in der Abbildung 2.10 zusammengefasst. Die relativ homogene Zusammensetzung von Monazit bezüglich der *PbO*- und *ThO*<sub>2</sub>-Gehalte bedingt einen relativ großen Fehler im Isochronenalter. Monazit aus der Probe von Buffle Noir ( $617 \pm 34$  Ma; Abb. 2.10a) ist etwas älter als das durch Penaye *et al.* (1989) und Toteu *et al.* (2001) bestimmte untere Diskordiaalter für Zirkon ( $588 \pm 50$  Ma), stimmt jedoch innerhalb des  $2\sigma$ -Fehlers mit diesem überein. Die metamorphen Monazitalter für das vermutlich paläoproterozoische Gebiet um Yandia ( $606 \pm 41$ ,  $597 \pm 40$  Ma; Abb. 2.10b, c) stimmen ebenfalls mit dem Diskordiaalter des anderen paläoproterozoischen Gebietes bei Buffle Noir überein. Die Datenpunkte von metapelitischen Monazit der Einheiten um Buffle Noir (Abb. 2.10a) und Yandia (Abb. 2.10b, c) liegen alle auf einer Isochrone, die einem panafrikanischem Alter entspricht. Kein Datenpunkt mit einem höheren *PbO*/*ThO*<sub>2</sub>-Verhältnis wurde analysiert, welches auf ein prä-panafrikanisches Wachstum



Tabelle 2.9: Repräsentative Monazitanalysen.

Gebiet	Yandia	Yandia	Banyo	Buffle Noir	Yaoundé III
Probe	57-2	57-4	77-4	34-1	174-2
Nr.	62	60	111	28	105
$P_2O_5$	30.215	29.324	29.947	30.181	29.814
$SiO_2$	0.114	0.426	0.517	0.311	0.317
$CaO$	0.608	1.017	1.111	0.903	1.221
$Y_2O_3$	0.148	0.291	0.077	0.207	0.190
$La_2O_3$	14.908	13.829	16.267	14.850	14.802
$Ce_2O_3$	31.162	30.411	30.492	30.012	29.288
$Pr_2O_3$	3.393	3.253	3.000	3.244	3.189
$Nd_2O_3$	13.128	12.923	10.884	12.610	12.235
$Sm_2O_3$	1.998	1.703	1.202	1.825	1.757
$Eu_2O_3$	0.202	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.040
$Gd_2O_3$	0.985	0.774	0.372	0.894	0.706
$Dy_2O_3$	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
$Er_2O_3$	0.008	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
$PbO$	0.091	0.162	0.198	0.162	0.254
$ThO_2$	2.825	5.300	6.386	4.622	5.081
$UO_2$	0.202	0.290	0.317	0.437	1.267
$Al_2O_3$	0.007	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
Summe	99.994	99.703	100.770	100.258	100.161
P	1.0008	0.9819	0.9866	0.9963	0.9899
Si	0.0045	0.0168	0.0201	0.0121	0.0124
Ca	0.0255	0.0431	0.0463	0.0377	0.0513
Y	0.0031	0.0061	0.0016	0.0043	0.0040
La	0.2151	0.2017	0.2335	0.2136	0.2141
Ce	0.4463	0.4403	0.4344	0.4284	0.4205
Pr	0.0484	0.0469	0.0425	0.0461	0.0456
Nd	0.1834	0.1825	0.1513	0.1756	0.1714
Sm	0.0269	0.0232	0.0161	0.0245	0.0237
Eu	0.0027	–	–	–	0.0005
Gd	0.0128	0.0101	0.0048	0.0116	0.0092
Dy	–	–	–	–	–
Er	0.0001	–	–	–	–
Pb	0.0010	0.0017	0.0021	0.0017	0.0027
Th	0.0252	0.0477	0.0566	0.0410	0.0453
U	0.0018	0.0025	0.0027	0.0038	0.0111
Al	0.0003	–	–	–	–
Summe	1.9980	2.0046	1.9986	1.9968	2.0017
$X_{LSEE}$	0.930	0.889	0.885	0.899	0.876
$X_{SSEE}$	0.013	0.010	0.005	0.012	0.009
$X_{Hut}$	0.003	0.009	0.015	0.009	0.008
$X_{Brb}$	0.052	0.086	0.093	0.076	0.103
$X_{YPO_4}$	0.003	0.006	0.002	0.004	0.004
$ThO_2^*$ Gew. %	3.498	6.269	7.443	6.080	9.309
<b>scheinb. Alter</b>	<b>610 ± 25</b>	<b>607 ± 15</b>	<b>624 ± 17</b>	<b>625 ± 20</b>	<b>639 ± 11</b>

Strukturformel auf der Basis von 4 Sauerstoffatomen berechnet. Das scheinbare Alter ist in Ma mit seinem  $2\sigma$ -Fehler angegeben. b.d.l.: unter der Nachweisgrenze.



**Abbildung 2.10:**  $PbO$  vs.  $ThO_2^*$ -Isochronendiagramme für Monazit. Alle Proben des CAFB zeigen ein innerhalb des Fehlers gleiches panafrikanisches Alter. Die metasemipelitische Probe von Pont-du-Lom zeigt ein zusätzliches Alter von 958 Ma. Symbolgröße entspricht dem aus der Zählstatistik der Probe und des Standards berechneten  $2\sigma$ -Fehler.

von Monazit und somit auf eine vorangegangene paläoproterozoische Metamorphose, wie sie von Penaye *et al.* (1989) und Toteu *et al.* (2001) postuliert wurde, hinweisen würde. Die Möglichkeit, dass bei einer vorangegangenen paläoproterozoischen Metamorphose gewachsener Monazit während einer panafrikanischen Überprägung komplett rekristallisierte, erscheint unwahrscheinlich, da in anderen unter Bedingungen der höheren Granulitfazies polymetamorph überprägten Gebieten in Monazit noch Informationen über vorangegangene Ereignisse erhalten sind (z. B. Labwor Hills [Kapitel 3]; Westuganda [Schenk *et al.*, 2005]; Südmadagaskar [Jöns *et al.*, 2006]). Monazit der niedriggradig metamorph überprägten, neoproterozoischen Serie von Pont-du-Lom gibt ebenfalls ein panafrikanisches Alter von  $629 \pm 22$  Ma (Abb. 2.10d). Dieses bedeutet, dass die niedriggradig metamorphen Gesteine und die in der Umgebung aufgeschlossenen hochgradig metamorphen Gesteine während des gleichen orogenen Ereignisses überprägt wurden. Des Weiteren kann die postulierte Decken-Grundgebirgsbeziehung zwischen Gesteinen unterschiedlichen Metamorphosegrades im CAFB (Penaye *et al.*, 1989) nicht länger als gültig betrachtet werden. Das obere Diskordiaschnittpunktalter von diskordantem Zirkon mafischer Gesteine von Buffle Noir (Penaye *et al.*, 1989) weist eher auf die magmatische Bildung des Zirkons, als auf eine paläoproterozoische granulitfazielle Metamorphose hin. Das zusätzliche, jedoch nicht besonders gut definierte, Monazitalter von  $958 \pm 40$  Ma eines Metasemipelites von Pont-du-Lom (Abb. 2.10d) kann seine Ursache in detritischen Monazitkörnern haben. Die ermittelten Alter für das Gebiet um Banyo ( $612 \pm 30$  Ma; Abb. 2.10e) und die Yaoundé-Decke III ( $621 \pm 24$ ,  $622 \pm 38$ ,  $631 \pm 39$  Ma; Abb. 2.10f, g, h) entsprechen den publizierten *U-Pb*-Zirkonaltern von Toteu *et al.* (1994, 2001).

Die ähnliche Zusammensetzung und interne Struktur aller hier untersuchten Monazitkörner deuten auf ein einphasiges Wachstum während der panafrikanischen Orogenese in der Zeit von vor 630 bis 600 Ma hin.

### 2.8.2 Isotopische Zirkondatierung

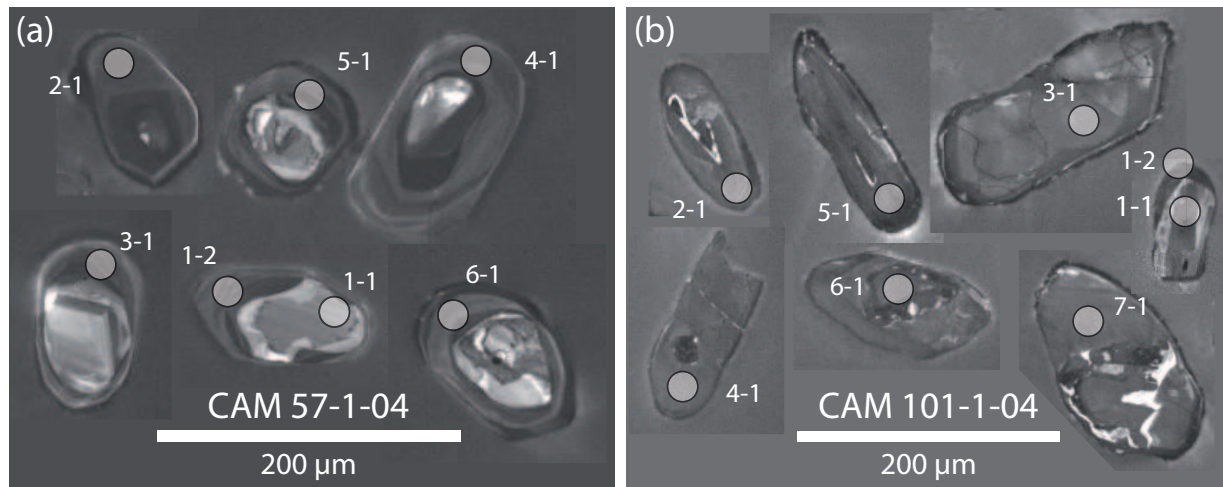
Zusätzlich zur chemischen *in situ* Datierung von Monazit wurde Zirkon von einem Metapelit aus dem CAFB (CAM 57, Yandia-Gebiet, Abb. 2.1d) isotopisch (*U-Pb*) mit der Ionenprobe SHRIMP-II datiert. Diese Probe stammt aus dem gleichen Aufschluss, von dem auch Monazit datiert wurde. Um eine zeitliche Einordnung der metamorphen Überprägungen des Ntem-Komplexes (Kongo-Kraton) vornehmen zu können, wurde ebenfalls Zirkon eines aluminiumreichen Leukogneises (CAM 101-1-04) datiert.

Zirkon der Probe CAM 57 aus dem nördlichen Teil des CAFB ist im Durchlicht farblos, zeigt im Kathodolumineszenzbild einen stark leuchtenden Kern mit oszillierender Zonierung und einen dunklen Anwachssaum (Abb. 2.11a). Die ellipsoidförmigen Körner sind ca. 70 bis 150  $\mu\text{m}$  groß. Zirkon des aluminiumreichen Leukogneises aus dem Ntem-Komplex zeigt eine bräunliche Färbung im Durchlicht und ist mit einer länglichen Kornform bei einer Größe von ca. 50 bis 200  $\mu\text{m}$  durch einen partiellen, im Kathodolumineszenzbild dunkel erscheinenden Anwachssaum charakterisiert (Abb. 2.11b). Zirkon aus dem Yandia-Gebiet enthält generell weniger *U*, *Th* und *Pb* als der stark diskordante Zirkon aus dem Ntem-Komplex (Tab. 2.10).

**Tabelle 2.10:** Zusammenfassung der SHRIMP-II  $U-Pb$ -Zirkondaten einer metapelitischen Probe (Yandia-Gebiet) und eines aluminiumreichen Leukogneises (Ntem-Komplex).

Nr.	U	Th	$^{232}\text{Th}$ $^{238}\text{U}$	rad. $^{206}\text{Pb}$	init. $^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}$ $^{206}\text{Pb}$ *	Fehler	$^{206}\text{Pb}$ $^{238}\text{U}$ *	Fehler	$^{207}\text{Pb}$ $^{235}\text{U}$ *	Fehler	$^{208}\text{Pb}$ $^{232}\text{Th}$ *	Fehler	Disk.	$^{207}\text{Pb}$ $^{206}\text{Pb}$ Alter	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}$ $^{238}\text{U}$ Alter	$1\sigma$	
				[ppm]	[ppm]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[Ma]*		[Ma]*		
<b>Yandia-Gebiet (CAM 57-1-04)</b>																			
1.2	657	26	0.04	51.1	0.27	0.0587	1.6	0.0902	1.83	0.7300	2.45	0.0212	21.45	0	555	36	556.9	9.7	
2.1	738	13	0.02	60.6	0.08	0.0584	1.2	0.0956	1.86	0.7692	2.21	0.0279	17.16	-8	543	26	589	10	
3.1	796	17	0.02	64	-	0.0593	1.1	0.0936	1.86	0.7650	2.18	0.0389	9.16	0	578	25	577	10	
4.1	688	33	0.05	56.4	-	0.0604	1.4	0.0955	1.88	0.7961	2.34	0.0366	7.89	5	619	30	588	11	
5.1	957	18	0.02	76.5	0.24	0.0594	1.5	0.0927	1.86	0.7591	2.39	0.0233	40.87	1	580	33	572	10	
6.1	577	28	0.05	44.9	0.74	0.0582	3.1	0.0900	1.89	0.7215	3.60	0.0259	31.17	-3	536	67	555	10	
(1.1)	153	199	1.34	69.7	0.07	0.1976	0.71	0.5291	1.88	14.4107	2.01	0.1594	1.98	3	2806	12	2737	42	
<b>Ntem-Komplex (CAM 101-1-04)</b>																			
1.1	1103	205	0.19	141	2.22	0.1182	1.6	0.1443	1.87	2.3521	2.45	0.0649	6.39	122	1930	28	869	15	
2.1	1214	166	0.14	170	4.15	0.1261	1.6	0.1551	1.89	2.6960	2.46	0.2854	3.78	120	2044	28	929	16	
4.1	1127	110	0.10	126	1.25	0.0971	2.1	0.1281	1.88	1.7154	2.84	0.0751	6.12	102	1570	40	777	14	
6.1	1552	131	0.09	350	1.39	0.1689	0.48	0.2574	1.84	5.9941	1.91	0.0989	7.75	72	2546.4	8.1	1477	24	
7.1	867	97	0.12	123	0.82	0.1283	0.74	0.1633	1.85	2.8873	1.99	0.0617	5.11	113	2074	13	975	17	
(1.2)	1244	243	0.20	212	4.15	0.1243	1.9	0.1885	1.88	3.2303	2.64	0.0829	9.63	81	2019	33	1113	19	
(3.1)	576	191	0.34	109	0.99	0.1427	1	0.2168	2.15	4.2639	2.38	0.0689	4.51	79	2260	17	1265	25	
(5.1)	1459	109	0.08	218	3.28	0.1408	1.6	0.1665	1.87	3.2329	2.45	0.0769	17.90	125	2237	27	993	17	

( ) nicht in Altersbestimmung berücksichtigt; \* initiale  $Pb$ -Korrektur über gemessenes  $^{204}\text{Pb}$ ; Fehler in der Standardkalibration: 0.70%.



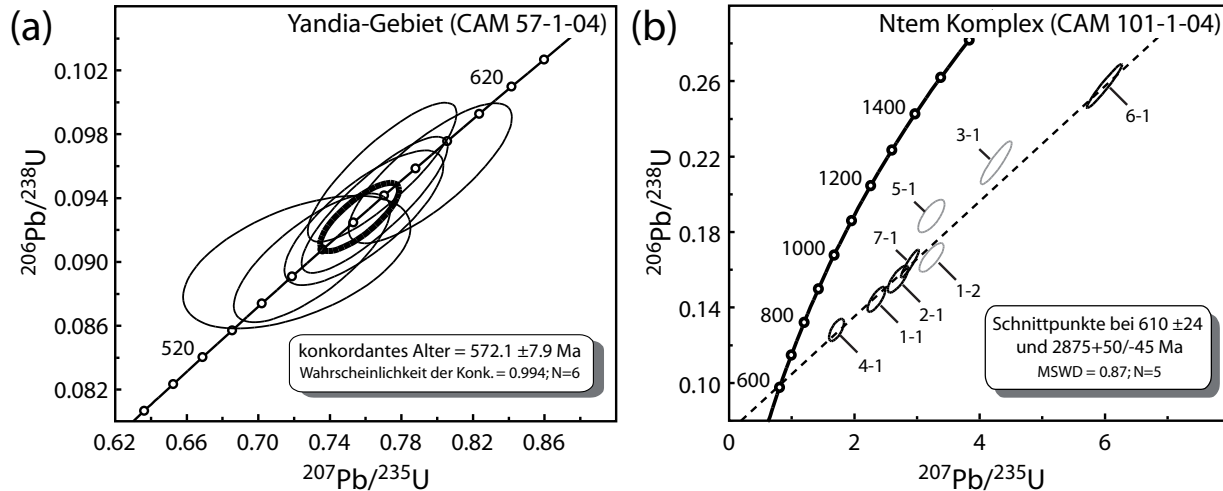
**Abbildung 2.11:** Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus dem (a) CAFB (Yandia-Gebiet) und (b) aus dem Kongo-Kraton (Ntem-Komplex). Zirkon aus dem Yandia-Gebiet lässt eine deutliche Kern-Rand-Textur erkennen. Punkte markieren die Messpositionen, deren Nummer mit der in Tab. 2.10 übereinstimmt.

Um das Alter der metamorphen Überprägung im Yandia-Gebiet zu ermitteln, wurden Anwachsäume um Zirkonkerne des Metapelites gemessen. Die Zirkonränder liefern ein konkordantes Alter von  $572.1 \pm 7.9$  Ma (N=6, Abb. 2.12a). Die gerundeten Kerne ergeben ein Mindestalter von  $2801 \pm 11$  Ma und stellen möglicherweise detritische Relikte dar.

Zirkon aus dem Ntem-Komplex ist stark diskordant. Die Alter wurden durch eine Fünfpunktediskordia ermittelt. Es errechnet sich ein Alter für den unteren Schnittpunkt von  $610 \pm 24$  Ma und ein weniger gut definiertes Alter für den oberen Schnittpunkt von  $2875^{+47}_{-48}$  Ma. Das archaische Alter ist als ein Bildungsalter im Ntem-Komplex bekannt (Shang *et al.*, 2004). Archaischer Zirkon des Ntem-Komplexes erfuhr einen starken Bleiverlust während des gleichen panafrikanischen Ereignisses, bei dem auch Monazit in metapelitischen Gesteinen des CAFB wuchs (Abb. 2.10, 2.12b). Die Bedeutung der beiden Datenpunkte oberhalb der Diskordia und somit mit jüngeren  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Altern ist nicht klar. Sie könnten auf Zirkonwachstum während eines post-2.6 Ga metamorphen Ereignisses hinweisen. Um diese Interpretation zu untermauern, werden weitere Daten benötigt.

## 2.9 Ergebnis und Diskussion

Die Rekonstruktion von metamorphen  $P$ - $T$ - $t$ -Pfadern für sechs Gebiete des CAFB in Kamerun, die sowohl neoproterozoische Deckschichten, paläoproterozoische Grundgebirgseinheiten als auch den Rand des Kongo-Kratons beinhalten, ergab, dass – mit Ausnahme des Kongo-Kratons – eine panafrikanische Orogenese das einzige metamorphe Ereignis in diesem Gebirgsgürtel war. Die hochgradig metamorph überprägten Metapelite aus dem Gebiet um Buffle Noir, die mit 2.1 Ga alten mafischen Pyroxengneisen assoziiert sind (Penaye *et al.*, 1989), und die vermuteten granulitfaziellen, metapelitischen Äquivalente bei Yandia



**Abbildung 2.12:** Konkordiadiagramm für Zirkon aus dem (a) Yandia-Gebiet (CAFB) und (b) dem Ntem-Komplex (Kongo-Kraton). Ränder von Zirkon aus dem Yandia-Gebiet ergeben ein koncordantes Alter der Metamorphose bei  $572.1 \pm 7.9 \text{ Ma}$  (N=6). Archaischer Zirkon aus dem Ntem-Komplex zeigt einen starken Bleiverlust vor  $610 \pm 24 \text{ Ma}$  (N=5). Graue Ellipsen wurden nicht zur Konstruktion der Diskordia benutzt. Die Analysennummern entsprechen denen in Tab. 2.10. 2 $\sigma$ -Fehlerellipsen.

erfuhren die gleiche, durch einen im Uhrzeigersinn verlaufenden  $P$ - $T$ - $t$ -Pfad gekennzeichnete Metamorphose. Dieser Typ der Überprägung ist auch verantwortlich für die Bildung der Metamorphite der neoproterozoischen Deckschichten (granulitfazielle Yaoundé-Decke III, amphibolitfazielle Yaoundé-Decke II). Alle  $P$ - $T$ -Pfade sind durch eine Dekompression während einer prograden Aufheizung charakterisiert (Abb. 2.7, 2.8). Die gut erhaltene chemische Wachstumszonierung in metapelitischem Granat granulitfazieller Gesteine (Yandia-Gebiet, Yaoundé-Decke III, Buffle Noir, Banyo) spricht für einen schnellen Verlauf der Metamorphose. Ansonsten wäre das Zonierungsmuster, besonders das von Eisen und Magnesium, während der granulitfaziellen Metamorphose durch intrakristalline Diffusion ausgelöscht worden.

Metapelitischer Monazit der neoproterozoischen Deckschichten und des vermuteten paläoproterozoischen Grundgebirges weist auf nur eine Phase des Wachstums (ca. 630–600 Ma) in panafrikanischer Zeit hin. Dieses wird durch SHRIMP-II-Analysen von Zirkon aus einem Metapelit der vermuteten paläoproterozoischen Einheit des Yandia-Gebietes bestätigt, der kein Wachstum in paläoproterozoischer Zeit, jedoch zur Zeit der panafrikanischer Metamorphose zeigt.

Die panafrikanische Kollision des Westafrika-Kratons und des Sahara-Metakratons mit dem Kongo-Kraton führte nicht nur zu einer Krustenverdickung innerhalb des CAFB, sondern beeinflusste auch den Rand des Kongo-Kratons. Aluminiumreiche Leukogneise des Kratons erfuhren hierbei eine zweite hochtemperierte Metamorphose, für welche ein  $U$ - $Pb$ -Zirkonalter von  $610 \pm 24 \text{ Ma}$  bestimmt wurde.

Es wurden identische Metamorphosealter für die niedriggradigen neoproterozoischen Deckschichten und die räumlich nah aufgeschlossenen Einheiten des hochgradig überprägten

Grundgebirges, welches paläoproterozoisch im Alter und die Deckschichten unterlagern soll, gefunden. Dieses deutet darauf hin, dass beide Einheiten während des gleichen krustenverdickenden Ereignisses in unterschiedlichen Tiefen metamorphosiert wurden. Das räumlich nahe Auftreten von Gesteinen unterschiedlichen Metamorphosegrades gibt Hinweise auf die Art der tektonischen Heraushebung nach der Krustenverdickung im CAFB. Es werden tiefreichende Störungen zwischen schmalen tektonischen Schuppen benötigt, welche das heutige Auftreten von verschiedenen Krustenniveaus nebeneinander erlaubt.

## 2.10 Danksagung

Diese Arbeit wäre ohne die Hilfe durch P. Appel und B. Mader bei der chemischen Altersbestimmung, das SHRIMP-II-Team des ‘Center of Isotopic Research of VSEGEI’ in Sankt Petersburg und die logistische Unterstützung während des Geländeaufenthaltes durch das Institut de Recherches Géologiques et Minières, Garoua, Kamerun nicht entstanden. Beitrag zum Internationalen Geologischen Korrelationsprogramm (IGCP) 470.

## Literaturverzeichnis

- Appel, P., Schenk, V. & Schumann, A., 2005. P-T path and metamorphic ages of pelitic schists at Murchison Falls, NW Uganda: evidence for a Pan-African tectonometamorphic event in the Congo Craton. *European Journal of Mineralogy*, **17**, 655–664.
- Aranovich, L. Y. & Berman, R. G., 1996. Optimized standard state and solution properties of minerals: II. Comparisons, predictions, and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **126**, 25–37.
- Armstrong, J. T., 1995. CITZAF: A package of correction programs for quantitative electron microbeam x-ray analyses of thick polished materials, thin films and particles. *Microbeam Analysis*, **4**, 177–200.
- Bessoles, B. & Trompette, R., 1980. La chaîne panafricaine: zone mobile d’Afrique centrale (partie sud) et zone mobile soudanaise. *Memoire BRGM*, **92**, 326 pp.
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J. & Foudoulis, C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, **200**, 155–170.
- Cahen, L., Delhal, J. & Lavreau, J., 1976. The Archaean of equatorial Africa; a review. In: *The early history of the Earth* (ed. Windley, B. F.), John Wiley & Sons, New York. 489–498.
- Cahen, L., Snelling, N. J., Delhal, J., Vail, J. R., Bonhomme, M. & Ledent, D., 1984. *The geochronology and evolution of Africa*. Oxford University Press, Oxford.

- Castaing, C., Feybesse, J. L., Thiéblemont, D., Triboulet, C. & Chèvremont, P., 1994. Palaeogeographical reconstructions of the Pan-African/ Brasiliano Orogen; closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research*, **69**, 327–344.
- Cherniak, D. J., Watson, E. B., Grove, M. & Harrison, T. M., 2004. Pb diffusion in monazite; a combined RBS/ SIMS study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 829–840.
- Clifford, T. N., 1970. The structural framework of Africa. In: *African magmatism and tectonics* (eds. Clifford, T. N. & Gass, I. G.), Oliver and Boyd, Edinburgh. 1–26.
- Cocherie, A. & Albarede, F., 2001. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**, 4509–4522.
- Elangwe, H. N., 1979. Carte géologique de la République unie du Cameroun. *Direction des Mines et de la Géologie*, scale **1:1,000,000**.
- England, P. C. & Richardson, S. W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Journal of the Geological Society of London*, **134**, 201–213.
- Feybesse, J. L., Johan, V., Triboulet, C., Guerrot, C., Mayaga-Mikolo, F., Bouchot, V. & Eko N'Dong, J., 1998. The West Central African Belt: a model of 2.5-2.0 Ga accretion and two-phase orogenic evolution. *Precambrian Research*, **87**, 161–216.
- Foster, G. & Parrish, R. R., 2003. Metamorphic monazite and the generation of P-T-t paths. In: *Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures* (eds. Vance, D., Müller, W. & Villa, I. M.), Geological Society, Special Publications 220, London. 25–47.
- Green, D. H. & Ringwood, A. E., 1967. An experimental investigation of the gabbro to eclogite transformation and its petrological applications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **31**, 767–833.
- Guidotti, C. V., Cheney, J. T. & Guggenheim, S., 1977. Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *American Mineralogist*, **62**, 438–448.
- Harley, S. L., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, **126**, 215–331.
- Hensen, B. J. & Green, D. H., 1973. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **38**, 151–166.



- Hoisch, T. D., 1990. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**, 225–234.
- Jöns, N., Schenk, V. & Razakamanana, T., 2006. Character and timing of high- and ultrahigh-temperature metamorphism during the Pan-African Orogeny: conclusions for the Gondwana assembly from metapelites of southern Madagascar. In: *Granulites & Granulites, Program and Abstracts* (eds. Brown, M. & Piccoli, P. M.). 36.
- Kato, T., Suzuki, K. & Adachi, M., 1999. Computer program for the CHIME age calculation. *The Journal of Earth and Planetary Sciences, Nagoya University*.
- Kleemann, U. & Reinhardt, J., 1994. Garnet-biotite thermometry revisited; the effect of  $Al^{IV}$  and Ti in biotite. *European Journal of Mineralogy*, **6**, 925–941.
- Kohn, M. J., 1993. Uncertainties in differential thermodynamic (Gibbs' method) P-T paths. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **113**, 24–39.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**, 277–279.
- Kusky, T. M., Abdelsalam, M., Stern, R. J. & Tucker, R. D., 2003. Evolution of the East African and related orogens, and the assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **123**, 81–95.
- Lasserre, M. & Soba, D., 1976. Age libérien des granodiorites et des gneiss à pyroxène du Cameroun méridional. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières; Section 4: Géologie Generale*, 17–32.
- Ledru, P., Johan, V., Milesi, J. P. & Tegye, M., 1994. Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision: evidence for a 2 Ga continent involving circum-South Atlantic provinces. *Precambrian Research*, **69**, 169–191.
- Lee, H. Y. & Ganguly, J., 1988. Equilibrium compositions of co-existing garnet and orthopyroxene; experimental determinations in the system FeO-MgO- $Al_2O_3$ - $SiO_2$ , and applications. *Journal of Petrology*, **29**, 93–113.
- Ludwig, K. R., 2001. SQUID 1.02. A Users Manual. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, **2**, 19.
- Menard, T. & Spear, F. S., 1993. Metamorphism of calcic pelitic schists, Strafford Dome, Vermont: compositional zoning and reaction history. *Journal of Petrology*, **34**, 977–1005.
- Nédélec, A., Macaudière, J., Nzenti, J. P. & Barbey, P., 1986. Evolution structurale et métamorphique des schistes de Mbalmayo (Cameroun); implications pour la structure de la zone mobile pan-africaine d'Afrique centrale, au contact du craton du Congo. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **303**, 75–80.

- Nédélec, A., Minyem, D. & Barbey, P., 1993. High-P-high-T anatexis of Archaean tonalitic grey gneisses: the Eseka migmatites, Cameroon. *Precambrian Research*, **62**, 191–205.
- Nédélec, A., Nsifa, E. N. & Martin, H., 1990. Major and trace element geochemistry of the Archaean Ntem plutonic complex (South Cameroon); petrogenesis and crustal evolution. *Precambrian Research*, **47**, 35–50.
- Newton, R. C. & Haselton, H. T., 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartz geobarometer. In: *Thermodynamics of minerals and melts* (eds. Newton, R. C., Navrotsky, A. & Wood, B. J.), Springer-Verlag, New York. 131–147.
- Newton, R. C. & Perkins, D., 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist*, **67**, 203–222.
- Ngako, V., 1999. *Les déformations continentales panafricaines en Afrique Central: résultat d'un poinçonnement de type himalayen*. Thèse de doctorat d'état, Université de Yaoundé I.
- Ngako, V., Affaton, P., Nnange, J. M. & Njanko, T., 2003. Pan-African tectonic evolution in central and southern Cameroon: transpression and transtension during sinistral shear movements. *Journal of African Earth Sciences*, **36**, 207–214.
- Ngotué, T., Nzenti, J. P., Barbey, P. & Tchoua, F. M., 2000. The Ntui-Betamba high-grade gneisses; a northward extension of the Pan-African Yaoundé gneisses in Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, **31**, 369–381.
- Nichols, G. T., Berry, R. F. & Green, D. H., 1992. Internally consistent gahnitic spinel-cordierite-garnet equilibria in the FMASHZn system: geothermobarometry and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**, 362–377.
- Njel, U. O., 1986. Paleogeographie d'un segment de l'orogène pan-africain; la ceinture volcano-sédimentaire de Poli (Nord-Cameroun). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **303**, 1737–1742.
- Nzenti, J. P., 1998. Neoproterozoic alkaline meta-igneous rocks from the Pan-African North Equatorial Fold Belt (Yaounde, Cameroon): biotitites and magnetite rich pyroxenites. *Journal of African Earth Sciences*, **26**, 37–47.
- Nzenti, J. P., Barbey, P., Macaudière, J. & Soba, D., 1988. Origin and evolution of the late Precambrian high-grade Yaoundé gneisses (Cameroon). *Precambrian Research*, **38**, 91–109.
- Parrish, R. R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Canadian Journal of Earth Science*, **27**, 1431–1450.

- Penaye, J., Toteu, S. F., Michard, A., Bertrand, J. M. & Dautel, D., 1989. Reliques granulitiques d'âge Protérozoïque inférieur dans la zone mobile panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun; géochronologie U/Pb sur zircons. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **309**, 315–318.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Tchameni, R., Van Schmus, W. R., Tchakounté, J., Ganwa, A., Minyem, D. & Nsifa, E. N., 2004. The 2.1 Ga West Central African Belt in Cameroon: extension and evolution. *Journal of African Earth Sciences*, **39**, 159–164.
- Penaye, J., Toteu, S. F., Van Schmus, W. R. & Nzenti, J. P., 1993. U-Pb and Sm-Nd preliminary geochronologic data on the Yaounde series, Cameroon: re-interpretation of the granulitic rocks as the suture of a collision in the Centrafrican Belt. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Serie 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **317**, 789–794.
- Pinna, P., Calvez, J. Y., Abessolo, A., Angel, J. M., Mekoulou-Mekoulou, T., Mananga, G. & Vernhet, Y., 1994. Neoproterozoic events in the Tcholliré area: Pan-African crustal growth and geodynamics in central-northern Cameroon (Adamawa and North Provinces). *Journal of African Earth Sciences*, **18**, 347–353.
- Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: The garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 231–243.
- Pyle, J. M., Spear, F. S., Rudnick, R. L. & McDonough, W. F., 2001. Monazite-xenotime-garnet equilibrium in metapelites and a new monazite-garnet thermometer. *Journal of Petrology*, **42**, 2083–2107.
- Robinson, P., Hollocher, K. T., Tracy, R. J. & Dietsch, C. W., 1982. High grade Acadian regional metamorphism in south-central Massachusetts. In: *NEIGC 74th annual meeting of the State Geological and Natural History Survey of Connecticut, guidebook for fieldtrips in Connecticut and South-Central Massachusetts* (eds. Joesten, R. A. & Quarrier, S. S.), University of Connecticut, Storrs. 289–339.
- Schenk, V., Appel, P., Jöns, N., Loose, D., Schumann, A. & Wegner, H., 2005. Pan-African reworking of the northeastern corner of the Congo Craton in Uganda. In: *Supercontinents and Earth Evolution Symposium 2005* (eds. Wingate, M. T. D. & Pisarevski, S. A.), Geological Society of Australia Inc. 100.
- Shang, C. K., Siebel, W., Satir, M., Chen, F. & Mvondo, J. O., 2004. Zircon Pb-Pb and U-Pb systematics of TTG rocks in the Congo Craton; constraints on crust formation, magmatism, and Pan-African lead loss. *Bulletin of Geosciences (Praha)*, **79**, 205–219.

- Spear, F. S., 1988. The Gibbs method and Duhem's theorem: the quantitative relationships among P, T, chemical potential, phase composition and reaction progress in igneous and metamorphic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 249–256.
- Spear, F. S. & Cheney, J. T., 1989. A petrogenetic grid for pelitic schists in the system  $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$ . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**, 149–164.
- Spear, F. S. & Menard, T., 1989. Program GIBBS: a generalized Gibbs method algorithm. *American Mineralogist*, **74**, 942–943.
- Spear, F. S., Peacock, S. M., Kohn, M. J., Florence, F. P. & Menard, T., 1991. Computer programs for petrologic P-T-t path calculations. *American Mineralogist*, **76**, 2009–2012.
- Spear, F. S. & Selverstone, J., 1983. Quantitative P-T path from zoned minerals: theory and tectonic applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **83**, 348–357.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N. E. & Pouclet, A., 2000. Neoproterozoic crustal evolution in the Congo Craton; evidence from K rich granitoids of the Ntem Complex, southern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences (1994)*, **30**, 133–147.
- Tchameni, R., Mezger, K., Nsifa, N. E. & Pouclet, A., 2001. Crustal origin of early Proterozoic syenites in the Congo Craton (Ntem Complex), South Cameroon. *Lithos*, **57**, 23–42.
- Thompson, A. B. & England, P. C., 1984. Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism II. Their Inference and Interpretation using Mineral Assemblages in Metamorphic Rocks. *Journal of Petrology*, **25**, 929–955.
- Toteu, S. F., Penaye, J. & Poudjom Djomani, Y. H., 2004. Geodynamic evolution of the Pan-African belt in central Africa with special reference to Cameroon. *Canadian Journal of Earth Science*, **41**, 73–85.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J. & Michard, A., 2001. New U-Pb and Sm-Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of Central Africa. *Precambrian Research*, **108**, 45–73.
- Toteu, S. F., Van Schmus, W. R., Penaye, J. & Nyobe, J. B., 1994. U-Pb and Sm-Nd evidence for Eburnian and Pan-African high-grade metamorphism in cratonic rocks of southern Cameroon. *Precambrian Research*, **67**, 321–347.
- Williams, I. S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: *Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (eds. McKibben, M. A., Shanks III, W. C. & Ridley, W. I.), Reviews in Economic Geology. 1–35.

- 
- Zeh, A. & Millar, I. L., 2001. Metamorphic evolution of garnet-epidote-biotite gneiss from the Moine Supergroup, Scotland, and geotectonic implications. *Journal of Petrology*, **42**, 529–554.
- Zhu, X. K. & O’Nions, R. K., 1999. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **137**, 351–363.



# Kapitel 3

## Panafrikanische UHT-Metamorphose und gleichzeitige Intrusion granitoider *A-Typ*-Magmen am Ostrand des Kongo-Kratons in Uganda

### 3.1 Zusammenfassung

In Nordostuganda wurden metamorphe und magmatische Prozesse am Rand des Kongo-Kratons zum panafrikanischen Ostafrikanischen Orogen studiert. Eine gegen den Uhrzeigersinn verlaufende metamorphe  $P$ - $T$ -Entwicklung im Bereich ultrahoher Metamorphosetemperaturen wurde anhand von Reaktionstexturen in Metapeliten und deren Mineralchemie abgeleitet. Spinell-Quarz-Cordierit-Paragenesen wurden durch Paragenesen mit Sapphirin-Quarz und Orthopyroxen-Sillimanit-Quarz ersetzt. Extreme metamorphe Temperaturen im Bereich von 950 °C werden durch das Auftreten von Osumilit, ternären Feldspäten, invertiertem Pigeonit ( $X_{Mg} \leq 0.34$ ) und aluminiumreichem Orthopyroxen (in Koexistenz mit Granat: 11.5 Gew.%  $Al_2O_3$ ; in Koexistenz mit Spinell: 12.2 Gew.%  $Al_2O_3$ ) angezeigt. Das Granat-Sillimanit-Plagioklas-Quarz-Gleichgewicht ergibt für diese Temperaturen einen Druck von ca. 7.6–12.1 kbar. Charnockite und Metabasite zeigen Koronen aus Granat-Klinopyroxen-Quarz zwischen Orthopyroxen und Plagioklas. Diese auf eine langsame, nahezu isobare Abkühlung nach den höchsten Metamorphosebedingungen hinweisende Textur entstand bei ca. 700 °C und 7 kbar. Ultrahohe Metamorphosetemperaturen (UHT) sind räumlich eng mit granulitfaziellen granitoiden Augengneisen assoziiert, welche über eine Distanz von ca. 250 km von den Kamalinga Hills im SSE über die Labor Hills bis zu den Rom Mountains im NNW in etwa parallel zur Grenze des Kongo-Kratons auftreten. Chemische Datierungen von Monazit aus UHT-Metapeliten mit der Elektronenstrahlröntgenmikrosonde und isotopische Datierungen von Zirkon aus Metapeliten und assoziierten Augengneisen mit der Ionensonde SHRIMP-II ergaben, dass die UHT-Metamorphose und der granitoider Magmatismus gleichzeitig vor ca. 700 bis 630 Ma stattfanden. Haupt- und Spurenelementmuster der Augengneise deuten auf ein granitoides Gestein mit *A-Typ*-Signatur hin. Die Augengneise sind auffällig in ihrem hohen Zirkoni-

umgehalt (545–1870 ppm), welcher auf eine hohe Minimumtemperatur von 870 bis 970 °C für die Ausgangsschmelzen hinweist. Diese hohen Temperaturen sind im Einklang mit dem Auftreten von invertiertem Pigeonit in diesen Gesteinen. Die Intrusion der Magmen wird als Ursache für die UHT-Metamorphose in den umgebenen Gesteinen gesehen. Östlich der Zone mit UHT-Granuliten sind jüngere granulitfazielle Gesteine (ca. 630–615 Ma) aufgeschlossen, die durch eine im Uhrzeigersinn verlaufende  $P$ - $T$ -Entwicklung charakterisiert sind. Dieses weist auf ein Kollisionsereignis hin, welches ca. 70 bis 15 Ma jünger ist als die UHT-Metamorphose.

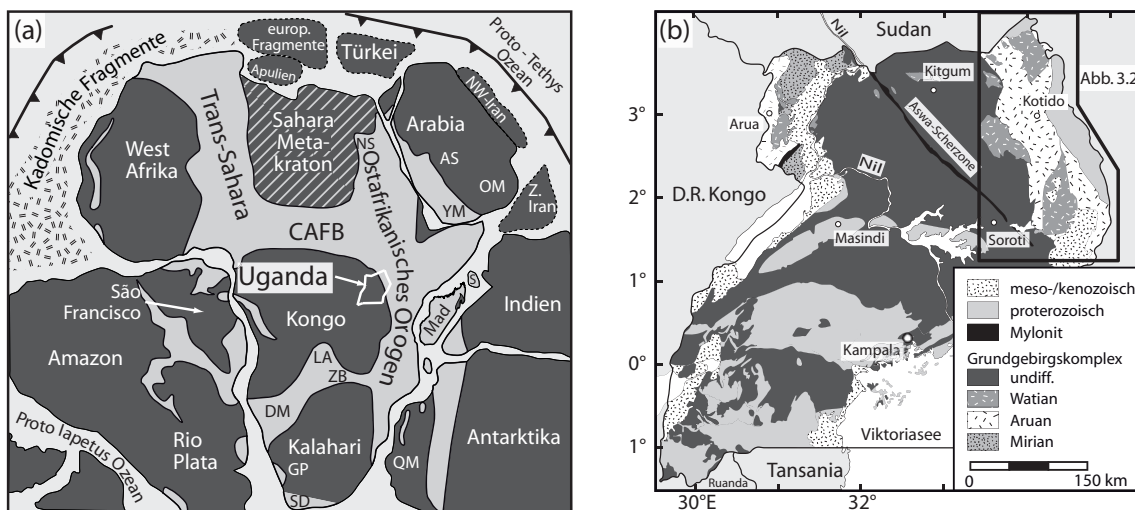
## 3.2 Einleitung

Metamorphe Gebiete regionalen Ausmaßes, die unter Bedingungen ultrahoher Temperaturen (UHT) überprägt wurden, sind der Beweis für orogene Prozesse bei denen großräumig Temperaturen von 900 bis 1100 °C in der tiefen kontinentalen Kruste erreicht werden. Temperaturen, die nahe denen des trockenen Solidus für granitische Gesteine liegen, deuten darauf hin, dass die tiefe kontinentale Kruste (20–45 km) zu einem hohen Prozentsatz geschmolzen war. Dieses wiederum hat einen wesentlichen Einfluss auf die Stärke der Kopplung der kontinentalen Kruste mit dem subkontinentalen Mantel und auf das physikalische Verhalten der Kruste während orogener Prozesse. Die hohen Temperaturen und die nachfolgende langsame Abkühlung der Gesteine kann ein Erhalten von für UHT-Bedingungen typischer Mineralgleichgewichte und isotopischer Mineralalter verhindern. Dieses kann zu falschen Interpretationen bezüglich der regionalen Verbreitung von ultrahohen Metamorphosetemperaturen, des Alters und der Dauer von UHT-Ereignissen führen. Jedoch sind, neben metamorphen  $P$ - $T$ - $t$ -Pfadern, die regionale Verbreitung, das Alter und die Dauer von UHT-Ereignissen wichtige Parameter, um die geodynamische Ursache der Metamorphose zu ermitteln. Mögliche Ursachen für UHT-Bedingungen in der Kruste können sein: (1) die Delamination des lithosphärischen Mantels und (2) die Intrusion von Mantelmagmen. Die Delamination des lithosphärischen Mantels von der Kruste während einer Kontinent-Kollision oder während eines vorangehenden Subduktionsprozesses ermöglicht es der Asthenosphäre in höhere Regionen aufzusteigen. Dieses führt dort zu einer starken Aufheizung der überlagernden Kruste im regionalen Maßstab. Eine durch die Intrusion von Mantelmagmen in die tiefe Kruste hervorgerufene UHT-Metamorphose ist eher von lokalem Ausmaße.

Um ein mögliches tektonisches Modell für ein UHT-Gebiet zu erstellen, ist ein detailliertes Wissen über die regionale Ausbreitung, die Dauer und den  $P$ - $T$ -Pfad der Metamorphose unerlässlich.

Bereits vor mehr als 30 Jahren wurden am Ostrand des Kongo-Kratons (Abb. 3.1a) UHT-Granulite der Labwor Hills in Nordostuganda (Abb. 3.1b, 3.2) mit Sapphirin-Quarz-Paragenesen (Nixon *et al.*, 1973), Pseudomorphosen nach Osumilit (Sandiford *et al.*, 1987) und einem sehr aluminiumreichen, metapelitischen Orthopyroxen (Sandiford *et al.*, 1987; Harley, 1998) beschrieben. Das Auftreten dieser Gesteine war aus einem nur ca. 15 km<sup>2</sup> großen Gebiet im zentralen Teil der Labwor Hills bekannt (Abb. 3.2c). Für die Metamorphose



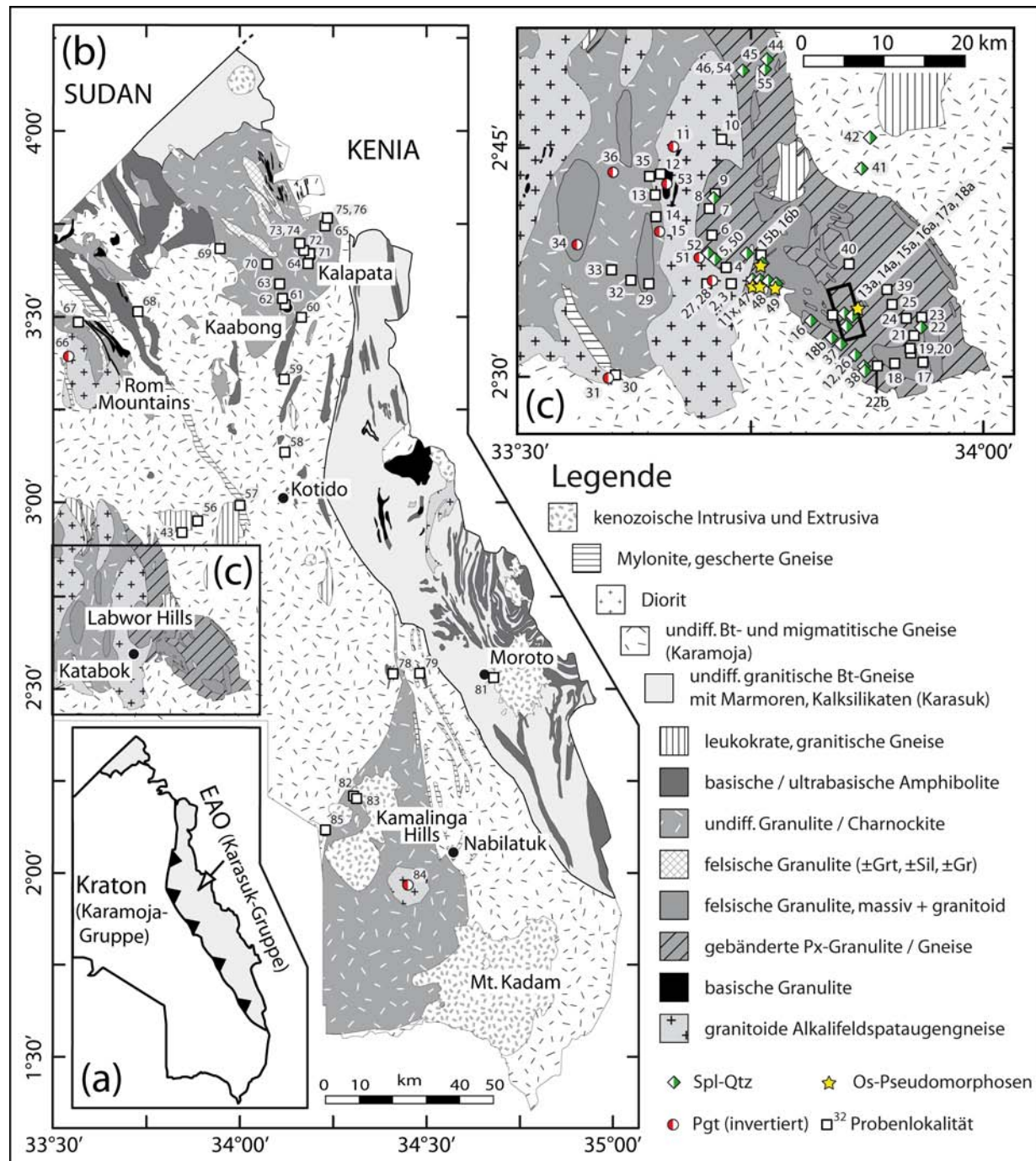


**Abbildung 3.1:** (a) Die paläogeographische Rekonstruktion Gondwanas vor ca. 544 Ma (verändert nach Kusky *et al.*, 2003) zeigt die Lage Ugandas an der Grenze des Kongo-Kratons zum Ostafrikanischen Orogen. Panafrikanische Orogene in grau; Kratone in schwarz. AS, Arabischer Schild; CAFB, Zentralafrikanischer Gebirgsgürtel; GP, Gariep; DM, Damara; LA, Lufilian Arc; Mad, Madagaskar; NS, Nubischer Schild; OM, Oman; QM, Queen-Maud-Land; S, Seychellen; SD, Saldanien; YM, Yemen; ZB, Sambesi-Gürtel. (b) Vereinfachte geologische Karte Ugandas. Der undifferenzierte Grundgebirgskomplex wird dem Kongo-Kraton zugerechnet und ist teilweise panafrikanisch überprägt (verändert nach Macdonald, 1966).

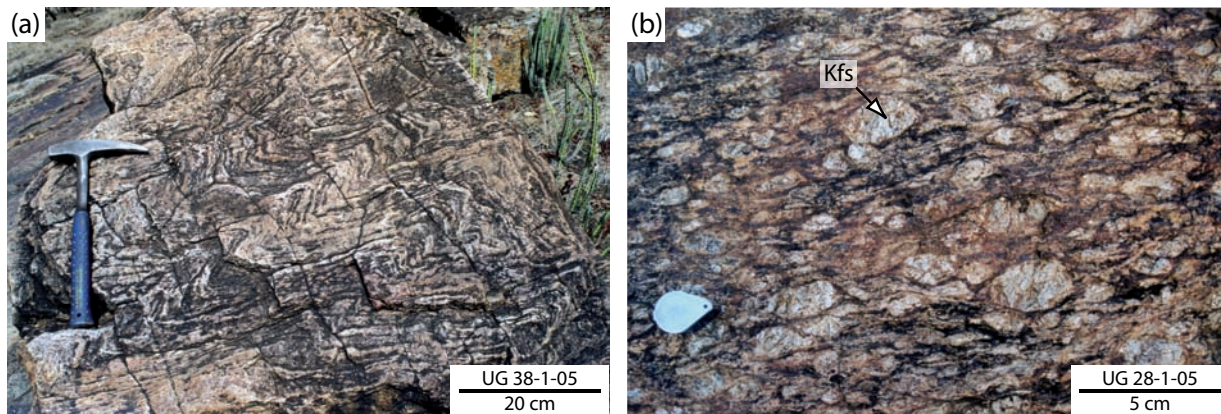
dieser Gesteine wurde ein archaisches Alter angenommen (Sandiford *et al.*, 1987; Harley, 1998), obwohl diskordante Zirkondaten (Leggo, 1974) auch auf ein panafrikanisches UHT-Ereignis hindeuten könnten ( $635 \pm 30$  Ma; Leggo, 1974).

Um Aussagen über die regionale Verbreitung der UHT-Metamorphose in Ostuganda treffen zu können, wurde nicht nur das Gebiet der Labwor Hills ( $>2000 \text{ km}^2$ ), sondern auch das restliche Karamoja-Gebiet Ostugandas (Abb. 3.2b), welches Teil des archaischen Grundgebirgskomplexes von Uganda ist und als Teil des Kongo-Kratons interpretiert wird (Heinrich, 2001; Abb. 3.1b), beprobt. Es wird angenommen, dass die östliche Grenze des Kratons zur panafrikanischen Zeit überprägt und von nach Westen transportierten Decken der Karasuk-Gruppe des Ostafrikanischen Orogens (EAO) überschoben wurde (Abb. 3.2a, b; Macdonald, 1961; Fleuty, 1968).

Mineralreaktionstexturen, petrologische Phasenbeziehungen und konventionelle Geothermobarometrie in Kombination mit chemischer Monazitdatierung (CHIME) und isotopischer Zirkondatierung (SHRIMP-II) wurden zur Ableitung von Druck-Temperatur-Zeit-Pfaden ( $P$ - $T$ - $t$ ) für die UHT-Granulite Ostugandas herangezogen. Des Weiteren wurden Haupt- und Spurenelementgehalte von assoziierten granitoiden Orthogneisen und deren Zirkonalter (SHRIMP-II) bestimmt. Diese Granitoide intrudierten in großen Mengen zur Zeit der UHT-Metamorphose und werden als Wärmequelle für die ultrahohen Metamorphosetemperaturen im Ostrand der kratonischen Kruste in der Zeit zwischen ca. 700 und 630 Ma interpretiert. Nach der UHT-Metamorphose mit einem gegen den Uhrzeigersinn verlaufenden  $P$ - $T$ -Pfad fand ein krustenverdickendes Metamorphoseereignis statt.



**Abbildung 3.2:** Geologische Karte Ostugandas. (a) Die Karasuk-Gruppe als Teil des EAO wurde auf die Karamoja-Gruppe des Kongo-Kratons geschoben. (b) Detaillierte geologische Karte der ‘Karamajong hunting area’ in Ostuganda mit Probenlokalitäten und der Verbreitung von Mineralparagenesen, die auf ultrahohe Temperaturen deuten. Granulitfaziale Gebiete (Rom Mountains, Labwor Hills, Kamalinga Hills, Kalapata-Gebiet) sind von amphibolitfazialen Gebieten umgeben. Verändert nach Williams (1966). (c) Ausschnitt aus (b) mit der Geologie der Labwor Hills. Das Rechteck markiert die Lage des ca. 15 km<sup>2</sup> großen, von Nixon *et al.* (1973) und Sandiford *et al.* (1987) beschriebenen Auftretens von UHT-Paragenesen. Nummern sind Probenlokalitäten und entsprechen denen in Tab. C.10.



**Abbildung 3.3:** Gesteine der Labwor Hills. (a) Verfalteter Metapelit. (b) Weiträumig vorkommende granitoide Gneise sind durch cm- bis dm-große Alkalifeldspat-Augen charakterisiert. Die dunkleren Zonen enthalten hauptsächlich Quarz, Plagioklas, Orthopyroxen oder invertierten Pigeonit und lokal Granat.

### 3.3 Geologie

Der archaische Grundgebirgskomplex Ugandas wird als der nordöstliche Teil des Kongo-Kratons interpretiert (Abb. 3.1a). An ihn schließt sich im Norden der ost-west-verlaufende Zentralafrikanische Gebirgsgürtel (CAFB; Kapitel 2) und im Osten das nord-süd-verlaufende Ostafrikanische Orogen (EAO) an (Abb. 3.1a). Das Ostafrikanische Orogen wird als das Ergebnis der Bildung Gondwanas zur panafrikanischen Zeit gesehen. Jedoch wird diskutiert, ob der Grundgebirgskomplex von Uganda wirklich einen Teil des Kongo-Kratons oder einen eigenständigen kratonischen Kern darstellt, welcher im Süden durch das paläoproterozoische Buganda-Toro-System vom Tansania-Kraton und im Westen durch den mesoproterozoischen Kibaran-Gebirgsgürtel vom Hauptteil des Kongo-Kratons abgetrennt ist (Cahen *et al.*, 1984; Heinrich, 2001).

Die Geologie des ugandischen Grundgebirgskomplexes wurde aufgrund unterschiedlich starker metamorpher Überprägung (Hepworth & Macdonald, 1966) und *U-Pb*-Zirkonaltern (Leggo, 1974) von Gesteinen des West-Nil-Gebietes in NW-Uganda in verschiedene Einheiten unterteilt (Macdonald, 1966). Diese Unterteilung in ein granulitfazielles ‘Watian’-Ereignis (vor 2.9 Ga) und ein amphibolitfazielles ‘Aruan’-Ereignis (vor 2.55 Ga) und seine Korrelation mit anderen Gebieten Ugandas wird durch neuere Daten nicht mehr unterstützt (z. B. Schenk *et al.*, 2005) und sollte aufgehoben werden. Z. B. ist die granulitfazielle Metamorphose in den Labwor Hills und in den angrenzenden Gebieten panafrikanischen Alters und kann damit nicht länger dem ‘Watian’-Ereignis des West-Nil-Gebietes zugeschrieben werden. Außerdem ist das granulitfazielle Ereignis im West-Nil-Gebiet (‘Watian’) nicht 2.9 Ga, sondern 2.6 Ga alt.

Seit den späten 1960er Jahren fand so gut wie keine geologische Forschung mehr in Nordostuganda statt. Die ‘Karamoja hunting area’ wird von Nomadenstämmen der Karamajong bewohnt. Aufgrund einer schwierigen Logistik und aus Sicherheitsgründen ist Geländearbeit in diesem Gebiet nicht einfach und auf bestimmte Areale begrenzt.

Der größtenteils eine flache Ebene mit nur wenigen Aufschlüssen bildende kratonische Teil der ‘Karamoja hunting area’ wird von amphibolitfaziellen, felsischen Biotit-Hornblende-Migmatiten der Karamoja-Gruppe dominiert (Abb. 3.2b; Williams, 1966). Im Gegensatz dazu sind die granulitfaziellen Labwor Hills, Rom Mountains und das Gebiet um Kalapata im Nordosten Ugandas gebirgig und bieten sehr viel bessere Aufschlussverhältnisse (Abb. 3.2b). Das granulitfazielle Gebiet rund um die tertiären Vulkanite der Kamalinga Hills bildet eine flache Ebene mit nahezu keinen Aufschlüssen. Die granulitfaziellen Gebiete werden durch das Auftreten von charno-enderbitischen Gesteinen dominiert, enthalten aber, besonders in den Labwor Hills, zahlreiche Einschaltungen verfalteter metapelitischer Gesteine (Abb. 3.3a). Granitoide Gesteine Ostugandas variieren in ihrer Zusammensetzung und sind im wesentlichen Enderbite und Charnockite. Ein auffallender Gesteinstyp in den granulitfaziellen Gebieten (Labwor Hills, Rom Mountains, Kamalinga Hills; Abb. 3.2b) sind grobkörnige, granulitfazielle Augengneise mit zentimeter- bis dezimetergroßen Alkalifeldspatäugen (Abb. 3.3b).

### 3.4 Analytische Methoden

Die chemische Zusammensetzung der Minerale wurde mit Hilfe einer ‘JEOL Superprobe JXA-8900R’ Elektronenstrahlröntgenmikrosonde, ausgestattet mit fünf wellenlängendispersiven Spektrometern, an der Universität zu Kiel bestimmt. Generell wurde eine Beschleunigungsspannung von 15 kV, ein Probenstrom von 20 nA und ein fokussierter Strahl für Mineralanalysen benutzt. Messpunkte waren, abhängig von der gemessenen Phase, im Durchmesser 1–10  $\mu\text{m}$  groß. Natürliche und synthetische Mineralstandards wurden zur Kalibrierung benutzt. Zur Korrektur der Rohdaten fand die *CITZAF*-Methode nach Armstrong (1995) Anwendung.

Aufgrund der komplexen chemischen Zusammensetzung von Monazit und der Notwendigkeit der sehr präzisen Analyse von in nur geringen Konzentrationen vorkommenden Elementen (*Th*, *U*, *Pb*) wurden, abweichend von den Messbedingungen für Hauptelemente, signifikant andere Bedingungen für dieses Mineral benutzt. Benutzte Röntgenemissionslinien und Zählzeiten für gemessene Elemente in Monazit sind bei Appel *et al.* (2005) zusammengefasst. Um die Chemie von Monazit hinreichend zu charakterisieren, wurden 17 Elemente gemessen. Monazit wurde mit einer Beschleunigungsspannung von 20 kV, einem Probenstrom von 80 nA und einem fokussierten Elektronenstrahl analysiert. Ein experimentell ermittelter Faktor wurde für die Korrektur der Interferenz der *Th*  $M\gamma$  Linie auf der *U*  $M\beta$  Linie benutzt. Das JEOL ZAF Programm diente zur Matrixkorrektur. Dünnschliffe wurden bleifrei poliert, um eine Kontamination der Probe mit Blei zu vermeiden. Ein interner Laborstandardmonazit aus den Anosyan Mountains, SE-Madagaskar (zur Verfügung gestellt durch M. Raith, Bonn) wurde während der Messungen in regelmäßigen Abständen analysiert. TIMS-Datierungen lieferten für diesen Monazit ein Alter von  $560 \pm 1$  Ma (*pers. Mitteilung*. A. Möller). Alle Monazitkörner wurden *in situ* in Dünnschliffen gemessen, um Altersinformationen mit textuellen Beziehungen zwischen Monazit und den anderen Phasen zu erhalten. Abhängig von der Monazitchemie wurde das Alter mit Hilfe

der Isochronenmethode (Suzuki & Adachi, 1991) mit dem Programm ‘CHIME’ von Kato *et al.* (1999) oder über die Methode des gewichteten Mittelwertes (WA; Cocherie *et al.*, 2005) ermittelt. Die Regressionsgerade wurde bei der Isochronenmethode durch den Ursprung gezwungen, jedoch mit einem möglichen Fehler für den Ursprung von 150 ppm für  $PbO$  und  $ThO_2^*$ . Diese Vorgehensweise berücksichtigt eventuell vorhandenes nicht radiogenes Blei im Monazit (Cocherie & Albarede, 2001). Mit Hilfe des Programms ‘CombError’ von P. Appel (Download von: <http://www.min.uni-kiel.de/epma/sw.html>) wurde für jede Analyse mit Hilfe der Zählstatistik für die Elemente ein analytischer Fehler bestimmt. Zusätzlich zur chemischen  $Th-U$ -gesamt  $Pb$ -Datierung von Monazit wurden isotopische  $U-Pb$ -Altersbestimmungen an Zirkon für einige der chemisch datierten Metapelite und 11 Orthogneise durchgeführt. Die Messungen erfolgten an einer hochauflösenden Ionensonde (SHRIMP-II) am ‘Center of Isotopic Research of VSEGEI’ in Sankt Petersburg, Russland. Der handgepickte und in Epoxydharz eingebettete Zirkon wurde bis circa zur Hälfte herunterpoliert, so dass der Kern der Kristalle frei lag. Um die interne Struktur der Körner zu erkennen, wurden Durchlicht- und Kathodolumineszenzbilder angefertigt. Pro Zirkonanalyse wurden fünfmal die entsprechenden Isotopenmassen bestimmt. Der primäre Ionenstrahl hatte einen Durchmesser von ca. 20  $\mu m$  und eine Intensität von 4 nA. Die Datenauswertung erfolgte nach Williams (1998) mit Hilfe des SQUID Excel-Makros von Ludwig (2001). Die  $Pb/U$ -Verhältnisse wurden relativ zu dem Wert von 0.0668 für das Verhältnis  $^{206}Pb/^{238}U$  des internen Standards TEMORA-1, äquivalent einem Alter von 416.75 Ma (Black *et al.*, 2003) normalisiert. Die Probenaufbereitung für die Spurenelementanalytik folgt John *et al.* (im Druck). Konzentrationen der Hauptelemente wurden mit Hilfe eines ‘Philips PW1480’ Röntgenspektrometers; Spurenelementgehalte mit einer ‘AGILENT 7500cs’ ICP-MS bestimmt (Garbeschönberg, 1993).

## 3.5 Petrographie und Mineralchemie

### 3.5.1 UHT-Granulite der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills

#### Metapelite der Labwor Hills

Metapelitische Gesteine wurden nur im Gebiet der Labwor Hills, nicht jedoch in den Rom Mountains und den Kamalinga Hills gefunden. Nahezu alle Metapelite sind migmatitisch, verfaltet (Abb. 3.3a) und enthalten Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat oder entmischten ternären Feldspat. Das Auftreten von hercynitischem Spinell in fast allen Metapeliten als Einschluss in Granat und in der Matrix deutet auf die während des prograden Metamorphoseverlaufes stabile Paragenese Spl-Qtz<sup>1</sup> (Tab. 3.1, Abb. 3.4). Jedoch ist der direkte Kontakt dieser beiden Phasen nicht erhalten. Zur Zeit der höchsten Metamorphosetemperaturen wurde diese Spl-Qtz-Paragenese zu Opx-Sil-Qtz- und Opx-Sil-Spr-Qtz-Paragenesen

<sup>1</sup>Mineralabkürzungen nach Kretz (1983) und zusätzlich Os für Osumilit.

## 74 3. Panafrikanische UHT-Metamorphose und Magmatismus in Ostuganda

**Tabelle 3.1:** Mineralparagenesen der Metapelite der Labwor Hills und entsprechende Probennummern.

Nr.	prograd				'peak'				retrograd					
I	Spl	Kfs			Opx	Spr	Sil	Crd	Grt		Grt	Sil	Bt	
II	Spl	Kfs	Crd		Opx	Spr	Sil		Grt		Grt	Sil	Bt	
III	Spl	Kfs		Opx	Opx						Grt	Sil	Bt	
IV	Spl	Kfs		Grt	Opx	Spr	Sil	Crd			Grt	Sil	Bt	
V	Spl	Kfs	Crd	Grt	Opx	Spr	Sil				Grt	Sil	Bt	
VI	Spl			Os	Opx	Spr	Sil	Crd	Grt	Kfs	Bt	Grt	Sil	Bt
VII	Spl		Crd	Os	Opx	Spr	Sil			Kfs		Grt	Sil	Bt
VIII							Sil	Crd	Grt	Kfs	Bt			

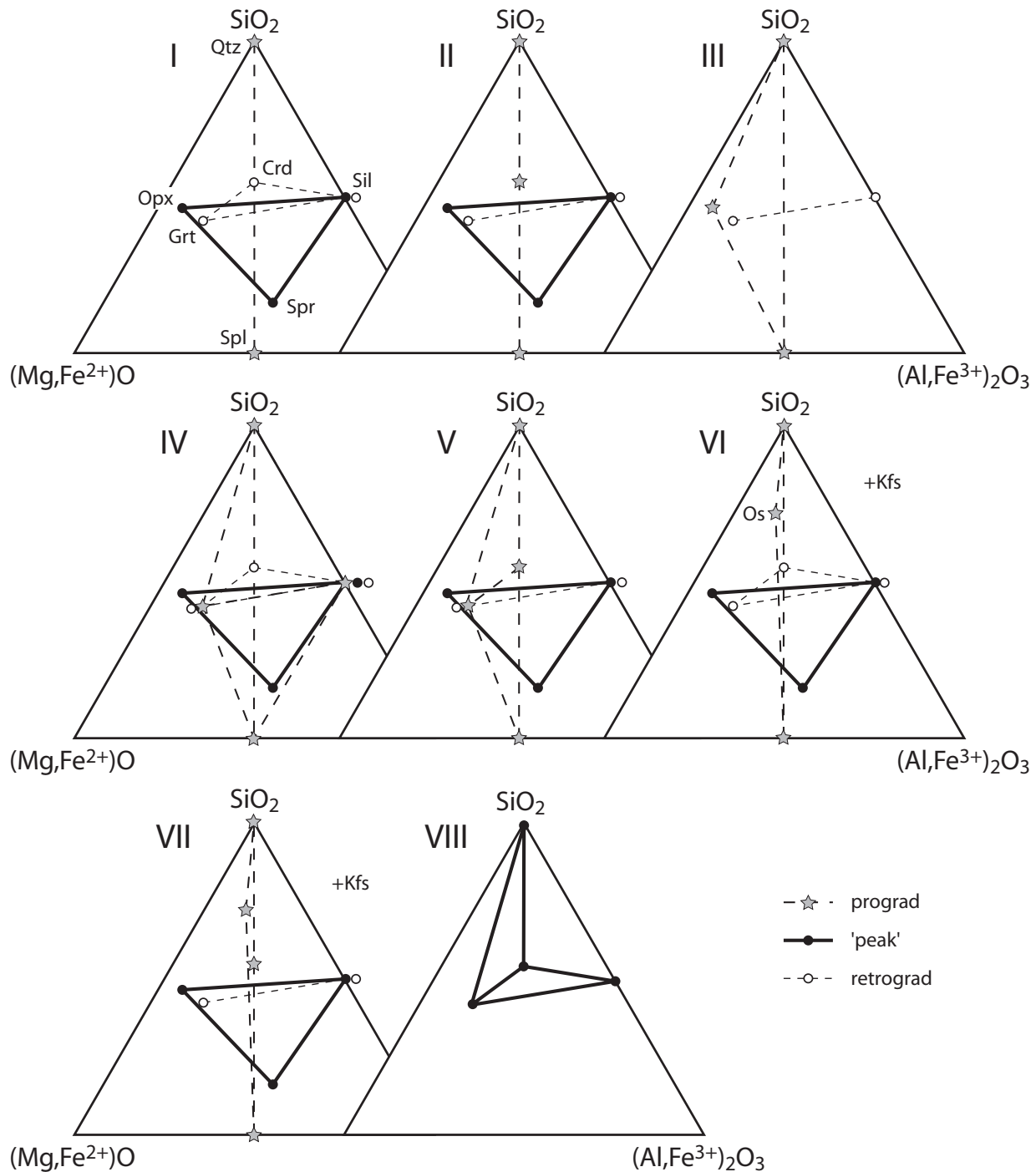
zusätzliche prograde Phasen: Qtz, Pl, Hem-Ilm<sub>SS</sub>;  
 prograder Grt bedeutet auch prograder Sil.

Nr.	Probennummern
I	11-2-01, 15b-1-01, 15b-2-01, 15b-5-01, 16-4-05, 16-5-05, 16-6-05, 16-7-05, 16-8-05, 16-9-05, 16a-1-01, 16a-2-01, 16a-3-01, 16a-7-01, 16b-4-01, 18b-2-01, 5-1-05, 5-2-05, 5-3-05, 5-4-05, 5-5-05, 5-6-05, 44-2-05, 47-1-05, 48-1-05, 48-2-05, 48-3-05, 50-1-05, 50-2-05, 50-3-05, 52-1-05, 52-2-05
II	16a-4-01, 50-4-05, 52-3-05
III	5-8-05, 47-5-06
IV	12-1-01, 12-2-01, 15a-3-01, 18b-1-01, 22b-2-01, 22-1-05, 22-3-05, 37-3-05, 41-5-05, 42-1-05, 54-1-05, 55-1-05
V	15b-3-01, 16b-1-01, 22b-1-01, 22-2-05
VI	16a-8-01
VII	11-1-01, 15b-4-01, 47-2-05, 47-3-05, 47-4-05, 47-6-05, 49-1-05, 49-2-05, 49-3-05, 49-4-05
VIII	44-3-05, 44-4-05, 44-5-05, 45-1-05, 46-3-05

abgebaut. Zusätzlich enthalten die Gesteine untergeordnet Granat, Cordierit, Alkalifeldspat und Biotit und die Akzessorien Zirkon und Monazit.

Aufgrund der Mineralparagenesen lassen sich die Gesteine in acht Gruppen unterteilen (Tab. 3.1, Abb. 3.4). Diese unterscheiden sich in ihrem prograden (vor Erreichen der höchsten Metamorphosetemperaturen) Mineralbestand. Innerhalb dieser unterschiedlichen Gruppen variiert die Mineralchemie nicht signifikant, so dass im Folgenden die Minerale und Mineraltexturen aller Paragenesen gemeinsam beschrieben werden.

Die verschiedenen Minerale (z. B. Granat, Orthopyroxen) wurden nicht nur während eines Stadiums der Metamorphose gebildet, sondern sind in den meisten Fällen in mehreren Generationen vertreten. Reaktionstexturen, die durch den Abbau von osumilitführenden Paragenesen entstanden, sind in Abb. 3.5 dargestellt. Die während der unterschiedlichen Stadien der Metamorphose gebildeten Reaktionstexturen in Metapeliten sind in den Abb. 3.6–3.8 zu finden.



**Abbildung 3.4:** Schematische Darstellung der Mineralparagenesen granulitfazieller Metapelite der Labor Hills. Römische Nummern entsprechen den Paragenesen in Tab. 3.1. Mehrere Symbole an einer Mineralposition bedeuten, dass dieses während unterschiedlicher Stadien der Metamorphose gebildet wurde.

**Osumilit** ist in keiner der untersuchten Metapelite der Labwor Hills erhalten. Jedoch gibt es zahlreiche symplektitische Mineralvergesellschaftungen, die auf das ehemalige Vorhandensein dieser Phase hindeuten. Symplektite aus Orthopyroxen, Sapphirin und Alkalifeldspat (Abb. 3.5a, b) treten in einigen der hier untersuchten Metapeliten auf und wurden auch von Sandiford *et al.* (1987) in Gesteinen der Labwor Hills gefunden. Sie werden als ehemaliger Osumilit interpretiert. Diese von einem breiten Quarzsaum umgebenen Symplektite bestehen aus ca. 73 Vol.% Alkalifeldspat, ca. 14 Vol.% Orthopyroxen mit bis zu 9 Gew.%  $Al_2O_3$  und ca. 13 Vol.% Sapphirin. Akzessorisch treten daneben Sillimanit und Quarz auf. Die feinkörnige Mineralvergesellschaftung (Opx-Spr-Kfs) in den Pseudomorphosen stellt den Abbau von Osumilit im  $K_2O$ - $MgO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ -System (KMAS) zu niedrigen Temperaturen hin dar (Ellis *et al.*, 1980; Grew, 1982). Das *et al.* (2001, 2003) deuten hingegen die Opx-Spr-Kfs-Symplektite als eine prograde Bildung des Abbaus von Osumilit und Spinell. Anstelle von Sapphirin wurde auch lokal Cordierit in den Opx-Spr-Kfs-Symplektiten gefunden. Entsprechend dem petrogenetischen Netz von Grew (1982) wird Osumilit bei niedrigeren Drücken im KMAS-System zu Opx-Crd-Kfs anstatt zu Opx-Spr-Kfs abgebaut. Sind die Symplektite mit Spinell assoziiert, tritt Plagioklas als zusätzliche Phase in den Verwachsungen auf.

Neben den Opx-Spr-Kfs-Symplektiten gibt es auch Symplektite, die aus Granat, Sapphirin und Alkalifeldspat bestehen (Abb. 3.5c). Granat enthält Einschlüsse von Quarz. Diese Symplektite werden ebenfalls als ein (bisher noch nicht beschriebenes) Abbauprodukt von Osumilit unter oxidierenden Bedingungen gedeutet.

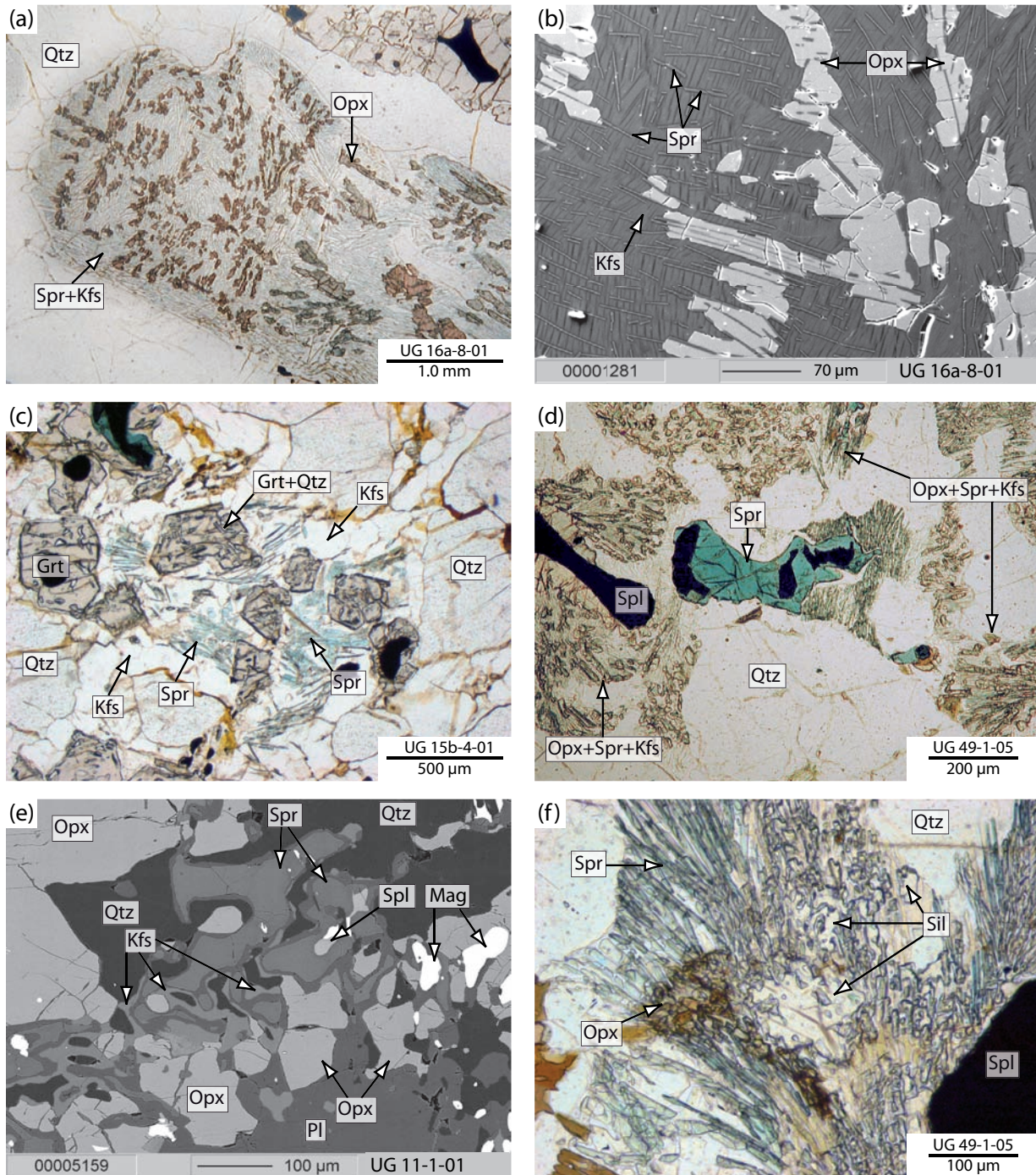
Ein weiterer Hinweis auf das ehemalige Vorhandensein von Osumilit neben Spinell wird in Symplektiten aus Orthopyroxen, Sapphirin, Alkalifeldspat und Quarz (Abb. 3.5d, e) und aus Orthopyroxen, Sapphirin, Sillimanit (Abb. 3.5f) gesehen.

Möglicherweise stellen seltener vorkommende symplektitische Verwachsungen von Cordierit, Biotit, Alkalifeldspat und Quarz das retrograde Abbauprodukt von Osumilit-Spinell-Paragenesen bei Anwesenheit einer Schmelze dar (Das *et al.*, 2001). Für die Anwesenheit von Schmelze bei der Bildung dieser Verwachsungen spricht das Vorkommen dieser Symplektite in leukokraten Bereichen metapelitischer Proben.

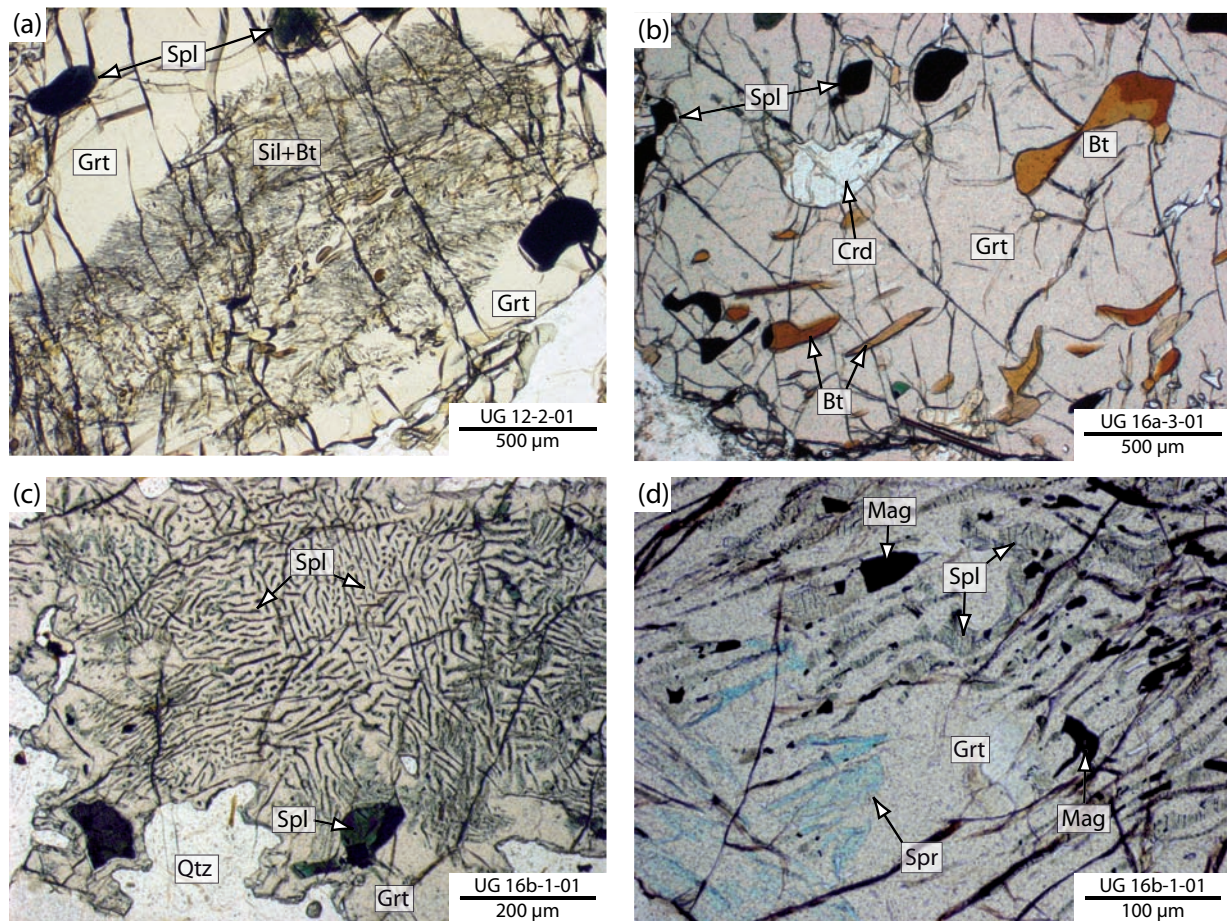
Alle Symplektite, die auf das ehemalige Vorhandensein von Osumilit deuten, sind auf den zentralen Bereich der Labwor Hills beschränkt (Abb. 3.2c).

**Granat** tritt in verschiedenen Generationen in den Metapeliten auf. Es handelt sich im Wesentlichen um Almandin-Pyrop-Mischkristalle. Die Grossular- und Spessartinkomponente beträgt generell weniger als 4 Mol%. Granat in Form von Porphyroblasten enthält häufig Einschlüsse von (teilweise verfalteten) Sillimanitnadeln und gerundete Biotitkörner (Abb. 3.6a), aber auch Einschlüsse von Biotit und Spinell (Abb. 3.6a, b). Diese Porphyroblasten werden als eine prograde Bildung gedeutet. Sie sind durch einen hohen  $X_{Mg}$ -Wert ( $=Mg/[Mg + Fe^{2+}]$ ), welcher zwischen verschiedenen Proben von 0.37 bis 0.54 variiert, charakterisiert (Tab. 3.2, C.1). In sehr seltenen Fällen ist ein Unterschied in der chemischen Zusammensetzung von progradem und retrogradem Granat erhalten (Abb. 3.9a). In diesen Fällen ist der bei geringeren Temperaturen prograd gebildete Granat (Sillimanit-



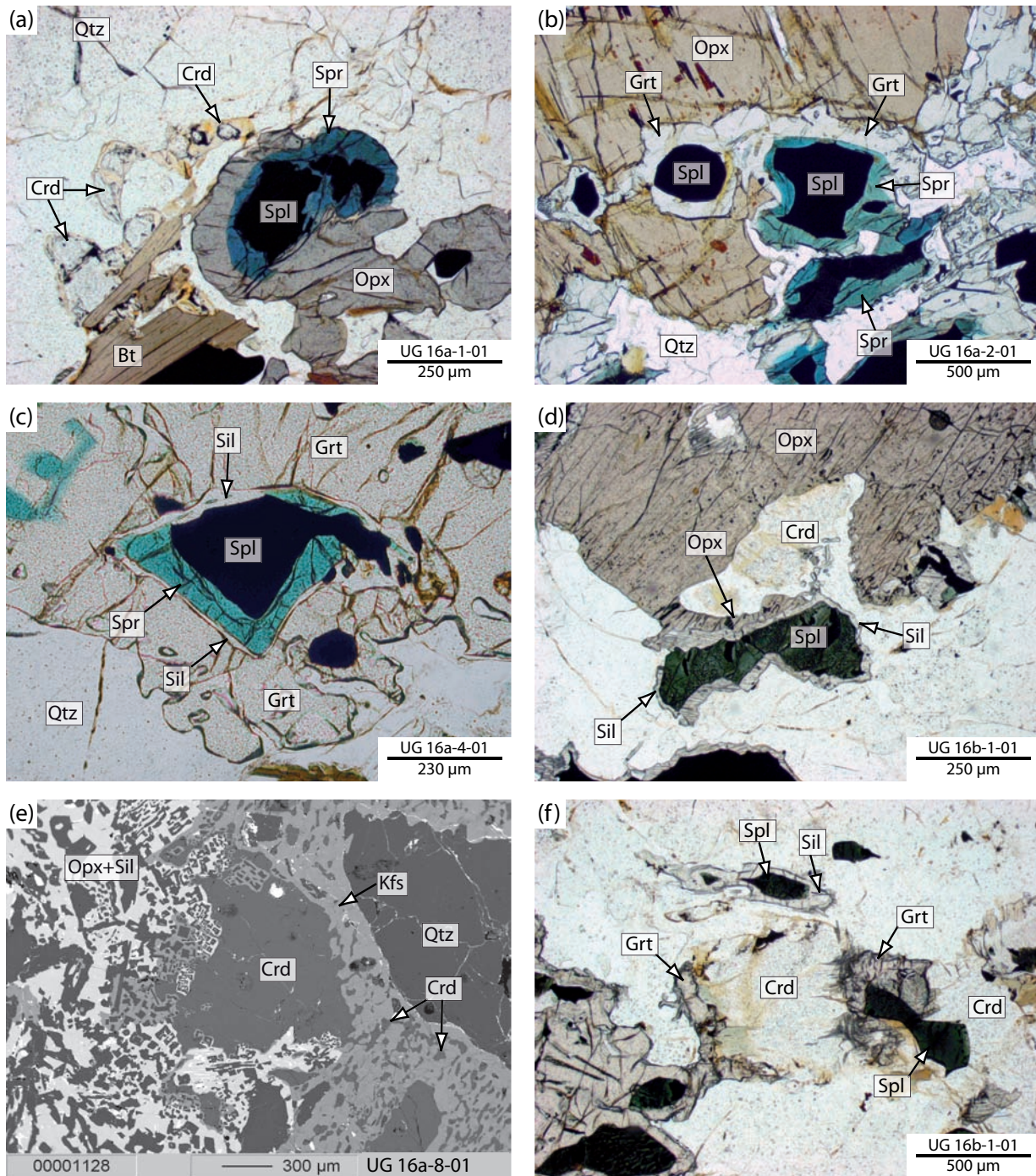


**Abbildung 3.5:** Reaktionstexturen in UHT-Metapeliten der Labwor Hills die auf ehemals vorhandenen Osumilit deuten. (a) Von Qtz umgebene Opx-Spr-Kfs-Symplektite werden als retrograd gebildete Os-Pseudomorphose interpretiert. (b) Ausschnitt aus (a), Rückstreuelektronenbild einer retrograd gebildeten Os-Pseudomorphose. (c) Abbau von Os zu Grt-Spr-Kfs-Qtz-Symplektiten. (d)+(e) Spr-Opx-Kfs-Qtz-Symplektit, interpretiert als Abbauprodukt von Os-Spl. In Bild (d) zusätzlich Kontakt von Spr und Qtz. (f) Opx-Spr-Sil-Symplektit als Abbauprodukt von Os-Spl.

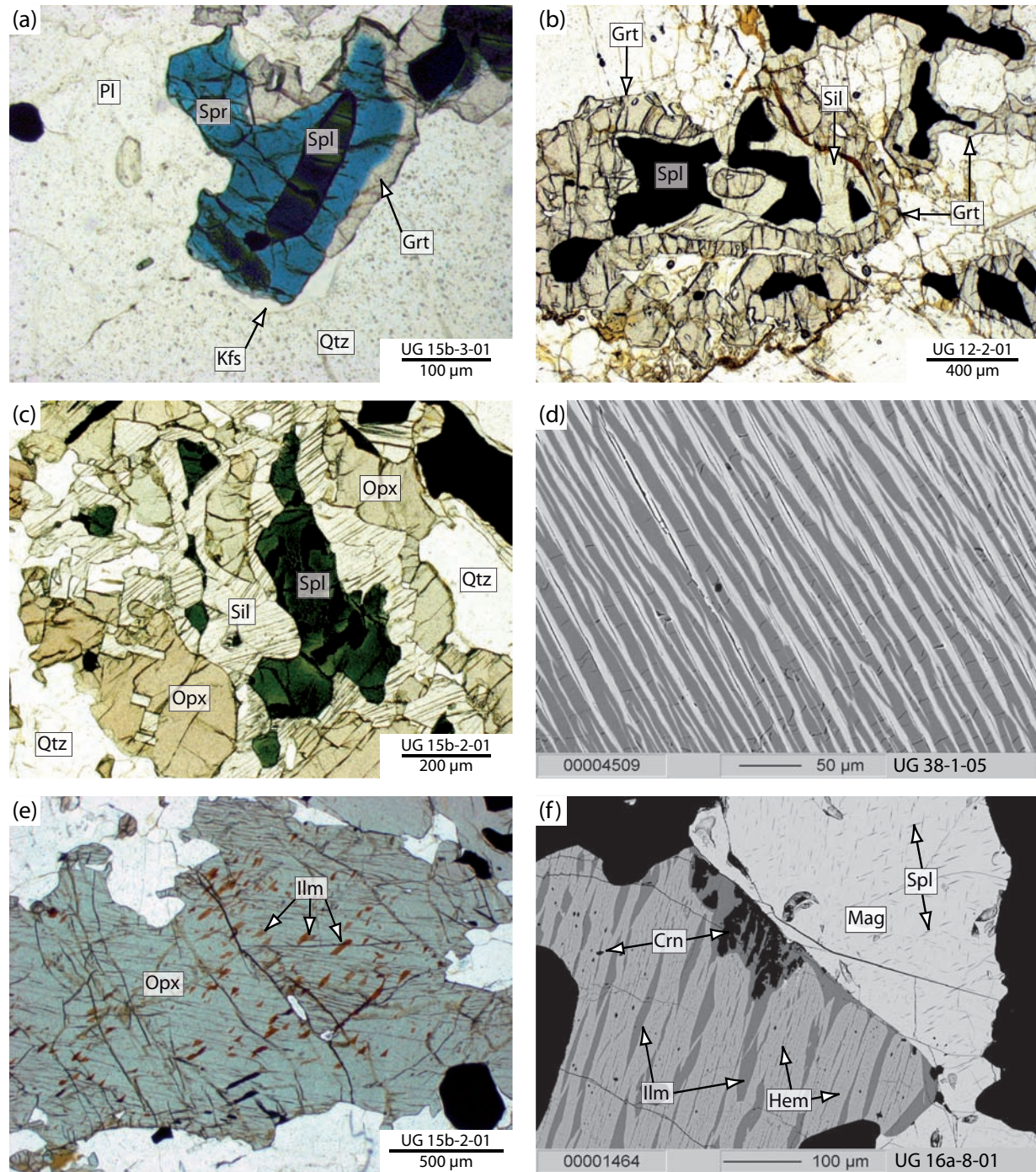


**Abbildung 3.6:** Während Temperaturzunahme ((a)–(c)) und Druckanstieg ((d)) entstandene Reaktions-texturen in UHT-Metapeliten der Labwor Hills. (a) Nadeln von Sil und gerundeter Bt treten als Einschlüsse in prograden Grt-Porphyroblasten auf. (b) Einschlüsse von Spl, Crd, Bt in prograden Grt. (c) Wurmartiger Spl in einem Grt-Porphyroblasten. (d) Ausschnitt aus (c); Neben Spl-Grt- treten auch Grt-Spr-Verwachsungen auf.

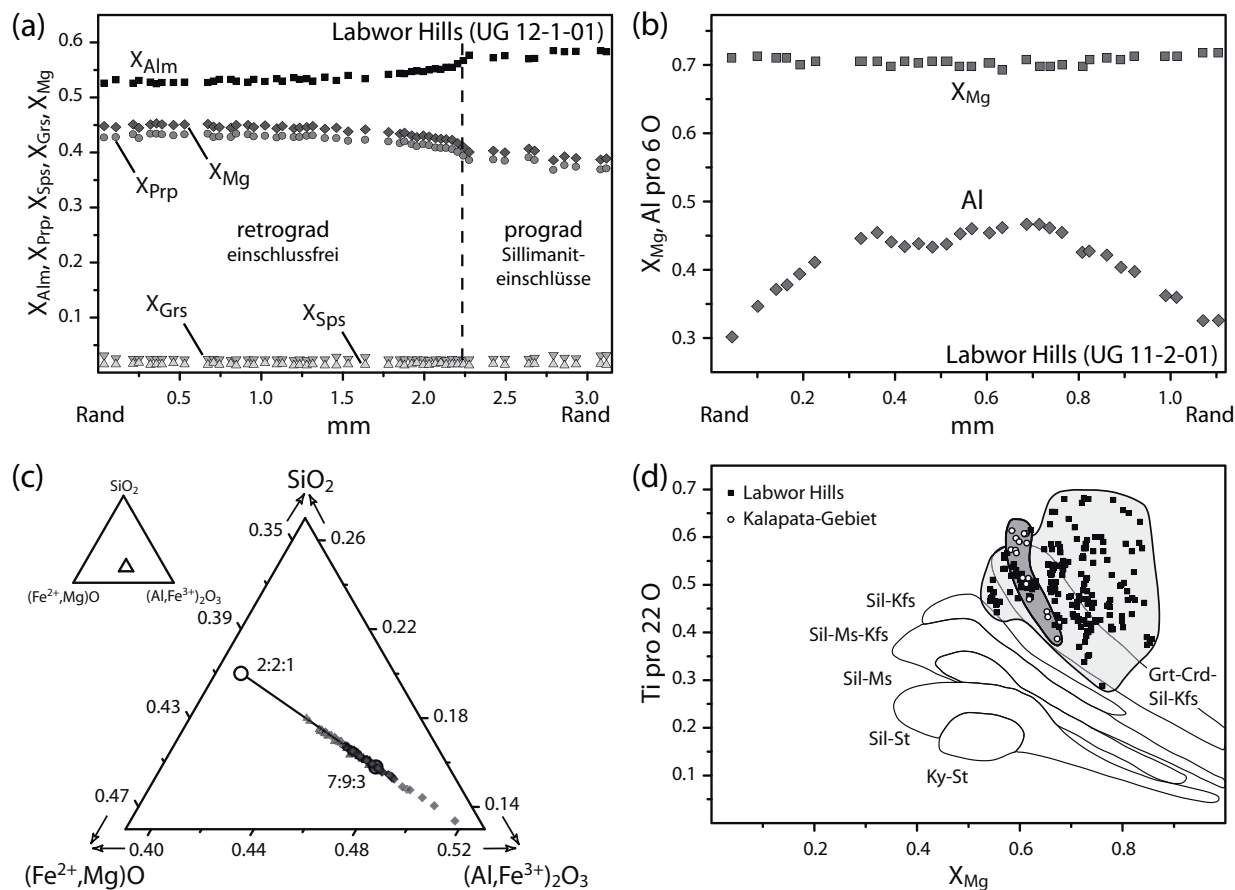
und Biotiteinschlüsse) magnesiumärmer als der bei höheren Temperaturen retrograd gebildete. Auffällig sind symplektitische Verwachsungen von Granat mit Spinell (Abb. 3.6c, d) und von Granat mit Sapphirin (Abb. 3.6d). Ähnliche Texturen wurden auch von Das *et al.* (2006) in UHT-Granuliten der Eastern Ghats in Indien beobachtet. Diese Autoren interpretieren diese Texturen als Ergebnis einer prograden Aufheizung und/oder Versenkung aluminiumreicher Metapelite. Weiterhin ist Granat Teil von Pseudomorphosen nach Osumilit (Abb. 3.5c). Neben Porphyroblasten tritt Granat auch in Form von partiellen Koronen um Cordierit auf (Abb. 3.7f). Weiterhin bilden sich retrograde Granatkoronen durch den Abbau von Spinell (Abb. 3.7b, c, 3.8a, b). Das  $X_{Mg}$  dieses retrograden, koronenbildenden Granats ist geringer (0.39–0.45) als das der prograden Granatporphyroblasten.



**Abbildung 3.7:** Während Druckanstieg entstandene Reaktionstexturen in UHT-Metapeliten der Labwor Hills. (a) Spl+Crd reagieren zu Spr-Opx-Koronen um Spl. (b) Opx+Spl reagieren zu Spr-Grt-Koronen um Spl. (c) Spl+Qtz reagieren zu Spr-Sil-Grt-Koronen um Spl. (d) Spl+Crd reagieren zu Opx-Sil-Koronen um Spl. (e) Crd-Abbau zu einem Opx-Sil-Symplektiten. Weiterhin ist eine symplektitische Verwachsung von Crd und Kfs zu beobachten. (f) Spl+Crd reagieren zu Koronen aus Grt um Crd und Sil um Spl.



**Abbildung 3.8:** Während Temperaturabnahme entstandene Reaktionstexturen in UHT-Metapeliten der Labwor Hills. (a) Abbau von Spl zu Grt-Spr-Koronen. Spr ist von Qtz durch z. B. Kfs getrennt. (b) Grt-Sil-Korona um Spl. (c) Spl-Qtz-Abbau zu Opx-Sil-Koronen. (d) Gleichmäßig entmischter ternärer Feldspat. (e) Ilm-Entmischungen in Opx-Porphyroblasten. (f) Koexistenz von Mag mit entmischtem vorliegendem Hem-Ilm-Mischkristall.



**Abbildung 3.9:** Zusammensetzungsdiagramme für metapelitische Phasen. **(a)** Grt-Porphyroblast mit progradem Teil (Sil-Einschlüsse) und retrograd gewachsenem Teil (einschlussfrei). **(b)** Im Al-Gehalt zonierter Opx-Porphyroblast. **(c)** Spr der Labwor Hills ist reich an  $(Al, Fe^{3+})_2O_3$ . **(d)**  $Ti$  vs.  $X_{Mg}$ -Diagramm für metapelitischen Biotit der Labwor Hills und des Kalapata-Gebietes. Felder für typische Biotitzusammensetzungen bei unterschiedlichen Metamorphosegraden nach Guidotti *et al.* (1977) und Robinson *et al.* (1982).

**Orthopyroxen** tritt in Metapeliten textuell sowohl als Teil von Symplektiten (Abb. 3.5a, b, d, e, f, 3.7e) und in Form von Koronen (Abb. 3.7a, d, 3.8c) als auch in Form von Porphyroblasten (Abb. 3.8e) auf.

Der prograd gebildete, porphyroblastische Orthopyroxen ist durch einen hohen Gehalt an Aluminium mit bis zu 12.2 Gew.%  $Al_2O_3$  (wenn in Koexistenz mit Spinell) bzw. bis zu 11.5 Gew.%  $Al_2O_3$  (wenn in Koexistenz mit progradem Granat) gekennzeichnet (Tab. 3.3, C.2). Dieser Aluminiumgehalt nimmt kontinuierlich vom Kern zum Rand hin um ca. 5 Gew.% ab (Abb. 3.9b). Die Abnahme des Aluminiumgehaltes kann seine mögliche Ursache in Elementdiffusion oder, wahrscheinlicher, in bei geringeren Temperaturen neu gewachsenem Orthopyroxen haben. Nur ein schwacher randlicher Anstieg des  $X_{Mg}$  ist in den Porphyroblasten zu beobachten (Abb. 3.9b). Orthopyroxen aller unterschiedlichen textuellen Formen hat ein  $X_{Mg}$  von ca. 0.63–0.74 mit bis zu ca. 3.4 Gew.%  $Fe_2O_3$  (berechnet

über die Stöchiometrie). Häufig sind in den Porphyroblasten lamellare Entmischungen von Ilmenit vorhanden (Abb. 3.8e), welche bei der Abkühlung der Gesteine entstanden. Neben den bei den höchsten Metamorphosetemperaturen stabilen Porphyroblasten ist Orthopyroxen auch ein Bestandteil von prograd und retrograd gebildeten Pseudomorphosen nach Osumilit (Abb. 3.5a, b, d, e, f) und Teil von cordieritersetzenden Symplektiten (Abb. 3.7e). Weiterhin tritt er um Spinell als Korona zusammen mit Sapphirin (Abb. 3.7a) oder Sillimanit (Abb. 3.7d, 3.8c) auf. Diese späteren Formen des Orthopyroxens enthalten mit ca. 8 Gew.%  $Al_2O_3$  ähnlich viel Aluminium wie die Ränder der Porphyroblasten.

**Sapphirin** tritt in den meisten der metapelitischen Gesteine der Labwor Hills auf und zwar in drei unterschiedlichen Texturen: (1) sehr häufig in Form von Koronen um Spinell und  $Fe-Ti$ -Oxide (Abb. 3.5d, e, 3.7a, b, c, 3.8a) und (2) seltener in Form von Nadeln als Teil von Pseudomorphosen nach Osumilit (Abb. 3.5a, b, c, d, f) und (3) sehr selten in symplektitischer Verwachsung mit Granat (Abb. 3.6d). In wenigen Fällen ist der direkte Kontakt zwischen Sapphirin und Quarz erhalten (Abb. 3.5d), was für die stabile Koexistenz beider Phasen spricht. In den meisten Fällen sind jedoch Sapphirin und Quarz durch z. B. Feldspat oder Granat voneinander getrennt (Abb. 3.8a). Die Mineralparagenese Sapphirin-Quarz wird als ein Anzeiger für ultrahohe Metamorphosetemperaturen angesehen (Hensen & Green, 1973; Dasgupta *et al.*, 1995). Jedoch dehnt sich das Stabilitätsfeld mit steigendem  $Fe^{3+}$ -Gehalt im Sapphirin zu niedrigen Temperaturen aus (Hensen, 1986). Sapphirin aller textuellen Formen ist ähnlich zusammengesetzt mit einem  $X_{Mg}$ -Wert von ca. 0.71 bis 0.80 (Tab. 3.3), wobei ungefähr 10 bis 40% des Eisens in dreiwertiger Form vorliegt (berechnet über Stöchiometrie). Die Zusammensetzung von Sapphirin liegt zwischen den beiden Gliedern 2:2:1 und 7:9:3 ( $MgO:[Al,Fe^{3+}]_2O_3:SiO_2$ ) auf dem Substitutionsvektor  $MgSi(Al,Fe^{3+})_{-2}$  (Abb. 3.9c, Higgins *et al.*, 1979). Einige Körner von Sapphirin haben eine Zusammensetzung jenseits des 7:9:3-Sapphirins und können als peralumisch bezeichnet werden (Schreyer & Abraham, 1975).

**Cordierit** bildet Porphyroblasten, Symplektite mit Alkalifeldspat (Abb. 3.7e) und ist zusammen mit Alkalifeldspat, Biotit und Quarz Teil von Abbauparagenesen nach Osumilit. Die durch Orthopyroxen und idiomorphen Sillimanit partiell ersetzten Cordieritporphyroblasten (Abb. 3.7e) werden als eine im Bereich der höchsten Metamorphosetemperaturen stabile Paragenese angesehen. Verwachsungen von Cordierit, Orthopyroxen, Sillimanit und Alkalifeldspat wurden von Sandiford *et al.* (1987) in Gesteinen der Labwor Hills beobachtet und als Hinweis auf ehemals vorhandenen Osumilit gedeutet. Jedoch treten in den hier untersuchten Metapeliten beide Verwachsungen (Crd-Kfs und Opx-Sil) sehr selten in der selben Probe auf. Des Weiteren scheint es sich bei den um Cordieritporphyroblasten gebildeten Cordierit-Alkalifeldspat-Symplektiten um randliche Verdrängungen von Cordierit durch Feldspat zu handeln und weniger um eine pseudomorphe Ersetzung von Osumilit. Jedoch gibt es in leukokraten Bereichen von Metapeliten mit Spinell auch symplektitische Verwachsungen von Cordierit mit Alkalifeldspat, Biotit und Quarz. Diese könnten ein Abbauprodukt von Osumilit bei niedrigen Temperaturen darstellen (Das *et al.*, 2001). Bei diesen Symplektiten ist jedoch kein Orthopyroxen oder Sillimanit beteiligt. Die Cordierit-

Tabelle 3.2: Repräsentative Mineralanalysen von Granat, Cordierit und Plagioklas metapelitischer Gesteine der Labwor Hills.

Probe	12-2-01	13-1-01	15b-1-01	15b-3-01	16a-2-01	47-4-05	16a-2-01	16a-2-01	16a-3-01	16a-8-01	16a-4-01	16b-1-01	12-2-01	13-1-01	15b-1-01	15b-3-01	16a-2-01
Phase	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Crd	Crd	Crd	Crd	Crd	Crd	Crd	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
Nr.	389	100	227	422	328	97	404	910	285	143	143	121	408	101	238	708	391
<i>SiO<sub>2</sub></i>	39.90	39.93	39.87	40.17	40.09	49.02	48.79	48.96	49.12	49.56	49.37	49.37	60.74	57.00	58.59	59.09	57.43
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.05	0.02	0.04	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	22.69	23.05	22.26	23.01	22.51	33.78	32.68	33.35	33.41	32.81	33.09	33.09	24.76	27.28	26.64	26.13	26.92
<i>FeO</i>	25.30	23.68	24.00	22.50	21.78	3.65	3.03	3.15	3.16	2.62	3.50	3.50	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.11	0.07	0.07	0.11	0.08
<i>MgO</i>	11.05	12.16	11.78	12.95	13.02	10.85	11.33	11.31	11.08	11.82	11.22	11.22	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>MnO</i>	0.59	0.32	0.83	1.24	1.32	0.08	0.00	0.07	0.10	0.08	0.05	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>CaO</i>	1.37	1.44	1.47	1.10	1.25	0.03	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	5.87	8.70	7.94	7.49	8.46
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.02	0.05	0.08	0.04	0.10	0.10	7.75	6.58	6.82	6.97	6.55
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.51	0.11	0.28	0.43	0.24
<i>BaO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.00	0.10	0.00	0.03
Summe	100.96	100.60	100.25	100.97	99.97	97.46	95.86	96.90	96.94	96.96	97.33	97.33	99.74	99.74	100.45	100.21	99.71
Si	3.000	2.987	3.008	2.987	3.005	4.981	5.024	4.993	5.006	5.038	5.020	5.020	2.707	2.561	2.608	2.633	2.579
Ti	0.003	0.001	0.003	0.000	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al	2.011	2.033	1.979	2.016	1.989	4.046	3.966	4.009	4.013	3.931	3.965	3.965	1.301	1.444	1.398	1.372	1.425
Fe <sup>2+</sup>	1.591	1.482	1.514	1.399	1.366	0.310	0.261	0.269	0.269	0.223	0.297	0.297	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
Fe <sup>3+</sup>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.004	0.002	0.003	0.004	0.003
Mg	1.238	1.357	1.325	1.436	1.455	1.643	1.739	1.720	1.683	1.791	1.701	1.701	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mn	0.038	0.020	0.053	0.078	0.084	0.007	0.000	0.006	0.008	0.007	0.004	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.111	0.115	0.119	0.088	0.100	0.004	0.001	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.280	0.419	0.379	0.358	0.407
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.009	0.004	0.009	0.015	0.009	0.019	0.019	0.669	0.573	0.588	0.603	0.570
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.029	0.006	0.016	0.024	0.014
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001
Summe	7.991	7.995	8.000	8.004	7.999	11.000	10.995	11.007	10.994	11.001	11.007	11.007	4.990	5.006	4.994	4.994	4.999
<i>X<sub>Alm</sub></i>	0.534	0.498	0.503	0.466	0.455												
<i>X<sub>Prp</sub></i>	0.416	0.456	0.440	0.479	0.484												
<i>X<sub>SpS</sub></i>	0.013	0.007	0.018	0.026	0.028												
<i>X<sub>Grs</sub></i>	0.037	0.039	0.040	0.029	0.033												
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.438	0.478	0.467	0.507	0.516	0.841	0.870	0.865	0.862	0.889	0.851	0.851					
<i>X<sub>An</sub></i>													0.286	0.420	0.385	0.363	0.411
<i>X<sub>Ab</sub></i>													0.684	0.574	0.597	0.612	0.575
<i>X<sub>Kfs</sub></i>													0.029	0.006	0.016	0.025	0.014
<i>X<sub>Cs</sub></i>													0.000	0.000	0.002	0.000	0.001

Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt), 18 (Crd) bzw. 8 (Pl) Sauerstoffatomen gerechnet; n.d. = nicht analysiert; n.c. = nicht berechnet.

**Tabelle 3.3:** Repräsentative Mineralanalysen von Orthopyroxen, Sapphirin, Sillimanit, Biotit, Spinell und Magnetit metapeltischer Gesteine der Labwor Hills.

Probe	47-405	11-101	11-201	15b-101	15b-301	11-101	16a-801	16a-801	16a-401	11-201	47-305	18b-101	44-405	15a-101	11-201	11-201
Phase	Opx Kern	Opx Kern	Opx Rand	Opx Rand	Opx Kern	Spr	Spr	Spr	Spr	Spr	Spr	Sil	Sil	Bt	Spl	Mag
Nr.	160	235	59	120	286	267	9	246	455	280	30	158	34	494	333	350
<i>SiO<sub>2</sub></i>	46.89	46.13	49.02	48.09	47.24	12.84	12.94	14.57	10.38	11.71	12.99	37.54	36.78	38.68	0.00	n.d.
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.15	0.13	0.07	0.11	0.18	0.06	0.07	0.06	0.06	0.14	0.03	0.11	0.00	6.30	0.04	0.05
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	11.72	12.23	8.04	9.49	11.53	58.33	59.52	58.96	66.44	63.85	60.03	58.97	61.96	15.31	59.16	0.20
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0.05	0.07	0.04	0.04	0.03	0.13	0.05	0.01	0.19	0.10	0.19	n.d.	n.d.	0.05	0.74	0.59
<i>FeO</i>	20.32	19.16	16.78	19.56	17.80	9.85	6.87	9.68	6.08	7.46	8.01	n.d.	n.d.	8.59	22.35	31.01
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	1.40	1.76	2.31	0.91	2.38	5.26	4.70	1.25	2.47	1.93	3.31	2.86	1.06	n.c.	5.07	68.46
<i>MgO</i>	19.86	19.87	23.29	21.12	21.57	14.02	15.90	15.42	14.79	14.92	15.28	n.d.	n.d.	17.29	12.10	0.13
<i>MnO</i>	0.38	0.60	0.27	0.28	0.26	0.21	0.19	0.17	0.17	0.06	0.11	n.d.	n.d.	0.06	0.13	0.04
<i>CaO</i>	0.08	0.07	0.09	0.09	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	n.d.	0.01	0.00	0.00	n.d.
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.39	0.03
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.43	n.d.	n.d.
Summe	100.85	100.01	99.90	99.68	101.10	100.71	100.24	100.12	100.58	100.20	99.96	99.48	99.81	96.43	99.98	100.51
Si	1.722	1.705	1.792	1.777	1.715	1.563	1.557	1.754	1.231	1.399	1.568	1.027	0.998	5.540	0.000	n.d.
Ti	0.004	0.004	0.002	0.003	0.005	0.006	0.006	0.005	0.005	0.013	0.003	0.002	0.000	0.679	0.001	0.001
Al	0.507	0.533	0.346	0.413	0.493	8.368	8.442	8.367	9.289	8.992	8.540	1.902	1.981	2.584	1.880	0.009
Cr	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.012	0.005	0.001	0.018	0.010	0.018	n.d.	n.d.	0.006	0.016	0.018
Fe <sup>2+</sup>	0.624	0.592	0.513	0.604	0.541	1.003	0.691	0.975	0.604	0.745	0.809	n.d.	n.d.	1.029	0.504	0.992
Fe <sup>3+</sup>	0.039	0.049	0.064	0.025	0.065	0.482	0.426	0.114	0.221	0.174	0.301	0.059	0.022	n.c.	0.103	1.970
Mg	1.087	1.095	1.270	1.163	1.168	2.544	2.853	2.768	2.616	2.658	2.750	n.d.	n.d.	3.692	0.486	0.007
Mn	0.012	0.019	0.008	0.009	0.008	0.022	0.019	0.017	0.017	0.006	0.011	n.d.	n.d.	0.008	0.003	0.001
Ca	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	n.d.	0.000	0.000	0.000	n.d.
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.008	0.001
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.119	n.d.	n.d.
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.776	n.d.	n.d.
Summe	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000	14.000	2.990	3.001	15.433	3.000	3.000
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.635	0.649	0.712	0.658	0.684	0.717	0.805	0.740	0.812	0.781	0.773			0.782	0.491	0.007

Strukturformel auf der Basis von 6 (Opx), 20 (Spr), 5 (Sil), 22 (Bt) bzw. 4 (Spl, Mag) Sauerstoffatomen gerechnet; n.d. = nicht analysiert; n.c. = nicht berechnet; Fe<sup>3+</sup> für Opx, Spr, Spl und Mag nach Droop (1987).



Alkalifeldspat-Biotit-Quarz-Verwachsungen sind meistens in leukokraten Bereichen von Gesteinen zu finden, während die Orthopyroxen-Sillimanit-Verwachsungen häufig am Rand von Cordieritporphyroblasten zu finden sind.

Selten wird ein Reaktionssaum von Sapphirin und Orthopyroxen zwischen Cordierit und Spinell beobachtet (Abb. 3.7a), welcher laut Dasgupta *et al.* (1995) einen Druckanstieg anzeigt.

Cordierit ist die magnesiumreichste Phase ( $X_{Mg} \approx 0.88$ ) in den Metapeliten (Tab. 3.2). Weder eine Zonierung im *Fe-Mg*-Verhältnis noch im Natriumgehalt wurde beobachtet. Der optisch positive Charakter und die relativ geringe Summe der Gewichtsprozente ( $\approx 97$  Gew.%) deuten auf eine  $CO_2$ -dominierte Kanalfüllung (Armbruster *et al.*, 1982).

**Sillimanit** tritt in Form von verfalteten Nadeln in prograden Granatporphyroblasten (Abb. 3.6a), als hypidiomorphe, prismatische Körner in der Matrix und als Teil von Koronen, meist um Spinell und *Fe-Ti*-Oxiden, auf (Abb. 3.7c, d, f, 3.8b, c). Weiterhin ersetzt Sillimanit zusammen mit Orthopyroxen partiell Cordierit (Abb. 3.7e) und zusammen mit Orthopyroxen und Sapphirin Osumilit (Abb. 3.5f).

Sillimanit enthält weniger als 1 Gew.%, aber auch bis zu 2.9 Gew.%  $Fe_2O_3$  (Tab. 3.3). Diese starke Variation in der Zusammensetzung von Sillimanit bezüglich des Eisengehaltes, wie sie auch schon von Grew (1980) für Sillimanit der Labwor Hills beschrieben wurde, weist möglicherweise auf ein Ungleichgewicht hin und reflektiert die komplexe Reaktionsgeschichte in den Metapeliten.

Bis auf wenige Ausnahmen enthalten alle Metapelite der Labwor Hills neben Quarz prograden grünen **Spinell** (Tab. 3.1, Abb. 3.4). Jedoch wurde der direkte Kontakt zwischen Spinell und Quarz nie beobachtet. Spinell (aber auch *Fe-Ti*-Oxid) wird von Orthopyroxen-Sapphirin- (Abb. 3.7a), Granat-Sapphirin- (Abb. 3.7b, 3.8a), Granat-Sapphirin-Sillimanit- (Abb. 3.7c), Granat-Sillimanit- (Abb. 3.8b) oder Orthopyroxen-Sillimanit-Koronen (Abb. 3.8c) umgeben. Selten wurde eine symplektitische Verwachsung von wurmartigem Spinell mit Granat beobachtet (Abb. 3.6c, d). In diesen Symplektiten tritt auch Sapphirin auf (Abb. 3.6d).

Spinell ist im Wesentlichen ein Mischkristall aus Hercynit und Magnesiumspinell mit weniger als 1 Gew.%  $ZnO$  und  $Cr_2O_3$  (Tab. 3.3, C.2). Spinell enthält Magnetitentmischungen, welche als eigenständige Kristalle am Rand von grünem Spinell oder als feine sphärische Entmischungen in Spinellwirts kristallen vorkommen. Diese 'Verwachsungen' von Spinell und Magnetit sind immer von Quarz durch verschiedenste Koronen (Grt-Sil, Grt-Spr, Opx-Sil) getrennt. Ähnliche Beobachtungen wurden auch von Dasgupta *et al.* (1995) in den Eastern Ghats und von Waters (1991) in Namaqualand gemacht. Beide Arbeiten interpretieren das Entstehen der Entmischungen aus einem homogen zusammengesetzten Spinellmischkristall nach der Bildung der Koronen. Eine mögliche Ursache für diese Entmischungen kann in der Abkühlung der Gesteine gesehen werden. Aufgrund der Magnetitentmischungen handelt es sich bei dem analytisch bestimmten  $X_{Mg}$  von Spinell in verschiedenen Proben von 0.43 bis 0.57 um einen Maximalwert. Im Falle des Metapelites mit den in Abb. 3.9a dargestellten Granatporphyroblasten hat Spinell ein  $X_{Mg}$  von ca. 0.42, welches größer ist

als das des prograden Teils des Granatporphyroblasten ( $X_{Mg} \approx 0.39$ ) und kleiner als das des retrograd gebildeten Teils ( $X_{Mg} \approx 0.45$ ).

Neben Spinell tritt häufig **Magnetit** und immer **Fe–Ti-Oxide** auf. Bei Magnetit handelt es sich zum Teil um die oben beschriebenen Entmischungen aus Spinell. Jedoch gib es auch Magnetit mit feinen, kristallographisch orientierten Entmischungen von Spinell (Abb. 3.8f). Das koexistierende Fe–Ti-Oxid ist ein komplex entmischter ehemaliger Hämatit-Ilmenit-Mischkristall ( $Hem_{55}$ ) mit ca. 60 Vol.% Hämatit und ca. 40 Vol.% Ilmenit (Abb. 3.8f). In einigen dieser Hämatit-Ilmenit-Mischkristalle sind dünne Lamellen von Rutil und Körner von Korund (Abb. 3.8f) zu beobachten. Da Hämatit ursprünglich mit Ilmenit einen Mischkristall bildete und damit die Aktivität von Hämatit kleiner als eins war, ist während der UHT-Metamorphose von einer Sauerstoffugazität auszugehen, die geringer war, als die durch den Hämatit-Magnetit-Puffer definierte.

Alle Metapelite enthalten mindestens einen **Feldspat**. Oft sind Plagioklas ( $X_{An} \approx 0.28$ – $0.42$ ; Tab. 3.2, C.1) und Alkalifeldspat ( $X_{Kfs} \approx 0.90$ ) in den Metapeliten vertreten. Häufig sind Proben zu finden, in denen die Feldspäte perthitische oder antiperthitische Entmischungen zeigen. In einigen Fällen sind diese gleichmäßig und groß genug (Abb. 3.8d), um an ihnen thermometrische Berechnungen durchzuführen. Plagioklas einiger Proben zeigt auffällig viele Nadeln von Rutil, welche wie bei Quarz als ein Entmischungsprodukt bei der Abkühlung zu sehen sind.

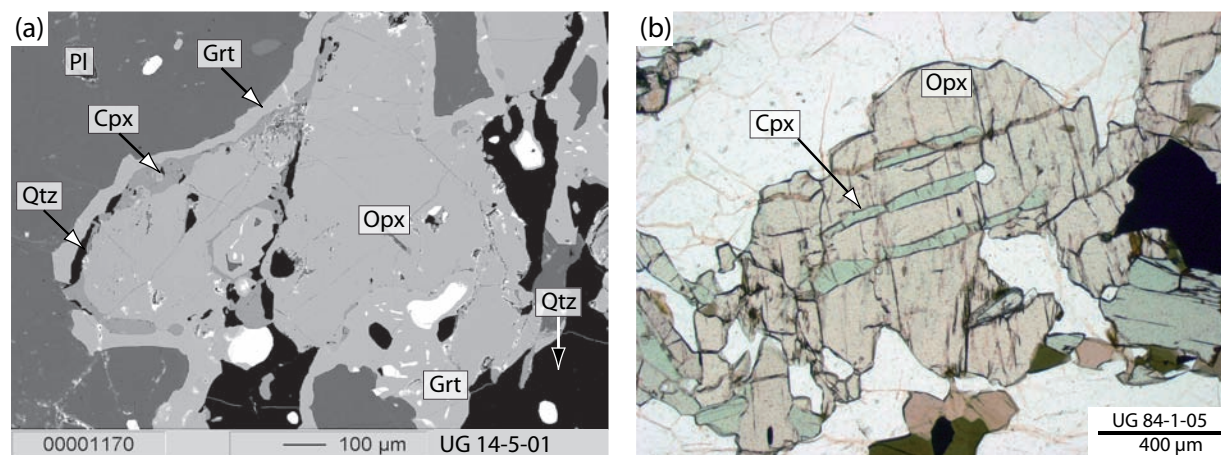
**Biotit** tritt als gerundeter Einschluss in prograd gewachsenen Granatporphyroblasten (Abb. 3.6a, b) und als retrograd gebildete Matrixphase auf. Weiterhin ist Biotit innerhalb von Pseudomorphosen nach Osumilit zu beobachten.

Biotit ist durch einen hohen Titangehalt von mehr als 6 Gew.%  $TiO_2$  bei einem  $X_{Mg}$  von ca. 0.55 bis 0.85 charakterisiert (Abb. 3.9d, Tab. 3.3, C.2). Einschlüsse von Biotit in Granat sind magnesium- und titanreicher als Matrixbiotit.

### Metabasite der Labwor Hills und Kamalinga Hills

Metabasite sind feinkörnige 2-Pyroxen-Granulite und bilden dezimeter- bis meterweite Gänge in Metapeliten und granitoiden Gneisen.

Neben Orthopyroxen ( $X_{Mg} \approx 0.45$ – $0.49$ ) sind Klinopyroxen<sub>I</sub> ( $X_{Mg} \approx 0.64$ – $0.67$ ), Plagioklas ( $X_{An} \approx 0.40$ – $0.82$  [probenabhängige Variation]) und Ilmenit am Gesteinsaufbau beteiligt. Retrograde Bildungen schließen Klinopyroxen<sub>II</sub>, Granat ( $X_{Mg} \approx 0.20$ ), Quarz und grüne Hornblende ein. Lokal gebildete Koronen aus Granat, Klinopyroxen<sub>II</sub> und Quarz zwischen Orthopyroxen und Plagioklas (Abb. 3.10a) sind denen in granitoiden Alkalifeldspat-Augengneisen sehr ähnlich. Die koronenbildende Reaktion wurde nur in magnesiumreicheren Metabasiten der Labwor Hills und Kamalinga Hills beobachtet.



**Abbildung 3.10:** Während Temperaturabnahme entstandene Reaktionstexturen in Metabasiten und granitoiden Alkalifeldspataugengneisen. (a) Grt-Cpx-Qtz-Korona um Opx in einem metabasischen Gestein. (b) Invertierter Pigeonit in granitoiden Alkalifeldspataugengneisen.

### Metagranitoide und granitoide Alkalifeldspataugengneise

Die meisten der granitoiden Gesteine sind grobkörnig und enthalten Quarz mit Texturen, die auf Prismen-Basis-Gleitung schließen lassen. In einigen Fällen ist in diesen Gesteinen Granat zu finden. Übliche akzessorische Phasen sind Spinell, Zirkon, Monazit und Ilmenit. Das Modalverhältnis von Alkalifeldspat zu Plagioklas ( $X_{An} \approx 0.25$ ) variiert. Alkalifeldspat zeigt vereinzelt perthitische Entmischungen, die allerdings in den seltensten Fällen den Anforderungen für die Feldspatthermometrie genügen. Schieferungsparell orientierter Biotit in Koexistenz mit Rutil und/oder Ilmenit enthält bei einem  $Fe-Mg$ -Verhältnis von ca. 0.70–0.72 ungefähr 5.8–6.1 Gew.%  $TiO_2$ .

Neben diesen 'normalen' Granitoiden treten in den Granulitgebieten Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills große Mengen an granitoiden Alkalifeldspataugengneisen auf (Abb. 3.2b, c). Dieser auffällige Gesteinstyp zeigt im angewitterten Zustand zentimeter- bis dezimetergroße Feldspataugen, die in einer Gneistextur liegen (Abb. 3.3b). Im frischen Zustand erscheinen diese Gesteine mit einem dunklen, charnockitischen Aussehen, in welchem die unterschiedlichen Korngrößen nur schwer auszumachen sind. Die Alkalifeldspataugen enthalten unregelmäßig verteilte Albitentmischungen. Zwischen den Augen bilden rekristallisierter Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz, Ortho- und Klinopyroxen die Matrix. Ilmenit ist die einzige Erzphase in den Augengneisen. Auffällig ist der hohe Gehalt an Zirkon. Orthopyroxen ( $X_{Mg} \approx 0.10-0.35$ ) enthält lokal in der (001)-Ebene liegende breite Entmischungslamellen von Klinopyroxen ( $X_{Mg} \approx 0.17-0.49$ ; Abb. 3.10b), die auf invertierten Pigeonit deuten. Texturell ist es nicht zu entscheiden, ob die Inversion von Pigeonit vor oder nach der metamorphen Rekristallisation stattfand. Der in der metamorphen Entwicklung späte Abbau von Orthopyroxen und Plagioklas äußert sich in Koronen aus Granat und Klinopyroxen. Diese Textur, welche auch in einigen Metabasiten der Labwor Hills und Kamalinga Hills zu beobachten ist, deutet auf eine Abkühlung während nur geringer

Änderung des Druckes (Green & Ringwood, 1972). Analysen von koexistierendem Granat, Plagioklas, Ortho- und Klinopyroxen sind in Tab. 3.4, C.3 und C.4 zu finden.

### Kalksilikate der Labwor Hills

Im südöstlichen Teil der Labwor Hills treten sehr lokal kleinräumige Vorkommen von Kalksilikaten auf. Die Gesteine bestehen aus grasgrünem Klinopyroxen, Skapolithrelikten, Titanit, Quarz und anorthitreichem Plagioklas. Zwischen Klinopyroxen, Skapolith und Plagioklas bilden sich während der retrograden Metamorphose Koronen aus rosafarbenen Granat.

## 3.5.2 Dekompressionsgranulite des Kalapata-Gebietes

### Grt-Sil-Quarzite und Grt-Sil-Crd-Spl-Metapelite

Im Nordosten Ugandas in dem Gebiet um Kalapata treten lokal Quarzite auf. Diese enthalten xenomorphen Granat ( $X_{Mg} \approx 0.29$ ) und Sillimanit. Akzessorisch sind Alkalifeldspat ( $X_{Kfs} \approx 0.87$ ), Plagioklas ( $X_{An} \approx 0.23$ ), Monazit und Zirkon am Gesteinsaufbau beteiligt. Sowohl Quarz als auch Sillimanit zeigen eine undulöse Auslöschung und die Bildung von Subkörnern, welches auf ein spätes Deformationsereignis schließen lässt.

Metapelite aus dem Kalapata-Gebiet sind migmatitisch. Die prograde Mineralparagenese besteht aus Granat, Sillimanit, Plagioklas ( $X_{An} \approx 0.29-0.33$ ), Alkalifeldspat und Quarz. Biotit ( $X_{Mg} \approx 0.60$  mit  $\approx 0.4-0.6$  *Ti p.f.u.*; Abb. 3.9d) tritt schieferungsparallel im Gestein auf und kann keinem bestimmten Stadium der metamorphen Entwicklung zugeordnet werden. Granat enthält Einschlüsse von Disthen (Abb. 3.11a) und gibt damit Auskunft über das Metamorphosestadium bevor Sillimanit das stabile Alumosilikat in der Gesteinsmatrix wurde.

Die zur Zeit der höchsten Metamorphosebedingungen stabile Paragenese aus Granat und Sillimanit wird zu einem Symplektiten aus Cordierit ( $X_{Mg} \approx 0.81-0.83$ ) und hercynitischen Spinell ( $X_{Mg} \approx 0.31$ ,  $\approx 0.5$  Gew.% *ZnO*; Abb. 3.11b, Tab. 3.5, C.5) abgebaut. Der zuvor partiell abgebaute Sillimanit wächst anschließend über diese neu gebildeten Symplektite aus Cordierit und Spinell (Abb. 3.11c) und zeigt somit ein erneutes Überschreiten der gleichen Reaktionskurve an. Granatporphyroblasten zeigen eine starke chemische Variation mit vom Kern zum Rand hin abnehmendem  $X_{Mg}$  (von  $\approx 0.40$  nach  $\approx 0.33$ ), welches mit einer Abnahme des Grossulargehaltes korreliert (von  $\approx 0.05$  nach  $\approx 0.03$ ; Abb. 3.12a, Tab. 3.5, C.5). Diese Abnahme der Grossularkomponente geht einher mit einer Zunahme der Almandin- und Spessartinkomponente.

### Metabasite des Kalapata-Gebietes

Basische Metamorphite enthalten die prograde Hochdruckparagenese Granat, Klinopyroxen und Plagioklas, die in einigen Proben mit Quarz koexistiert. Granat ist von Orthopyroxen-Plagioklas-Koronen umgeben. Diese Koronen bestehen aus einem massiven Orthopyroxensaum am Kontakt zu Klinopyroxen und einem Orthopyroxen-Plagioklas-Symplektiten am Kontakt zu Granat (Abb. 3.11d).

**Tabelle 3.4:** Repräsentative Mineralanalysen von Granat, Plagioklas, Klinopyroxen und Orthopyroxen von granitoiden Alkalifeldspatau-  
gengneisen der Labwor Hills (LH), Rom Mountains (RM) und Kamalinga Hills (KH).

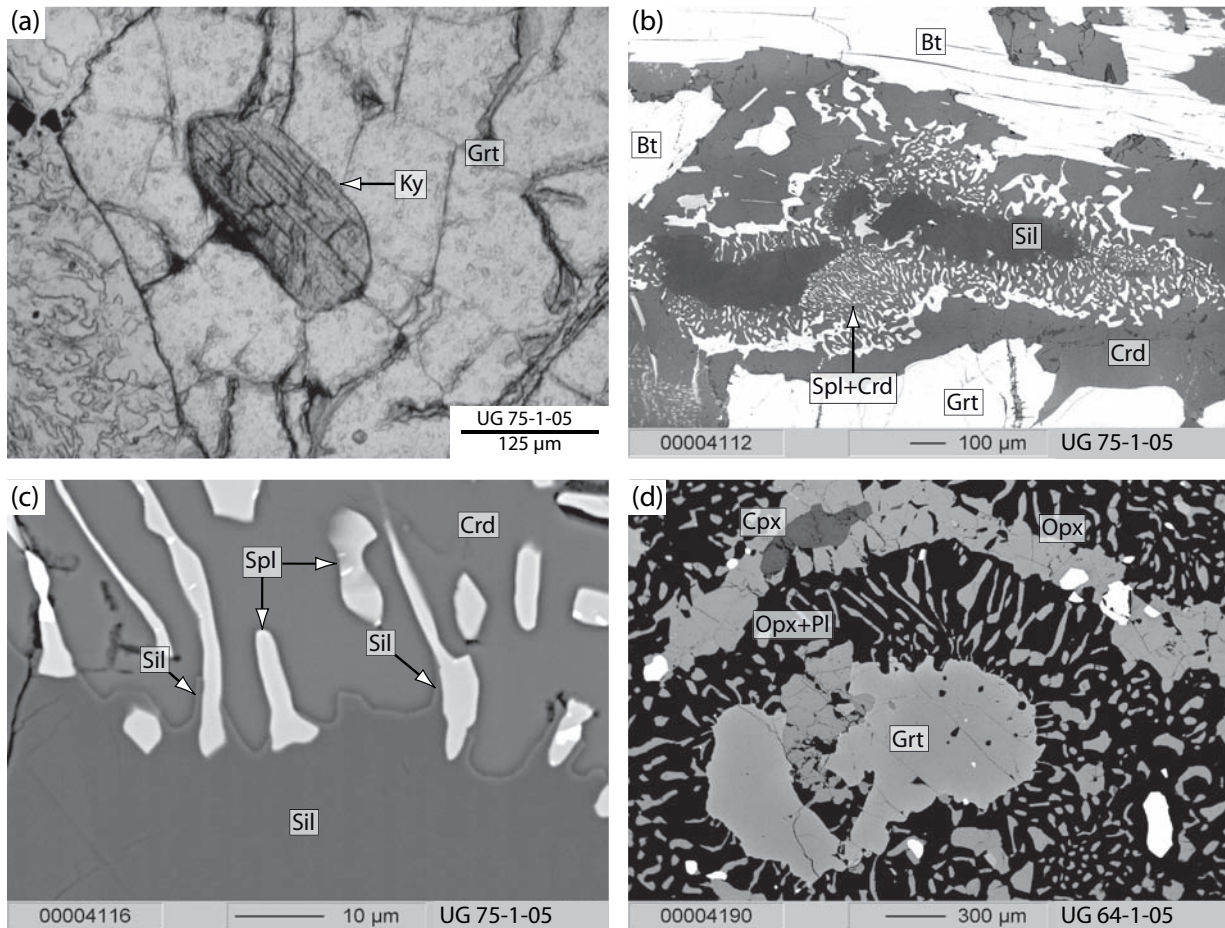
Probe	19-3	30-1	66-3	84-4	19-3	30-1	66-3	84-4	19-3	30-1	66-3	84-4	19-3	30-1	66-3
Gebiet	LH	LH	RM	KH	LH	LH	RM	KH	LH	LH	RM	KH	LH	LH	RM
Phase	Grt	Grt	Grt	Grt	Pl	Pl	Pl	Pl	Cpx	Cpx	Cpx	Pl	Opx	Opx	Opx
Nr.	61	36	170	22	70	45	209	43	35	61	184	58	15	23	194
<i>SiO<sub>2</sub></i>	38.53	37.62	37.95	38.14	57.77	58.77	58.42	48.87	51.60	51.77	51.26	51.96	51.48	49.19	49.49
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.07	0.05	0.04	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.24	0.13	0.10	0.23	0.08	0.12	0.09
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	21.38	20.78	20.63	21.39	27.22	25.71	26.28	32.78	2.22	1.25	0.88	1.87	0.75	0.60	0.49
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0.00	0.00	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02
<i>FeO</i>	28.10	30.54	31.40	27.63	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	11.30	15.99	17.72	10.58	29.10	36.36	38.86
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.18	0.05	0.05	0.12	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
<i>MgO</i>	4.37	2.35	1.81	3.82	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	11.37	9.33	8.52	11.66	17.65	11.53	9.98
<i>MnO</i>	0.89	1.09	1.69	0.55	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.08	0.21	0.26	0.08	0.23	0.43	0.71
<i>CaO</i>	7.35	7.47	7.30	8.63	8.82	7.38	7.72	15.04	21.75	20.99	21.20	22.66	0.52	0.93	0.89
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6.45	7.07	6.79	2.87	0.84	0.48	0.25	0.50	n.d.	n.d.	n.d.
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.20	0.33	0.41	0.11	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>BaO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.04	0.04	0.05	0.07	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Summe	100.69	99.90	100.82	100.22	100.68	99.35	99.72	99.86	99.43	100.16	100.21	99.56	99.80	99.16	100.52
Si	3.010	3.009	3.023	2.997	2.572	2.641	2.618	2.236	1.958	1.986	1.985	1.965	1.983	1.987	1.994
Ti	0.004	0.003	0.002	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.007	0.004	0.003	0.007	0.002	0.004	0.003
Al	1.969	1.959	1.937	1.981	1.428	1.362	1.388	1.768	0.099	0.057	0.040	0.084	0.034	0.029	0.023
Cr	0.000	0.000	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Fe <sup>2+</sup>	1.836	2.043	2.092	1.815	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.358	0.513	0.574	0.335	0.937	1.228	1.309
Fe <sup>3+</sup>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.006	0.002	0.002	0.004	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
Mg	0.509	0.281	0.215	0.448	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.643	0.534	0.492	0.657	1.013	0.694	0.600
Mn	0.059	0.074	0.114	0.037	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.007	0.009	0.003	0.008	0.015	0.024
Ca	0.615	0.640	0.623	0.727	0.421	0.355	0.371	0.737	0.884	0.863	0.880	0.918	0.021	0.040	0.038
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.557	0.616	0.590	0.255	0.062	0.036	0.019	0.037	n.d.	n.d.	n.d.
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.011	0.019	0.023	0.007	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.001	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Summe	8.002	8.009	8.006	8.008	4.996	4.995	4.993	5.008	4.014	3.999	4.002	4.005	3.998	3.996	3.992
<i>X<sub>Alm</sub></i>	0.608	0.672	0.687	0.600											
<i>X<sub>Prp</sub></i>	0.169	0.092	0.071	0.148											
<i>X<sub>Sps</sub></i>	0.020	0.024	0.037	0.012											
<i>X<sub>Gr<sup>s</sup></sub></i>	0.204	0.211	0.205	0.240											
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.217	0.121	0.093	0.198					0.642	0.510	0.462	0.662	0.519	0.361	0.314
<i>X<sub>An</sub></i>					0.425	0.358	0.377	0.737							
<i>X<sub>Ab</sub></i>					0.563	0.622	0.599	0.255							
<i>X<sub>Kfs</sub></i>					0.011	0.019	0.024	0.007							
<i>X<sub>Cs</sub></i>					0.001	0.001	0.001	0.001							

Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt), 8 (Pl) bzw. 6 (Cpx, Opx) Sauerstoffatomen gerechnet; n.d. = nicht analysiert; n.c. = nicht berechnet.

**Tabelle 3.5:** Repräsentative Mineralanalysen von Granat, Plagioklas, Biotit, Spinell, Cordierit und Sillimanit metapelitischer Gesteine (75-1) und von Granat, Plagioklas, Klinopyroxen und Orthopyroxen metabasischer Gesteine (63-1) des Kalapata-Gebietes.

Probe Phase Nr.	75-1 Grt 292	75-1 Grt 381	75-1 Grt 403	75-1 Pl 303	75-1 Pl 307	75-1 Pl 346	75-1 Bt 376	75-1 Spl 259	75-1 Crd 252	75-1 Crd 335	75-1 Sil 323	63-1 Grt 71	63-1 Grt 77	63-1 Pl 82	63-1 Pl 94	63-1 Cpx 21	63-1 Opx 50
<i>SiO<sub>2</sub></i>	39.29	39.03	39.59	60.04	59.86	58.86	35.72	0.07	48.79	49.05	36.93	38.33	38.09	45.48	46.69	50.84	49.30
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.00	0.04	0.08	n.d.	n.d.	n.d.	5.20	0.00	n.d.	n.d.	0.04	0.02	0.06	n.d.	n.d.	0.20	0.09
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	22.04	21.78	22.09	24.92	24.97	25.64	15.92	59.03	34.05	34.32	61.93	21.30	21.27	34.76	34.54	1.49	0.50
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.45	n.d.	n.d.	0.31	0.04	0.01	n.d.	n.d.	0.03	0.04
<i>FeO</i>	28.07	29.70	26.72	n.c.	n.c.	n.c.	15.33	29.17	4.54	3.88	1.23	30.62	30.81	n.c.	n.c.	18.31	37.64
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.c.	n.c.	n.c.	0.18	0.21	0.07	n.c.	2.93	n.c.	n.c.	1.23	n.c.	n.c.	0.75	0.40	n.c.	n.c.
<i>MgO</i>	9.44	8.37	10.08	n.d.	n.d.	n.d.	12.83	7.62	10.83	11.11	0.02	2.59	2.61	n.d.	n.d.	8.79	11.05
<i>MnO</i>	0.73	0.95	0.53	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.10	0.05	0.07	0.04	1.19	1.05	n.d.	n.d.	0.25	0.57
<i>CaO</i>	1.00	1.04	1.81	6.12	6.12	6.87	n.d.	0.01	0.01	0.01	0.00	7.19	7.27	18.11	17.51	20.37	0.75
<i>ZnO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.47	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	7.71	7.83	7.44	0.06	n.d.	0.02	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	1.17	1.49	0.15	n.d.
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.39	0.33	0.25	10.00	n.d.	0.00	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	0.03	0.05	n.d.	n.d.
<i>BaO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.02	n.d.	n.d.
Summe	100.57	100.91	100.90	99.36	99.32	99.12	95.06	99.85	98.29	98.45	100.50	101.27	101.18	100.30	100.70	100.43	99.93
Si	3.007	3.005	3.005	2.689	2.683	2.648	5.390	0.002	4.940	4.941	0.997	3.015	3.002	2.093	2.133	1.965	1.987
Ti	0.000	0.002	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	0.590	0.000	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.004	n.d.	n.d.	0.006	0.003
Al	1.988	1.977	1.976	1.316	1.319	1.359	2.832	1.925	4.063	4.076	1.970	1.975	1.976	1.886	1.860	0.068	0.024
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	0.007	0.002	0.001	n.d.	n.d.	0.001	0.001
Fe <sup>2+</sup>	1.797	1.913	1.696	n.c.	n.c.	n.c.	1.934	0.675	0.384	0.327	n.c.	2.014	2.031	n.c.	n.c.	0.592	1.269
Fe <sup>3+</sup>	n.c.	n.c.	n.c.	0.006	0.007	0.002	n.c.	0.061	n.c.	n.c.	0.025	n.c.	n.c.	0.026	0.014	n.c.	n.c.
Mg	1.078	0.961	1.140	n.d.	n.d.	n.d.	2.887	0.314	1.634	1.669	0.001	0.304	0.307	n.d.	n.d.	0.507	0.664
Mn	0.047	0.062	0.034	n.d.	n.d.	n.d.	0.000	0.002	0.005	0.006	0.001	0.079	0.070	n.d.	n.d.	0.008	0.019
Ca	0.082	0.086	0.147	0.294	0.294	0.331	n.d.	0.000	0.001	0.001	0.000	0.606	0.614	0.893	0.857	0.844	0.032
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na	n.d.	n.d.	n.d.	0.669	0.681	0.649	0.018	n.d.	0.003	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	0.105	0.132	0.011	n.d.
K	n.d.	n.d.	n.d.	0.022	0.019	0.014	1.925	n.d.	0.000	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.003	n.d.	n.d.
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.000	0.000	n.d.	n.d.
Summe	7.999	8.006	8.003	4.996	5.003	5.004	15.576	3.000	11.030	11.023	3.001	7.996	8.005	5.004	4.999	4.002	3.999
<i>X<sub>Alm</sub></i>	0.598	0.633	0.562									0.671	0.672				
<i>X<sub>Prp</sub></i>	0.359	0.318	0.378									0.101	0.102				
<i>X<sub>Sp</sub></i>	0.016	0.020	0.011									0.026	0.023				
<i>X<sub>Gr</sub></i>	0.027	0.028	0.049									0.202	0.203				
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.375	0.334	0.402									0.131	0.131				
<i>X<sub>An</sub></i>				0.298	0.296	0.333	0.599	0.318	0.810	0.836				0.894	0.864	0.461	0.344
<i>X<sub>Ab</sub></i>				0.679	0.685	0.653								0.105	0.133		
<i>X<sub>Kfs</sub></i>				0.023	0.019	0.014								0.002	0.003		
<i>X<sub>Cs</sub></i>														0.000	0.000		

Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt), 8 (Pl), 22 (Bt), 4 (Spl), 18 (Crd), 5 (Sil) bzw. 6 (Cpx, Opx) Sauerstoffatomen gerechnet; n.d. = nicht analysiert; n.c. = nicht berechnet; Fe<sup>3+</sup> für Spl nach Droop (1987).

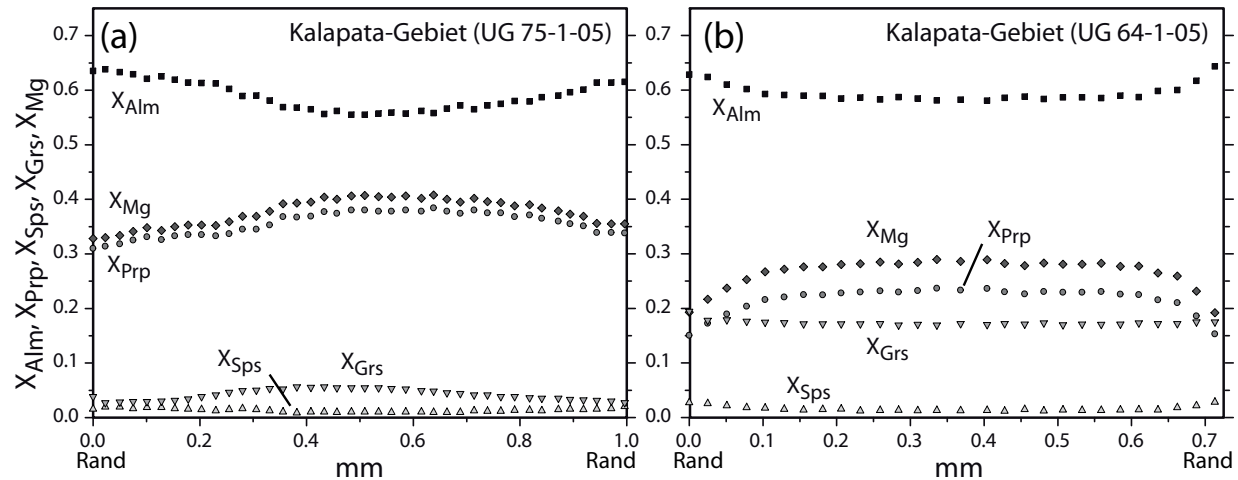


**Abbildung 3.11:** Reaktionstexturen in Metapeliten und Metabasiten des Kalapata-Gebietes. (a) Ein- schluss von Ky in Grt eines Metapelites. (b) Abbau der prograden Paragenese Grt-Sil zu Spl-Crd- Symplektiten und (c) anschließendes Wiederwachstum von Sil über die Spl-Crd-Symplektite in metapeli- tischen Gesteinen. (d) Abbau von Grt-Cpx zu Opx-Pl-Symplektiten in metabasischen Gesteinen während eines Dekompressionsereignisses.

Granatporphyroblasten zeigen eine schwache Zonierung in ihrer Zusammensetzung mit einer Abnahme des  $X_{Mg}$  vom Kern (0.26–0.28) zum Rand ( $\approx 0.19$ ) und einer Zunahme der Grossular- (von  $\approx 0.17$  nach 0.19–0.21) und Spessartinkomponente (von  $\approx 0.01$  nach  $\approx 0.03$ ; Abb. 3.12b, Tab. 3.5, C.5). Prograder Plagioklas der Matrix ( $X_{An} \approx 0.53$ ) ist anorthitärmer als derjenige in den Koronen ( $X_{An} \approx 0.84$ ).

### 3.5.3 Metasedimente der Karasuk-Gruppe

Die Karasuk-Gruppe wurde nur im südlichen Teil in der Nähe der Stadt Moroto beprobt. Alle Proben stammen aus dem Gebiet dieser Stadt am Fuße des Vulkans Mount Moroto (Abb. 3.2b).



**Abbildung 3.12:** Zusammensetzungsdiagramme für Granat aus (a) metapelitischen und (b) metabasischen Gesteinen des Kalapata-Gebietes. (a) Granat der Metapelite zeigt eine randliche Abnahme der Prp-Komponente und des  $X_{Mg}$ . (b) Metabasischer Granat zeigt ein ähnliches Zonierungsmuster wie metapelitischer Granat.

## Marmore

Die unreinen, undeformierten Marmore bestehen aus Kalzit, Dolomit (jedes Karbonatmineral mit Entmischungen des jeweils anderen), Diopsid und Titanit. Der Klinopyroxen wird von einem dünnen Saum aus retrograd gebildetem Tremolit umgeben. In siliziumreicheren Partien tritt zusätzlich braune Hornblende auf.

## Granat-Disthen-Gneise

Die metapelitischen Gneise sind grobkörnig und enthalten zentimetergroße Granat- und Disthenporphyroblasten. Außerdem enthalten die Gesteine Rutil, Quarz, Biotit, Alkalifeldspat ( $X_{Kfs} \approx 0.9$ ) und akzessorisch Plagioklas ( $X_{An} \approx 0.15$ ). In seltenen Fällen sind Relikte von Staurolith in den Granatporphyroblasten zu finden.

Granatporphyroblasten sind chemisch stark zoniert mit hohen Grossulargehalten im Kern (ca. 14 Mol%), die zum Rand hin auf ca. 5 Mol% abnehmen. Ein später *Fe-Mg*-Austausch mit Biotit führt zu einer Abnahme des  $X_{Mg}$  von ca. 0.37 (Kern) auf ca. 0.21 (Rand).

## 3.6 Reaktionsgeschichte

### 3.6.1 Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills

#### Petrogenetische Netze

Um Reaktionstexturen in UHT-Metapeliten der Labwor Hills im  $P$ - $T$ -Feld einzuordnen und eine relative Druck- und Temperaturabfolge während der UHT-Metamorphose in



Ostuganda abzuleiten, werden hier die petrogenetischen Netze für das KFMASH-System ( $K_2O$ - $FeO$ - $MgO$ - $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$ ) für oxidierende Bedingungen von Dasgupta *et al.* (1995) und Sarkar *et al.* (2003) und die experimentell bestimmten Netze von Das *et al.* (2001, 2003) benutzt.

Das Fehlen gesicherter thermodynamischer Daten für z. B. Sapphirin mit einem hohen  $Fe^{3+}$ -Gehalt oder für aluminiumreichen Orthopyroxen und ein kleines  $\Delta V$  und  $\Delta S$  vieler Reaktionen bei UHT-Bedingungen sind verantwortlich für Unsicherheiten in jedem petrogenetischen Netz (Dasgupta *et al.*, 1995). Aus diesem Grund sind aus petrogenetischen Netzen abgeleitete absolute Angaben für Druck und Temperatur mit Vorsicht zu behandeln. Nichtsdestotrotz sind diese Netze hilfreich, um relative Abfolgen von Mineralreaktionen in Gesteinen abzuleiten. Um quantitative Aussagen über den Druck und die Temperatur während der Metamorphose machen zu können, werden thermobarometrische Berechnungen, z. B. mit der Aluminiumlöslichkeit in Orthopyroxen oder der Solvusthermometrie (ternäre Feldspäte), benötigt.

Die Gesteine Ostugandas, zumindest die der Labwor Hills, wurden unter oxidierenden Bedingungen metamorph überprägt. Erkennbar wird diese nicht nur an dem relativ hohen  $Fe^{3+}$ -Gehalt in Orthopyroxen und Sapphirin, sondern auch an der Koexistenz von Magnetit mit einem Hämatit-Ilmenit-Mischkristall. Oxidierende Bedingungen beeinflussen die Stabilität von Phasen und die Lage von Reaktionskurven im  $P$ - $T$ -Feld (Hensen, 1986; Das *et al.*, 2001). Z. B. verschiebt sich durch den Einbau dreiwertigen Eisens in Spinell die Lage des Spinell-Quarz-Stabilitätsfeldes zu niedrigeren Temperaturen (Hensen, 1986; Harley, 1998).

Aufgrund textureller Beobachtungen scheinen neben Spinell auch Hämatit-Ilmenit und Magnetit an den folgenden Reaktion mit beteiligt zu sein. Da diese jedoch nicht in den verwendeten petrogenetischen Netzen berücksichtigt werden, werden auch die aus Texturen abgeleiteten Reaktionen ohne diese Phasen diskutiert.

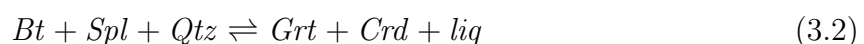
Im Folgenden werden die beobachteten Mineraltexturen drei unterschiedlichen Stadien der Metamorphose zugeordnet: (1) während steigender Temperatur, (2) während steigenden Druckes und (3) abnehmender Temperatur. Reaktionstexturen in Metapeliten für die unterschiedlichen Stadien der Metamorphose sind in den Abb. 3.5–3.8 zu finden.

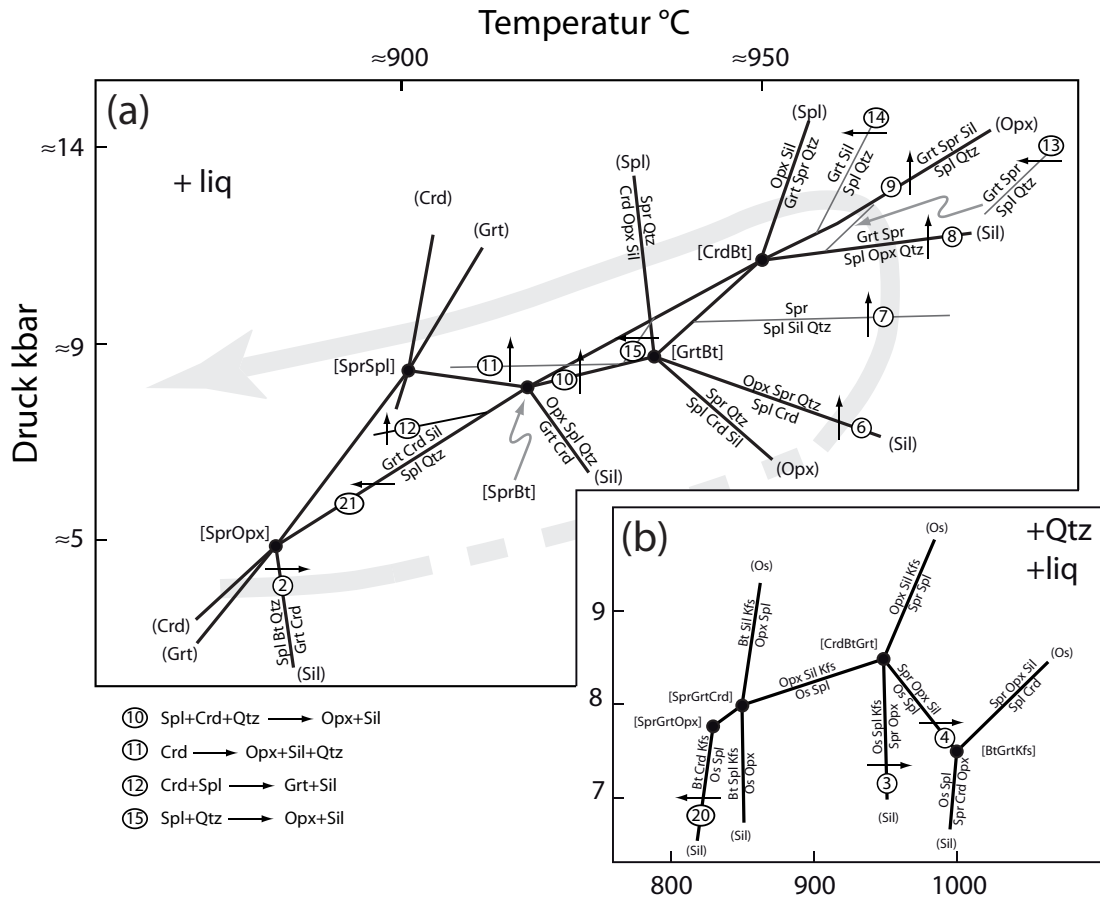
### Mit steigender Temperatur ablaufende Mineralreaktionen

Metapelitische Granatporphyroblasten enthalten häufig Einschlüsse von verfalteten Sillimanitnadeln und gerundeten Biotitkörnern (Abb. 3.6a). Diese Textur deutet auf Granatwachstum auf Kosten von Sillimanit und Biotit unter granulitfaziellen Bedingungen und kann durch folgende Reaktion ausgedrückt werden (Le Breton & Thompson, 1988):



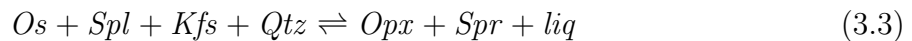
Dieser prograde Granat enthält in den äußeren Zonen häufig Einschlüsse von Spinell (Abb. 3.6a) und Cordierit (Abb. 3.6b). Diese deuten auf weiteres progrades Granatwachstum nach folgender Reaktion hin (Abb. 3.13; Dasgupta *et al.*, 1995):





**Abbildung 3.13:** Petrogenetische Netze für das KFMASH-System für oxidierende Bedingungen nach (a) Dasgupta *et al.* (1995) und Sarkar *et al.* (2003) und (b) Das *et al.* (2001, 2003). Das experimentell bestimmte Netz von (Das *et al.*, 2001, 2003) berücksichtigt zusätzlich Osumilit und Alkalifeldspat. Dünne Linien zeigen divariante Reaktionen; dicke Linien univariante Reaktionen. Pfeile geben schematisch die Richtung der aus Texturen abgeleiteten Mineralreaktionen in Metapeliten der Labwor Hills wieder. Die Nummern an den Reaktionskurven entsprechen den Reaktionsnummern im Text.

Wenige Metapelite zeigen Symplektite aus Orthopyroxen, Sapphirin, Quarz, Alkalifeldspat mit Relikten von Spinell (Abb. 3.5d, e). Diese Textur wird als Abbauprodukt von Osumilit und Spinell bei steigenden Temperaturen gedeutet (Das *et al.*, 2001, 2003):



Es ist jedoch unklar, durch welchen Prozess bzw. durch welche Reaktion sich Plagioklas in diesen Symplektiten bildete.

Symplektitische Verwachsungen von Orthopyroxen, Sapphirin und Sillimanit (Abb. 3.5f) in dem gleichen Metapelit könnte ebenfalls auf den prograden Abbau der Osumilit-Spinell-Paragenese hindeuten (Das *et al.*, 2001, 2003):



Beide oben beschriebenen Symplektite könnten nach Das *et al.* (2001, 2003) als Abbauparagenese von Osumilit und Spinell gedeutet werden. Jedoch erscheint es ungewöhnlich, dass prograd gebildete Symplektite, selbst unter Annahme einer Metamorphose unter statischen Bedingungen, erhalten bleiben, besonders unter den in den Labwor Hills erreichten Metamorphosetemperaturen.

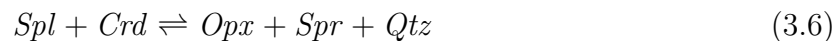
Die symplektitischen Verwachsungen von Granat und Spinell (Abb. 3.6c, d) wurden auch von Das *et al.* (2006) in metapelitischen Gesteinen der Eastern Ghats beobachtet und als Ergebnis verschiedenster Reaktionen interpretiert. Sowohl der Abbau von extrem aluminiumreichem Orthopyroxen (25 Gew.%  $Al_2O_3$ ) als auch eine Reaktion zwischen progradem Orthopyroxen, Spinell, Granat und Sillimanit mit  $X_{Mg}^{Spl} > X_{Mg}^{Opx} > X_{Mg}^{Grt}$  könnte als Ursache für diese Textur angesehen werden. Weiterhin erscheint es laut Das *et al.* (2006) möglich, dass der wurmartige Spinell eine pseudomorphe Ersetzung von Sillimaniteinschlüssen in bereits vorhandenem Granat darstellt, die nach folgender Reaktion stattgefunden haben könnte:



Diese, auch für die Gesteine der Labwor Hills bevorzugte Interpretation der Textur, kann sowohl bei Temperaturerhöhung, als auch bei Dekompression ablaufen. Jedoch scheint eine Temperaturerhöhung wahrscheinlich, da um die Granat-Spinell-Symplektite Granat-Sapphirin-Symplektite auftreten (Abb. 3.6d), deren Ursache in einer Druckerhöhung gesehen wird (siehe nächster Abschnitt; Bose *et al.*, 2000; Das *et al.*, 2006).

### Mit steigendem Druck ablaufende Mineralreaktionen

Doppelte Koronen aus Orthopyroxen und Sapphirin um Spinell, der mit Cordierit koexistierte (Abb. 3.7a), deuten nach Dasgupta *et al.* (1995) auf folgende während Druckerhöhung ablaufende Reaktion hin (Abb. 3.13):

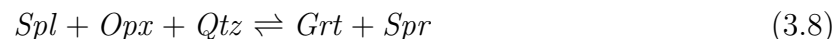


Die symplektitischen Verwachsungen von Sapphirin und Granat (Abb. 3.6d), die um symplektitische Verwachsungen von Granat und Spinell (Abb. 3.6b, d) vorkommen, wurden auch von Das *et al.* (2006) in Gesteinen der Eastern Ghats beobachtet. Diese Verwachsungen werden von diesen Autoren durch folgende druckabhängige Reaktion (Bose *et al.*, 2000) erklärt:



Dabei kommen Spinell, Sillimanit und Quarz als Einschlüsse in schon vorhandenem Granat vor.

Eine weitere druckabhängige Reaktion führt zur Bildung von doppelten Koronen aus Sapphirin und Granat zwischen Spinell und Orthopyroxen (Abb. 3.7b; Dasgupta *et al.*, 1995):



Nach Clarke *et al.* (1989) ist diese Koronenbildung auch um Hämatit-Ilmenit-Mischkristalle möglich. Generell wurde Sapphirin nur um Spinell und Hem<sub>SS</sub>, aber niemals um Orthopyroxen gefunden.

Die prograd stabile Mineralparagenese aus Spinell und Quarz kann im Laufe der Metamorphose zu Koronen aus Sapphirin, Sillimanit und Granat um Spinell (Abb. 3.7c) abgebaut werden, eine auf Druckanstieg hinweisende Textur im KFMASH-System (Dasgupta *et al.*, 1995):



Ebenfalls für Druckanstieg während der UHT-Metamorphose sprechen Koronen von Orthopyroxen und Sillimanit zwischen Spinell und Cordierit (Abb. 3.7d, 3.13), deren Bildung durch folgende Reaktion erklärt werden kann:



Auch der partielle Abbau von Cordierit zu Symplektiten aus Orthopyroxen und Sillimanit (Abb. 3.7e) deutet auf einen Anstieg des Druckes (Abb. 3.13; Hensen, 1971; Harris & Holland, 1984; Schreyer, 1986):



Granat-Sillimanit-Koronen zwischen Cordierit und Spinell in Metapeliten (Abb. 3.7f) können durch folgende Reaktion erklärt werden (Abb. 3.13):



### Mit abnehmender Temperatur ablaufende Mineralreaktionen

Neben dem Abbau von Spinell und Quarz durch Erhöhung des Druckes ist es auch möglich Texturen zu finden, die für den Abbau der Paragenese während der Abkühlung der Gesteine sprechen. Häufig sind Koronen aus Sapphirin und Granat um Spinell zu beobachten (Abb. 3.8a), die auf folgende divariante Abbaureaktion im KFMASH-System hindeuten:



Weitaus häufiger sind jedoch doppelte Koronen aus Granat und Sillimanit (Abb. 3.8b) und Orthopyroxen und Sillimanit (Abb. 3.8c) um Spinell in den Gesteinen ausgebildet:



Alle drei Spinell-Quarz-abbauende Reaktionen laufen, entsprechend den petrogenetischen Netzen von Hensen (1986) und Dasgupta *et al.* (1995), während der Abkühlung der Gesteine ab (Abb. 3.13).

Weitere Abkühlung (bzw. auch Oxidation) führt zu komplexen Verwachsungen von *Fe-Mg-Ti-Al*-Oxiden (Abb. 3.8f). Entsprechend Viertel & Seifert (1980) und Waters (1991) deuten diese Texturen auf die beiden folgenden Reaktionen:

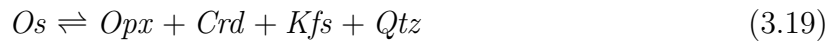




Osumilit war nicht nur während der prograden Metamorphose als Reaktant an verschiedenen Reaktionen beteiligt. Auch während des retrograden Teils der Metamorphose wird diese Phase instabil. Eindrucksvolle Symplektite aus Orthopyroxen, Sapphirin und Alkalifeldspat in  $SiO_2$ -gesättigten Metapeliten (Abb. 3.5a, b) werden als Pseudomorphosen nach Osumilit interpretiert. Diese Symplektite können durch folgende Reaktion zu niedrigeren Temperaturen im KMAS-System nach Ellis *et al.* (1980) und Grew (1982) erklärt werden:

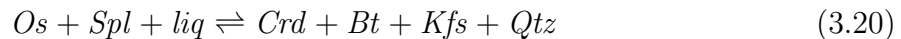


Lokal wurde in den Symplektiten anstelle von Sapphirin Cordierit gefunden, was auf den Abbau von Osumilit nach folgender Reaktion hinweist:



Die von Ellis *et al.* (1980) und Grew (1982) entwickelten petrogenetischen Netze für das KMAS-System zeigen bezüglich der Lage der beiden letztgenannten Reaktionen im  $P$ - $T$ -Feld einen entscheidenden Unterschied. Ellis *et al.* (1980) interpretieren die sapphirinführende Paragenese in den Symplektiten als Abbauprodukt von Osumilit bei geringeren Drücken als die cordieritführende Paragenese. Grew (1982) sieht dieses genau entgegengesetzt. Das gemeinsame Vorkommen von Sapphirin und Cordierit in unterschiedlichen Teilen der Pseudomorphosen nach Osumilit, lässt sich entweder durch den Abbau von Osumilit nahe des invarianten Punktes oder durch lokale Variationen der chemischen Zusammensetzung von Osumilit erklären.

Symplektite aus Cordierit, Quarz und Alkalifeldspat mit Biotit in leukokraten Bereichen metapelitischer Gesteine mit Spinell stellen eventuell Abbauprodukte von Osumilit-Spinell-Paragenesen zu niedrigen Temperaturen bei geringen Drücken dar (Abb. 3.13; Das *et al.*, 2001).

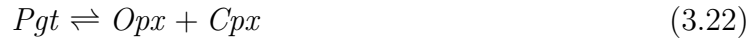


Einige Metapelite zeigen Cordieritkoronen um Spinell. Dieser Abbau kann so weit fortschreiten, so dass Spinell nur noch reliktmäßig in Cordierit vorkommt. Dieser Abbau in Gesteinen mit Granat und Sillimanit deutet möglicherweise auf die folgende Reaktion hin, die sowohl während Temperaturabnahme als auch während Druckanstieg ablaufen kann (Abb. 3.13; Dasgupta *et al.*, 1995; Sarkar *et al.*, 2003):



Weiterhin ist eine symplektitische Verdrängung von Cordierit durch Alkalifeldspat zu beobachten (Abb. 3.7e). Ähnliche Texturen wurden auch von Sandiford *et al.* (1987) in Gesteinen der Labwor Hills und Bose *et al.* (2000) in Gesteinen aus den Eastern Ghats beschrieben. Sandiford *et al.* (1987) sehen diese Mineralverwachsungen als ein Produkt des Abbaus von Osumilit, während Bose *et al.* (2000) die Cordierit-Alkalifeldspat-Symplektite als eine kristallisierte  $K$ - $Mg$ -reiche peraluminische Schmelze deuten.

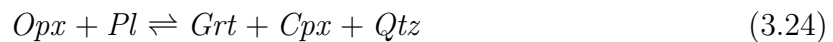
Während der Abkühlung der Gesteine wurde in den granitoiden Alkalifeldspat-Augengneisen der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills die Stabilität von Pigeonit (Pgt) unterschritten, so dass sich aus Pigeonit Orthopyroxen mit (001)-Lamellen aus Klinopyroxen bildete ('invertierter Pigeonit'; Abb. 3.10b):



Kalksilikate der Labwor Hills zeigen den Abbau grünen Klinopyroxens, anorthitreichen Plagioklases und meionitischen Skapoliths zu Granatkoronen entsprechend der aus Kompatibilitätsdiagrammen abgeleiteten Reaktion:



In Metabasiten und granitoiden Alkalifeldspat-Augengneisen führte das späte Stadium der Metamorphose zur Ausbildung von Koronen aus Granat, Klinopyroxen und Quarz zwischen Orthopyroxen und Plagioklas (Abb. 3.10a):



### 3.6.2 Dekompressionsgranulite des Kalapata-Gebietes

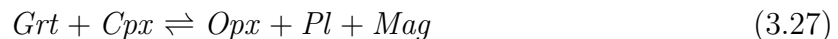
Migmatitische Metapelite zeigen aufgrund einer Dekompression den Abbau von Granat und Sillimanit zu Symplektiten aus Spinell und Cordierit (Abb. 3.11b):



Inwiefern Quarz an dieser Reaktion beteiligt ist, kann texturell nicht entschieden werden. Im Anschluss an die Dekompression fand aufgrund einer Abkühlung eine Umkehr der Reaktion statt, erkennbar am Wiederwachstum von Sillimanit (Abb. 3.11c):



Die in Metapeliten erhaltenen Reaktionstexturen könnten aufgrund der Lage der Reaktionskurve im  $P$ - $T$ -Feld (Spear *et al.*, 1999) auch durch reine Aufheizung und anschließender Abkühlung ohne nennenswerte Druckänderung entstanden sein. Jedoch weisen die Orthopyroxen-Plagioklas-Symplektite in Metabasiten auf ein Dekompressionsereignis vor der Abkühlung hin:

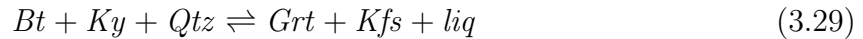


### 3.6.3 Metasedimente der Karasuk-Gruppe

In Granatporphyroblasten der Granat-Disthen-Gneise der Karasuk-Gruppe sind Einschlüsse von Staurolith zu finden (Abb. 3.11a), welche auf ein progrades Granatwachstum im Stabilitätsfeld von Disthen und Staurolith durch folgende mögliche Entwässerungsreaktion hinweisen:



Des Weiteren enthält Granat der migmatitischen Gesteine Einschlüsse von Biotit, welches auf Granatwachstum nach der folgenden prograden Reaktion schließen lassen könnte:



Marmore zeigen den retrograden Abbau von Diopsid und Dolomit zu Koronen aus Tremolit und Kalzit in Anwesenheit einer fluiden Phase, die ihre Zusammensetzung im Laufe der Reaktion, unter Annahme eines geschlossenen Systems, von  $H_2O$ -dominiert zu einer mehr  $CO_2$ -reicheren Zusammensetzung ändert:



## 3.7 Geothermobarometrie der Metamorphose

Ein generelles Problem bei der Bestimmung metamorpher Druck-Temperatur-Bedingungen granulitfazieller Gesteine und noch mehr von UHT-Metamorphiten ist der retrograde  $Fe$ - $Mg$ -Austausch zwischen koexistierenden Phasen. Aufgrund dieser retrograden Reäquibrierung sind Thermometer, die auf Elementaustausch beruhen nicht oder nur bedingt geeignet, um die Bedingungen der Metamorphose unter ultrahohen Temperaturen zu bestimmen (Harley, 1998). Geothermobarometer, die auf Elementen mit geringerer Diffusionsrate in Mineralen (z. B. Aluminium in Orthopyroxen) beruhen, geben wahrscheinlich eher die wahren Bedingungen zur Zeit der höchsten Metamorphose an. Temperaturen nahe den höchsten (oder bei den höchsten) UHT-Metamorphosebedingungen wurden mit der Aluminiumlöslichkeit in Orthopyroxen in Metapeliten (Harley, 1998) und mit ternären Feldspäten (Fuhrman & Lindsley, 1988) ermittelt. Die Bestimmung des bei diesen Temperaturen herrschenden Druckes erfolgte mit Hilfe des Granat-Sillimanit-Quarz-Plagioklas-Gleichgewichtes (GASP; Newton & Haselton, 1981).

Die Bedingungen während des späteren, retrograden (kühleren) Stadiums der Metamorphose wurden über konventionelle  $Fe$ - $Mg$ -Austauschthermometer ermittelt. Diese Ergebnisse wurden mit denen der über die 'Optimalthermometrie' (*avPT*-Methode) nach Powell & Holland (1994) erhaltenen verglichen.

### 3.7.1 UHT-Granulite der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills

Die weiter oben beschriebenen Reaktionstexturen spiegeln eine im  $P$ - $T$ -Feld entgegen dem Uhrzeigersinn verlaufende Metamorphoseentwicklung unter ultrahohen Temperaturen in den Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills wider (Abb. 3.13). An die UHT-Metamorphose schloss sich eine nahezu isobare Abkühlung im Stabilitätsfeld von Sillimanit an, wie aus Grt-Cpx-Qtz-Reaktionssäumen in Metabasiten (Abb. 3.10a) und Charnockiten ersichtlich ist.

Die aus den Mineralparagenesen (Spl-Qtz, Spr-Qtz) und der Stabilität von Osumilit abgeleiteten ultrahohen Temperaturen werden durch das Auftreten von gleichmäßig entmischten

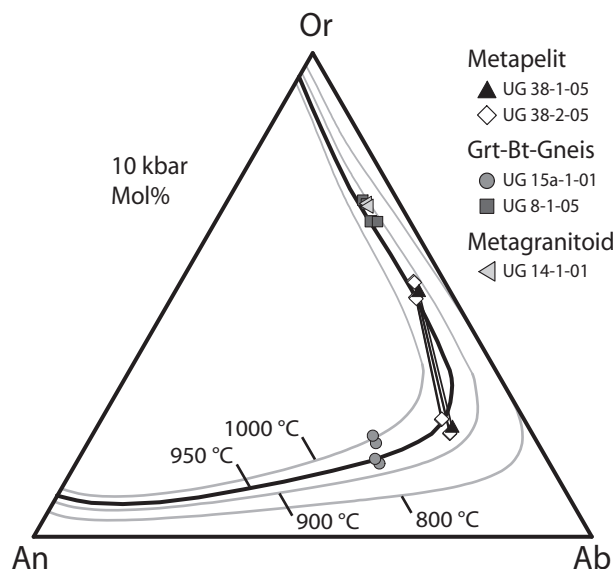
### 100 3. Panafrikanische UHT-Metamorphose und Magmatismus in Ostuganda

**Tabelle 3.6:** Zusammensetzungen sowohl entmischten (Wirtskristall und Lamellen), als auch reintegrierten Feldspates (Mol%) und daraus ermittelte Temperaturen (Fuhrman & Lindsley, 1988) für einen angenommenen Druck von 10 kbar für die Labwor Hills. Angepasste Zusammensetzungen berücksichtigen den späten *Na*- und *K*-Austausch.

Probe	Vol.%	Plagioklas			Vol.%	Alkalifeldspat			reintegriert			angepasst			T [°C]
		An	Ab	Kfs		An	Ab	Kfs	An	Ab	Kfs	An	Ab	Kfs	
<b>UG 38-1-05; Metapelit</b>															
fsp1	74.7	18.1	81.3	0.6	25.3	1.0	16.9	82.1	13.7	64.7	21.6	13.7	63.7	22.6	931
fsp6	25.9	19.3	79.8	0.9	74.1	1.0	26.9	72.1	5.6	40.3	54.1	50.7	48.7	0.6	
<b>UG 38-2-05; Metapelit</b>															
fsp1	28.7	18.4	80.7	0.9	71.3	0.4	18.3	81.3	5.5	35.9	58.6	5.5	42.0	52.5	927
fsp4	80.9	18.1	80.8	1.1	19.1	0.3	9.6	90.1	14.6	67.0	18.4	14.7	63.9	21.4	
fsp3	33.9	19.5	79.2	1.3	66.1	0.5	18.8	80.7	6.8	38.9	54.3	6.8	43.7	49.5	952
fsp2	79.2	18.7	80.3	1.0	20.9	0.4	9.9	89.7	14.8	65.4	19.8	14.8	61.0	24.2	
<b>UG 8-1-05; Grt-Bt-Gneis</b>															
fsp1	17.9	27.5	71.5	1.0	82.1	1.2	20.2	78.6	5.8	29.1	65.1				>900
fsp2	21.4	26.9	71.6	1.5	78.6	0.7	11.7	87.6	6.2	24.2	69.6				>900
fsp3	22.8	25.3	70.2	4.5	77.2	0.4	12.2	87.4	6.0	25.2	68.8				>900
fsp4	23.9	71.2	28.0	0.8	76.1	0.6	14.7	84.7	7.0	27.8	65.2				>900
<b>UG 15a-1-01; Grt-Bt-Gneis</b>															
fsp1	80.4	62.7	36.1	1.2	19.7	8.4	0.6	91.0	28.9	51.8	19.3				>990
fsp2	78.3	62.3	36.5	1.2	21.7	1.8	8.9	89.3	28.8	50.4	20.8				>1005
fsp4	84.0	35.9	63.0	1.1	16.0	2.6	11.5	85.9	30.4	54.5	15.1				>930
fsp5	85.3	36.0	61.7	2.3	14.7	1.1	5.5	93.4	30.7	53.2	16.1				>950
<b>UG 14-1-01; Metagranitoid</b>															
fsp1	22.3	24.7	74.0	1.3	77.7	0.4	11.0	88.6	5.8	25.1	69.1				>910
fsp2	22.9	24.0	75.1	0.9	77.1	0.4	11.1	88.5	5.8	25.7	68.5				>910

ternären Feldspäten in Metapeliten (UG 38-1-05, UG 38-2-05; Abb. 3.8d), Grt-Bt-Gneisen (UG 15a-1-01, UG 8-1-05) und Metagranitoiden (UG 14-1-01) bestätigt. Die reintegrierten Zusammensetzungen der Perthite, Mesoperthite und Antiperthite der Labwor Hills weisen auf Entmischungstemperaturen von ca. 950 °C bei einem angenommenen Druck von 10 kbar hin (Abb. 3.14, Tab. 3.6), wenn die Kalibration von Fuhrman & Lindsley (1988) angewandt wird. Im Falle der beiden metapelitischen Proben (UG 38-1-05, UG 38-2-05) war es möglich, die Entmischungstemperatur über zwei koexistierende Mesoperthite unterschiedlicher Zusammensetzung zu bestimmen (Abb. 3.14). Der retrograde, intrakristalline *Na*-*K*-Austausch zwischen den ternären Feldspäten wurde nach der Anleitung von Kroll *et al.* (1993) kompensiert. Die rückgerechneten und angepassten Zusammensetzungen der ursprünglich homogenen Feldspäte sind in Tab. 3.6 zu finden.



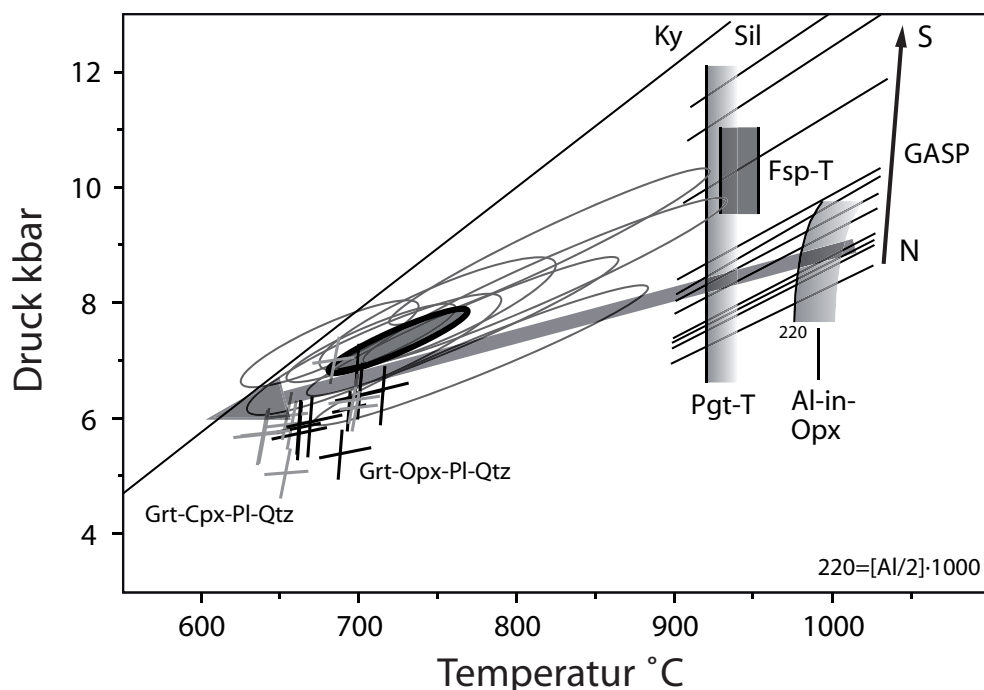


**Abbildung 3.14:** Ternäre Feldspäte der Labwor Hills deuten auf Temperaturen während der Metamorphose von ca. 950 °C bei 10 kbar (nach Fuhrman & Lindsley, 1988). Für die Feldspäte der Metapelite UG 38-1-05 und UG 38-2-05 sind die angepassten Zusammensetzungen gezeigt (Kroll *et al.*, 1993).

Neben der Feldspatthermometrie fand auch die Aluminiumlöslichkeit in Orthopyroxen zur Bestimmung der Temperaturen während der UHT-Metamorphose Anwendung. Kerne von porphyroblastischen Orthopyroxenkörnern der Labwor Hills, welche mit Granat koexistierten, enthalten bis zu 11.5 Gew.%  $Al_2O_3$ , was 0.246 Kationen Aluminium auf der M1-Position (=  $Al/2$ ; Harley, 1998) entspricht (Sauerstoffbasis von 6). Bis zu 12.2 Gew.%  $Al_2O_3$  ( $Al/2=0.266$ ) wurde in Orthopyroxen gemessen, wenn dieser mit Spinell koexistierte (Tab. 3.3). Die Kalibration des  $Al$ -in-Orthopyroxen-Thermometers nach Harley (1998) ergab eine Temperatur von ca. 970 °C für einen Druck von 8 kbar. Hierbei handelt es sich um eine Minimumtemperatur, da eine Diffusion von Aluminium aus Kernbereichen in aluminiumärmere Ränder nicht ausgeschlossen werden kann. Die über die Aluminiumlöslichkeit in Orthopyroxen ermittelte Temperatur ist generell höher als die durch die Feldspatthermometrie errechnete.

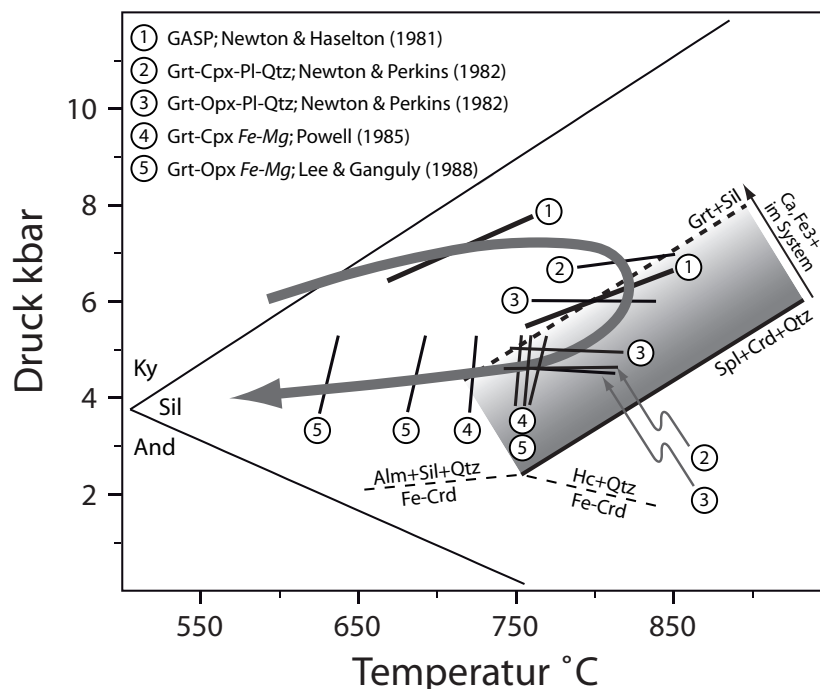
Der Druck zur Zeit der höchsten Metamorphosetemperaturen wurde mit Hilfe des GASP-Gleichgewichtes ermittelt. Für eine angenommene Temperatur von 950 °C ergeben sich Drücke von ca. 7.6 bis 12.1 kbar (Newton & Haselton, 1981; Tab. C.6). Die beiden am südlichsten gelegenen metapelitischen Proben (UG 12-2-01, UG 38-2-05) geben im Vergleich zu den anderen Proben mit einem Druck größer 10.5 kbar die höchsten Werte für das GASP-Gleichgewicht (Abb. 3.15). Die restlichen acht Proben ergeben einen mittleren Druck von ca. 8.4 kbar.

In der metamorphen Entwicklung spät gebildete Koronen aus Granat-Klinopyroxen-Quarz zwischen Orthopyroxen und Plagioklas in den granitoiden Alkalifeldspat-Augengneisen der Labwor Hills entstanden bei Temperaturen von ca. 630 bis 715 °C ( $Fe$ - $Mg$ -Austauschthermometrie für Grt-Opx [Lee & Ganguly, 1988] und Grt-Cpx [Powell, 1985]) und Drücken von ca. 5.0 bis 6.9 kbar (Grt-Opx-Pl-Qtz und Grt-Cpx-Pl-Qtz [Newton & Perkins, 1982]; Tab. C.7). Die Augengneisprobe der Kamalinga Hills gibt ähnliche Werte für Druck (>6.4 kbar) und Temperatur (ca. 660 °C) wie die Proben der Labwor Hills. Die drei Proben der



**Abbildung 3.15:**  $P$ - $T$ -Diagramm für die Gesteine der Labwor Hills, welche eine UHT-Metamorphose bei ca. 950 °C und 7.6–12.1 kbar erlebten. Die durch nahezu isobare Abkühlung bei ca. 700 °C und ca. 7 kbar entstandenen Grt-Cpx-Qtz-Koronen um Opx geben Aufschluss über die Spätphase der metamorphen Entwicklung. Barometer: GASP (Newton & Haselton, 1981); Grt-Opx-Pl-Qtz, Grt-Cpx-Pl-Qtz (Newton & Perkins, 1982); Thermometer: Fsp (Fuhrman & Lindsley, 1988), Pgt (Lindsley, 1983), Al-in-Opx (Harley, 1998), Grt-Opx  $Fe$ - $Mg$ -Austausch (Lee & Ganguly, 1988), Grt-Cpx  $Fe$ - $Mg$ -Austausch (Powell, 1985).  $1\sigma$ -Fehlerellipsen sind das Ergebnis der  $avPT$ -Berechnung mit THERMOCALC Version 3.25 mit dem Datensatz 'tcds55' (Powell & Holland, 1994). Die gefüllte Ellipse repräsentiert den Durchschnitt der 8 untersuchten Augengneise der Labwor Hills (graue Ellipsen) und liegt bei  $725 \pm 36$  °C und  $7.33 \pm 0.45$  kbar.  $P$ - $T$ -Werte können in Tab. 3.6, 3.8 und im Anhang in Tab. C.6–C.8 gefunden werden.

Rom Mountains liefern etwas niedrigere  $P$ - $T$ -Werte für die Koronenbildung ( $P \approx 4.6$ -> $5.7$  kbar,  $T \approx 590$ - $700$  °C). Nichtsdestotrotz stimmen die ermittelten  $P$ - $T$ -Werte mit der Lage der granatbildenden Reaktionskurve in Basiten nach Green & Ringwood (1972) überein. Zusätzlich zur konventionellen  $P$ - $T$ -Bestimmung der Koronenbildung in den Augengneisen wurde auch die Methode der 'Optimalthermometrie' ( $avPT$ ) nach Powell & Holland (1994) verwandt. Die Berechnung erfolgte mit dem Programm THERMOCALC Version 3.25 mit dem Datensatz 'tcds55'. Die Aktivität der Mineralendglieder wurde mit dem Programm 'AX' von Tim Holland ermittelt. Die Berechnung von Druck- und Temperaturbedingungen der Koronenbildung mit THERMOCALC erfolgte mit den selben Mineralanalysen der Augengneisproben der Labwor Hills und für zwei der drei Proben der Rom Mountains für die auch konventionelle Berechnungen durchgeführt wurden. Für die acht Proben der Labwor Hills ergibt sich eine mittlere Temperatur von  $725 \pm 36$  °C ( $1\sigma$ ) und ein mittlerer Druck von  $7.33 \pm 0.45$  kbar ( $1\sigma$ -Fehler; Tab. C.8, Abb. 3.15). Die beiden Proben der Rom Mountains ergeben vergleichbare Werte für Druck und Temperatur (Tab. C.8).



**Abbildung 3.16:**  $P$ - $T$ -Diagramm für die Gesteine des Kalapata-Gebietes, welche eine im Uhrzeigersinn verlaufende Metamorphose erlebten. Crd-beteiligte Reaktionskurven für das KF(M)ASH-System nach Spear *et al.* (1999). Die univariante Kurve  $\text{Grt}+\text{Sil} \rightleftharpoons \text{Spl}+\text{Crd}+\text{Qtz}$  verändert mit Einbau von  $\text{Ca}$  und  $\text{Fe}^{3+}$  in den Phasen ihre Lage zu höheren Drücken (Waters, 1991).  $P$ - $T$ -Werte können im Anhang in den Tab. C.6 und C.7 gefunden werden.

Konventionelle  $P$ - $T$ -Berechnungen an den Grt-Cpx-Qtz-Koronen zwischen Orthopyroxen und Plagioklas ergeben generell niedrigere Werte als die Berechnung nach der *avPT*-Methode mit THERMOCALC (Abb. 3.15). Innerhalb ihres Fehlers stimmen aber die Ergebnisse beider Berechnungsmethoden überein und deuten auf eine Bildung der Koronen durch nahezu isobare Abkühlung bei Temperaturen von ca. 675–725 °C und Drücken von ca. 5–7.5 kbar hin (Abb. 3.15).

### 3.7.2 Dekompressionsgranulite des Kalapata-Gebietes

Anhand der Texturen und der daraus abgeleiteten Mineralreaktionen in Metapeliten und Metabasiten des Kalapata-Gebietes kann ein im Uhrzeigersinn verlaufender  $P$ - $T$ -Pfad rekonstruiert werden (Abb. 3.16). Erste Informationen über den Verlauf des  $P$ - $T$ -Pfades geben Einschlüsse von Disthen in metapelitischem Granat (Abb. 3.11a). Diese deuten auf Wachstum von Granat im Stabilitätsfeld dieses Alumosilikates hin, welches sich im Stabilitätsfeld von Sillimanit (in der Gesteinsmatrix) fortsetzte.

Der Abbau der Grt-Cpx-Paragenese in Metabasiten zu Symplektiten aus Orthopyroxen und Plagioklas (Abb. 3.11d) deutet auf ein Dekompressionsereignis. Die bei diesem Vorgang herrschenden  $P$ - $T$ -Bedingungen wurden mit *Fe-Mg*-Austauschthermometern für Grt-Opx-

(Lee & Ganguly, 1988) und Grt-Cpx-Paare (Powell, 1985) und mit Barometern für Grt-Opx-Pl-Qtz- und Grt-Cpx-Pl-Qtz-Gleichgewichte (Newton & Perkins, 1982) ermittelt. Da Klinopyroxen als frühe und Orthopyroxen als spätere Bildung in den Gesteine angesehen werden, wurden für Berechnungen mit Klinopyroxen Analysen aus Kornmitten, für Berechnungen mit Orthopyroxen Analysen von Kornrändern benutzt. Das Fehlen von Quarz in einer der Proben (UG 62-1-05) ermöglicht es nur, einen Minimumdruck für den Abbau zu errechnen. Die Gesteine äquilibrierten bei Temperaturen von ca. 700 °C und Drücken von ca. 4.6–6.8 kbar (Tab. C.7). Temperaturberechnungen mit Orthopyroxen geben in den meisten Fällen geringere Temperaturen als Berechnungen mit Klinopyroxen (Tab. C.7).

Metapelite zeigen den Abbau von Granat und Sillimanit zu Symplektiten aus Spinell und Cordierit (Abb. 3.11b) während einer Dekompressionsphase und eine nachfolgende Reaktionsumkehr (Abb. 3.11c) während der Abkühlung der Gesteine (Abb. 3.16). Aufgrund der relativ großen Steigung der Reaktionskurve ( $\text{Grt} + \text{Sil} \rightleftharpoons \text{Spl} + \text{Crd} + \text{Qtz}$ ) im  $P$ - $T$ -Feld (Abb. 3.16), können diese beiden Texturen in Metapeliten z. B. auch durch eine reine Aufheizung und anschließende Abkühlung ohne nennenswerte Druckänderung gebildet worden sein. Da jedoch die Metabasite mit eindeutigen Dekompressionstexturen mit den Metapeliten räumlich assoziiert vorkommen, scheint es wahrscheinlich, dass auch die Metapelite ein Dekompressionsereignis erfahren haben. Die Lage der univarianten Reaktionskurve im KFMASH-System (Spear *et al.*, 1999), dessen Überschreiten zur Bildung der Symplektite führte, verändert sich mit dem Einbau von  $\text{Ca}$  in Granat und z. B.  $\text{Fe}^{3+}$  in Spinell zu höheren Drücken (Abb. 3.16; Waters, 1991).

Die chemische Zonierung von metapelitischem Granat mit hohen Grossulargehalten im Kern und niedrigen Werten zum Rand hin, gibt Hinweise auf eine flachere Steigung des  $P$ - $T$ -Pfades als der GASP-Kurven für Kern- und Randzusammensetzungen von Granat. Druckberechnungen mit Hilfe des GASP-Barometers (Newton & Haselton, 1981) liefern für eine angenommene Temperatur von 800 °C für Kernzusammensetzungen ca. 8.4 kbar, für Randzusammensetzungen ca. 6.1 kbar (Tab. C.6).

Die Einschlüsse von Disthen in Granat, die Dekompressionstexturen in den Metabasiten und Metapeliten und die Hinweise auf eine anschließende Abkühlung in den Metapeliten deuten auf einen im Uhrzeigersinn verlaufenden  $P$ - $T$ -Pfad, der seine Ursache sehr wahrscheinlich in einem krustenverdickenden Kollisionsereignis hat.

### 3.8 Panafrikanischer Magmatismus in Gebieten mit UHT-Metamorphose

Die räumliche Assoziation von UHT-Metapeliten mit großen Mengen an granitoiden Alkalifeldspat-Augengneisen ist ein auffälliges Phänomen in den Labwor Hills (Abb. 3.2c). Die Augengneise treten ebenfalls in den nördlich gelegenen Rom Mountains und den südlich gelegenen Kamalinga Hills auf (Abb. 3.2b). Es handelt sich bei diesen Gneisen um metamorph überprägte Charnockite, die in der rekristallisierten Matrix Orthopyroxen mit einer spät gebildeten Granat-Klinopyroxen-Quarz-Korona enthalten. Dieses deutet auf eine nahezu

isobare Abkühlung nach den höchsten Metamorphosebedingungen oder der magmatischen Kristallisation hin. Diese Textur ist ähnlich den Texturen in assoziierten Metabasiten in den die Augengneise umgebenden Gesteinen. Weiterhin enthält Orthopyroxen lokal in der (001)-Ebene liegende breite Entmischungslamellen von Klinopyroxen, die auf invertierten Pigeonit deuten (Abb. 3.10b). Texturell ist es nicht zu entscheiden, ob die Inversion von Pigeonit vor oder nach der metamorphen Rekristallisation stattfand. In jedem Fall deutet invertierter Pigeonit mit einem  $X_{Mg} \leq 0.34$  auf Minimumtemperaturen von mehr als  $950^\circ\text{C}$  entweder während des magmatischen Stadiums oder während der nachfolgenden metamorphen Phase hin. Zusammen mit den spät gebildeten Grt-Cpx-Qtz-Koronen um Orthopyroxen erscheint es wahrscheinlich, dass die Augengneise die gleichen höchsten Temperaturbedingungen und die gleiche späte  $P$ - $T$ -Entwicklung wie die umgebenden UHT-Granulite erlebten.

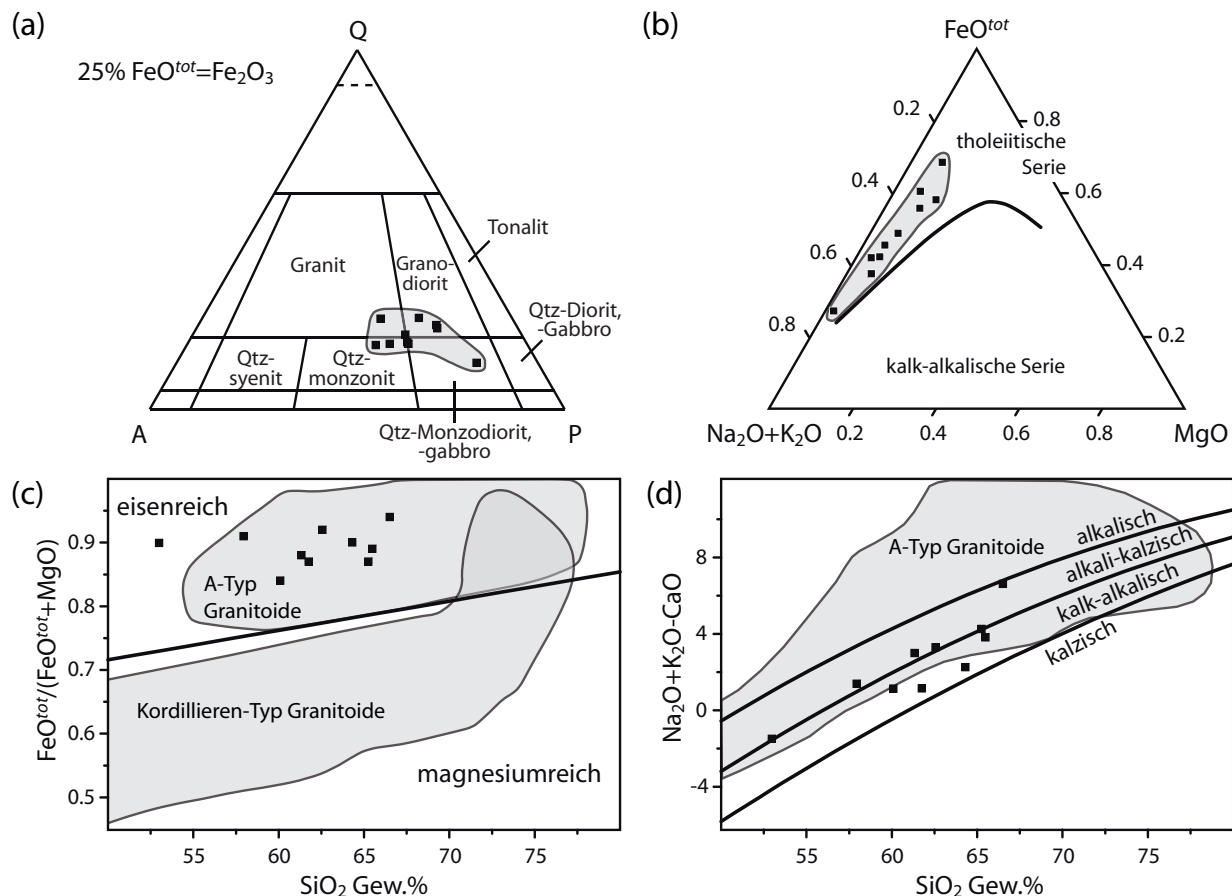
Um herauszufinden, ob die Ausgangsschmelzen der späteren granitoiden Alkalifeldspataugengneise die Wärme für die UHT-Bedingungen in den umgebenden Gesteinen lieferten, werden präzise radiometrische Altersdaten benötigt. Die Geochemie der Schmelzen könnte Informationen über das geodynamische Regime der Schmelzbildung und im Falle einer syntektonischen Schmelzbildung auch über das Regime der UHT-Metamorphose liefern.

### 3.8.1 Geochemie der granitoiden Alkalifeldspataugengneise

Zehn granitoide Alkalifeldspataugengneise der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills wurden hinsichtlich ihrer Hauptelemente (RFA) und ihrer Spurenelementgehalte (ICP-MS) untersucht.

Alle Proben sind intermediär bis sauer in ihrer Zusammensetzung ( $\text{SiO}_2 \approx 58\text{--}66.5$  Gew.%). Sie sind durch einen hohen Anteil an Alkalien ( $\text{Na}_2\text{O} \approx 2.8\text{--}4.2$  Gew.%;  $\text{K}_2\text{O} \approx 1.5\text{--}5.4$  Gew.%; Tab. 3.7) gekennzeichnet. Werden die über die CIPW-Norm errechneten Volumenanteile der Minerale Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat im oberen Teil des Streckeisendiagrammes (Q-A-P) dargestellt, so liegen die Proben (bis auf eine Ausnahme) in den Feldern für Quarzmonzonit, Granodiorit und Granit (Abb. 3.17a). Der Einfachheit halber werden sie im Weiteren als Granitoide bezeichnet. Im Alkalien-Eisen-Magnesium-Dreieck ( $[\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] - \text{FeO}^{\text{tot}} - \text{MgO}$ ; AFM) zeigen die Proben einen linearen Trend innerhalb der Tholeiitserie an (Abb. 3.17b; nach Kuno, 1968).

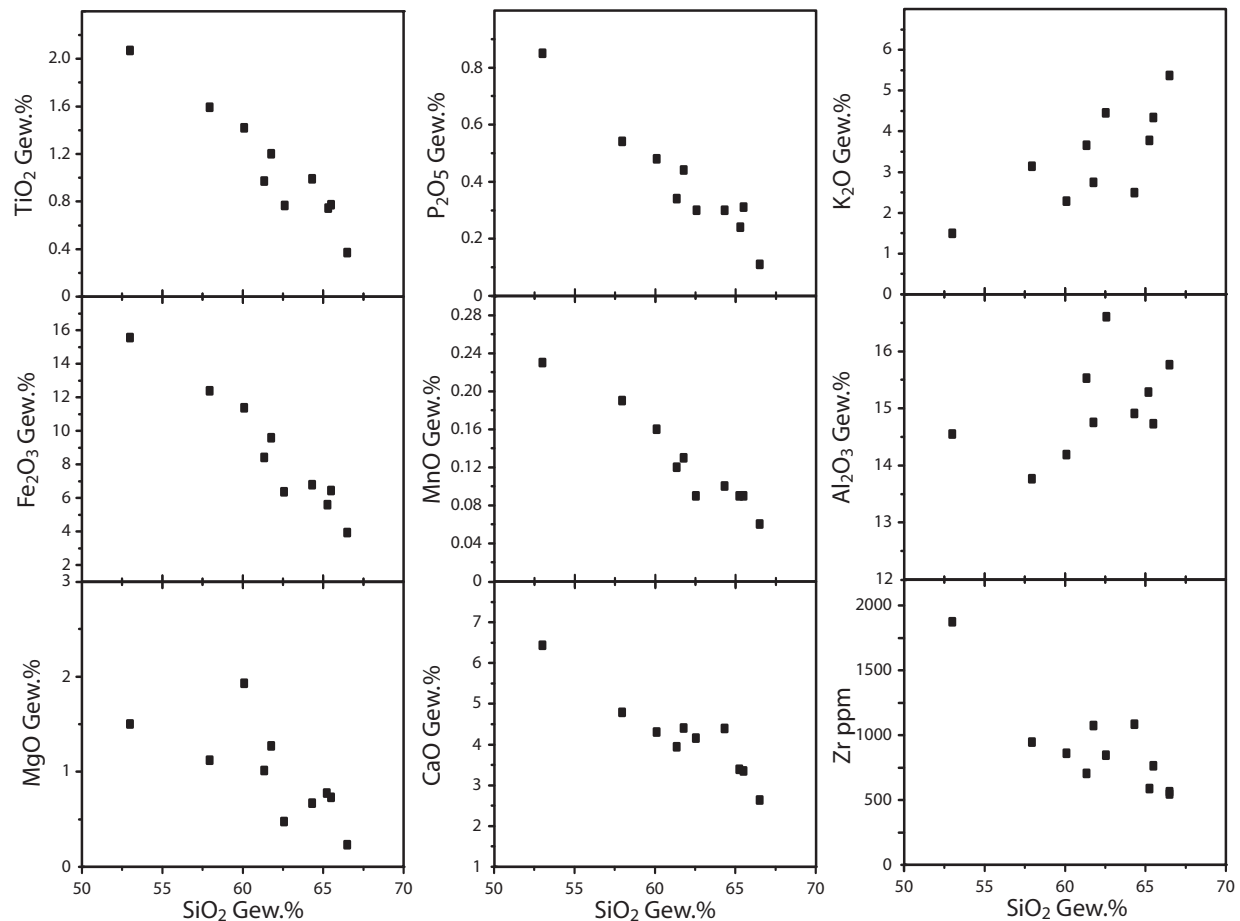
Der  $\text{Fe}^*$ -Wert ( $\text{Fe}^* = 100\text{FeO}^{\text{tot}} / [\text{MgO} + \text{FeO}^{\text{tot}}]$ ) als Indikator für Differentiation ist hoch (0.84–0.94) und klassifiziert damit die Augengneise als eisenreiche Granitoide (Abb. 3.17c; Frost *et al.*, 2001). Der modifizierte Alkali-Calcium-Index (MALI;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ ) deutet auf einen kalk-alkalischen bis alkali-kalzischen Charakter (Abb. 3.17d; Frost *et al.*, 2001). Des Weiteren sind die Proben metalumisch mit einem Aluminiumsättigungsindex (ASI) von 0.81 bis 0.98. Durch die Definition des ASI als molekulares Verhältnis von  $\text{Al} / [\text{Ca} - 1.67\text{P} + \text{Na} + \text{K}]$  (Shand, 1943; Frost *et al.*, 2001) wird ebenfalls das Auftreten von Apatit in den Gesteinen berücksichtigt. Der maximale normative Korundgehalt beträgt 0.21 Gew. % (CIPW-Norm). Die nahezu vollständige Abwesenheit normativen Korunds, der ASI, MALI und  $\text{Fe}^*$ -Wert klassifizieren die Augengneise als einen *A-Typ*-Granit, wenn die Klassifikation nach Frost *et al.* (2001) angewandt wird.



**Abbildung 3.17:** Geochemische Charakterisierung der granitoiden Alkalifeldspat-Augengneise. (a) Die über die CIPW-Norm ermittelten Volumenanteile für Quarz, Plagioklas und Alkalifeldspat am Gesteinsaufbau klassifizieren die Augengneise (bis auf eine Ausnahme) als Granodiorit, Qtz-Monzonit und Granit. (b) Die Augengneise formen im AFM-Diagramm einen Trend innerhalb der tholeiitischen Serie (Kuno, 1968). (c) Die Proben sind eisenreich und (d) kalk-alkalisch bis alkali-kalzisch (Frost *et al.*, 2001).

Harker-Diagramme, hilfreich um Differentiationsprozesse zu erkennen, zeigen für die untersuchten Gesteine lineare Trends mit einer negativen Korrelation zwischen  $SiO_2$  und  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$ ,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $Zr$  und einer positiven Korrelation zwischen  $SiO_2$  und  $K_2O$  und  $Al_2O_3$  (Abb. 3.18).

Bezüglich der Spurenelementgehalte sind die Augengneise sehr reich an  $Zr$  (545–1870 ppm) und  $Ba$  (806–2200 ppm). Die Seltenerdelement- ( $SEE$ ) wie auch die  $Zr$ -Gehalte zeigen eine negative Korrelation mit dem Siliziumgehalt. Proben mit dem geringsten  $SiO_2$ -Gehalt enthalten ungefähr dreimal soviel  $SEE$  ( $\Sigma SEE=395$  ppm) wie  $SiO_2$ -reichere Proben ( $\Sigma SEE=132$  ppm). Die  $SEE$ -Muster (normalisiert auf primordialen Mantel [PRIMA]; McDonough & Sun, 1995) sehen für alle Proben ähnlich aus und sind durch eine Anreicherung der leichten  $SEE$  gegenüber den schweren  $SEE$  ( $[La/Lu]_N=4-9$ ; Abb. 3.19a) gekennzeichnet. Auffällig sind die Anomalien für  $Eu$  und ein Anstieg der beiden schwers-



**Abbildung 3.18:** Harker-Diagramme für die Augengneise zeigen negative Korrelationen zwischen  $SiO_2$  und  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $P_2O_5$ ,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $Zr$  und positive Korrelationen zwischen  $SiO_2$  und  $K_2O$ ,  $Al_2O_3$ .

ten *SEE* *Yb* und *Lu* (Abb. 3.19a). Einige der Proben zeigen eine positive *Eu*-Anomalie ( $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{Sm_N \cdot Gd_N} = 1.1-1.9$ ), während bei anderen eine schwach negative (0.7–0.9) Anomalie ausgebildet ist. Eine mögliche Erklärung für die beobachteten Anomalien könnte die Fraktionierung und Akkumulation von Alkalifeldspat sein.

Aufgrund einer fehlenden starken Verarmung der schweren *SEE* erscheint es wahrscheinlich, dass Granat nicht Teil des Ausgangsgesteins für die Schmelze war. In einigen Proben folgt dem Abnehmen der schweren *SEE*-Verhältnisse bis zu dem Element *Tm* ein Anstieg des Verhältnisses für die Elemente *Yb* und *Lu* (Abb. 3.19a). Dieses Verhalten könnte der Einfluss des hohen Zirkongehaltes in den Gesteinen sein. Zirkon hat große Verteilungskoeffizienten zwischen Mineral und Schmelze dioritischer bis granitischer Zusammensetzung für diese beiden Elemente (Bea *et al.*, 1984; Fujimaki, 1986).

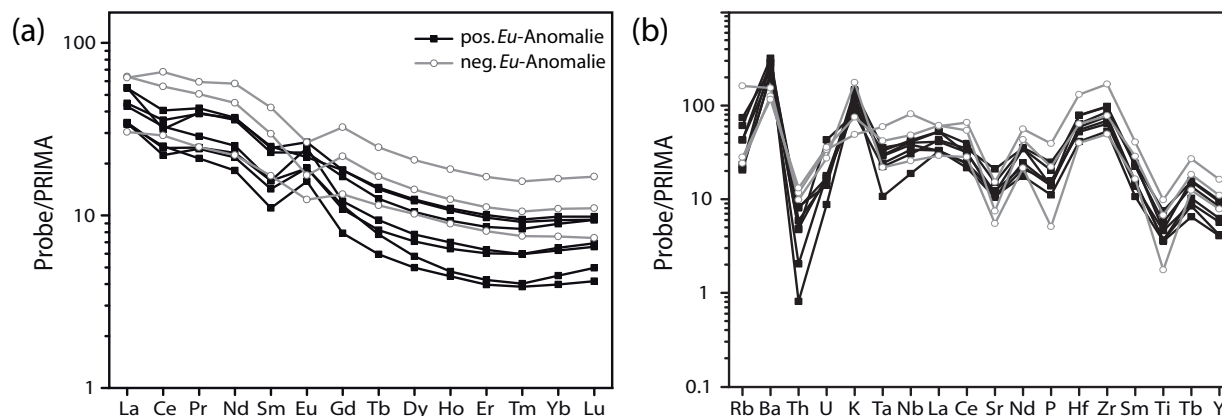
Die hohen *Zr*- und *Hf*-Gehalte (Tab. 3.7, Abb. 3.19b) sind durch den hohen modalen Anteil der Gesteine an Zirkon zu erklären, welcher möglicherweise auch einen Anreicherungseffekt auf die schweren *SEE* *Yb* und *Lu* hat (Abb. 3.19a; Rubatto, 2002).

### 108 3. Panafrikanische UHT-Metamorphose und Magmatismus in Ostuganda

**Tabelle 3.7:** Geochemische Analysen der granitoiden Alkalifeldspat-Augengneise aus den Labwor Hills (LH), Rom Mountains (RM) und Kamalinga Hills (KH). Die mit der RFA bestimmten Hauptelementgehalte sind in Gew.%, die mit der ICP-MS bestimmten Spurenelementgehalte in ppm.  $Fe^* = 100FeO^{tot} / [MgO + FeO^{tot}]$ , Gew.-%-Verhältnis;  $M = (Na + K + 2Ca) / (Al \cdot Si)$ , Kationenverhältnis.

Probe Gebiet	3-1-05 LH	4-3-05 LH	11-1-05 LH	13-3-05 LH	27-1-05 LH	30-1-05 LH	34-1-05 LH	51-1-05 LH	66-8-05 RM	84-1-05 KH
<i>SiO<sub>2</sub></i>	61.77	65.49	57.95	61.34	62.57	60.09	65.26	53.00	66.51	64.32
<i>TiO<sub>2</sub></i>	1.20	0.77	1.59	0.97	0.77	1.42	0.75	2.07	0.37	0.99
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	14.75	14.73	13.76	15.53	16.60	14.19	15.28	14.55	15.76	14.91
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	9.57	6.43	12.39	8.41	6.39	11.37	5.62	15.54	3.94	6.79
<i>MgO</i>	1.27	0.73	1.12	1.01	0.47	1.93	0.77	1.50	0.23	0.67
<i>MnO</i>	0.13	0.09	0.19	0.12	0.09	0.16	0.09	0.23	0.06	0.10
<i>CaO</i>	4.40	3.35	4.79	3.94	4.16	4.30	3.38	6.43	2.63	4.39
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	2.81	2.83	3.04	3.28	3.01	3.15	3.87	3.44	3.87	4.15
<i>K<sub>2</sub>O</i>	2.74	4.33	3.14	3.65	4.45	2.28	3.76	1.49	5.37	2.49
<i>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></i>	0.44	0.31	0.54	0.34	0.30	0.48	0.24	0.85	0.11	0.30
LOI	0.00	0.03	0.74	0.25	0.00	0.00	0.11	0.00	0.39	0.00
Total	99.08	99.09	99.25	98.84	98.81	99.37	99.13	99.1	99.24	99.11
Fe*	87	89	91	88	92	84	87	90	94	90
M	1.75	1.66	2.17	1.79	1.74	1.85	1.74	2.48	1.71	1.91
<i>Li</i>	14.6	9.45	9.24	9.35	17.6	22.4	4.84	15.7	19.0	7.23
<i>Sc</i>	17.0	12.7	27.9	17.4	9.31	26.1	5.70	32.7	4.91	11.6
<i>V</i>	57.9	23.6	40.1	45.4	21.9	91.0	36.4	62.2	9.74	40.8
<i>Cr</i>	23.6	10.6	6.36	13.2	6.07	35.9	4.96	14.4	3.13	3.98
<i>Co</i>	12.9	7.73	15.7	10.0	5.58	17.3	8.11	17.7	1.94	7.17
<i>Ni</i>	12.7	8.04	2.89	9.04	2.70	19.4	3.88	7.52	1.04	1.34
<i>Cu</i>	19.9	15.5	15.2	19.5	9.90	22.2	7.80	23.7	4.75	11.4
<i>Zn</i>	155	108	184	138	110	209	80.9	294	60.6	128
<i>Ga</i>	26.6	24.5	26.4	28.2	30.1	27.6	22.0	29.6	31.4	26.4
<i>Rb</i>	12.9	47.0	27.0	27.1	38.6	17.7	14.8	15.2	102	13.4
<i>Sr</i>	246	222	315	217	257	156	226	317	114	439
<i>Y</i>	37.5	18.6	42.4	25.7	28.1	49.4	18.3	73.3	35.4	43.8
<i>Zr</i>	1071	762	943	704	841	857	587	1871	545	1084
<i>Nb</i>	29.5	27.7	28.3	26.4	23.3	33.4	13.0	56.2	17.7	21.0
<i>Mo</i>	2.04	0.829	1.94	2.47	1.18	2.07	0.872	3.49	2.15	2.67
<i>Cd</i>	0.220	0.176	0.299	0.221	0.204	0.338	0.111	0.482	0.201	0.241
<i>Sn</i>	0.126	0.286	0.160	0.083	0.140	0.244	0.238	0.155	0.307	0.365
<i>Sb</i>	0.010	0.015	0.007	0.008	0.008	0.016	0.016	0.013	0.007	0.028
<i>Cs</i>	0.041	0.103	0.051	0.054	0.122	0.116	0.006	0.026	0.357	0.021
<i>Ba</i>	1464	1697	1997	1468	2230	806	1970	874	1071	1437
<i>La</i>	35.9	28.0	35.8	22.4	22.6	41.6	22.0	41.1	19.90	29.2
<i>Ce</i>	54.0	55.8	69.1	38.1	41.9	95.2	43.0	116	49.6	60.9
<i>Pr</i>	10.2	7.41	10.8	6.27	6.38	13.0	5.51	15.3	6.41	10.0
<i>Nd</i>	45.3	32.1	46.7	27.5	29.2	56.8	23.1	73.6	28.3	46.3
<i>Sm</i>	9.52	6.54	10.1	5.86	6.54	12.2	4.54	17.4	6.97	10.3
<i>Eu</i>	3.59	2.91	4.12	2.92	3.81	2.65	2.44	4.11	1.92	3.37
<i>Gd</i>	9.17	6.20	9.99	5.93	6.60	12.0	4.31	17.7	7.24	9.98
<i>Tb</i>	1.25	0.776	1.42	0.823	0.940	1.68	0.595	2.48	1.15	1.45
<i>Dy</i>	7.12	3.93	8.26	4.80	5.27	9.58	3.38	14.2	6.92	8.41
<i>Ho</i>	1.41	0.717	1.62	0.970	1.06	1.88	0.673	2.81	1.36	1.66
<i>Er</i>	3.81	1.87	4.31	2.68	2.80	4.96	1.76	7.41	3.60	4.47
<i>Tm</i>	0.572	0.275	0.627	0.410	0.408	0.721	0.265	1.08	0.519	0.649
<i>Yb</i>	3.95	1.97	4.14	2.87	2.77	4.81	1.76	7.20	3.34	4.34
<i>Lu</i>	0.639	0.337	0.640	0.468	0.446	0.746	0.282	1.14	0.503	0.668
<i>Hf</i>	23.3	16.3	19.0	15.6	17.6	18.9	12.3	39.0	11.8	23.5
<i>Ta</i>	1.28	1.38	1.15	1.13	0.936	1.63	0.416	2.31	0.850	0.864
<i>W</i>	0.231	0.420	0.338	0.257	0.215	0.667	0.090	0.713	0.339	0.206
<i>Tl</i>	0.192	0.364	0.229	0.287	0.314	0.203	0.180	0.097	0.839	0.158
<i>Pb</i>	13.2	18.1	11.1	13.3	13.9	14.2	9.68	9.70	14.0	10.3
<i>Th</i>	0.407	0.693	0.668	0.169	0.492	1.10	0.068	0.976	0.819	0.393
<i>U</i>	0.370	0.299	0.360	0.381	0.334	0.761	0.186	0.722	0.583	0.918



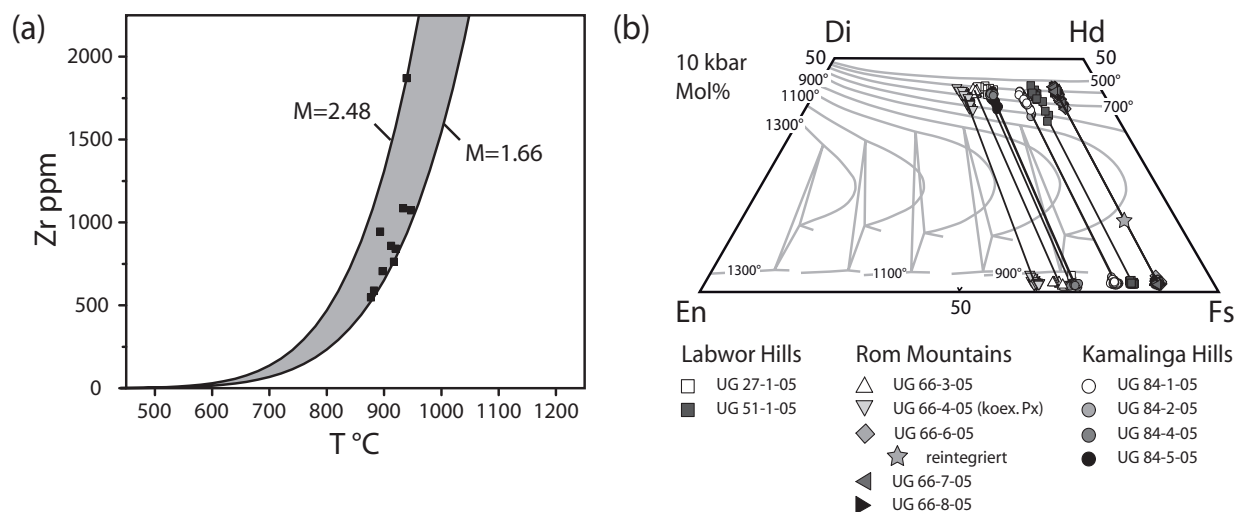


**Abbildung 3.19:** Geochemische Charakterisierung der granitoiden Alkalifeldspat-Augengneise. (a) PRIMA-normalisierte *SEE*-Muster. (b) PRIMA-normalisiertes Multielementdiagramm. Normalisierungen nach McDonough & Sun (1995).

Die Elemente Niob und Tantal werden in die Minerale Rutil und Ilmenit eingebaut. Wenn diese Phasen in dem Ausgangsgestein für die Schmelze vorhanden waren, so wird die Schmelze durch negative Anomalien für diese Elemente charakterisiert sein. Dieses wäre typisch für Schmelzen, die im Zusammenhang mit Subduktionszonenprozessen stehen (Kelemen *et al.*, 2004). Das Fehlen eines *Nb-Ta*-Trogs (Abb. 3.19b) lässt einen subduktionszonenbezogenen Prozess für die Bildung der Ausgangsschmelzen unwahrscheinlich erscheinen. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die mit den UHT-Granuliten assoziierten Alkalifeldspat-Augengneise deformierte *A-Typ*-Granitoide mit eisenreichen, metalumischen und kalk-alkalischen bis alkali-kalzischen Charakter sind. Sie repräsentieren wahrscheinlich Differentiate einer basischen Schmelze. Die Granitoide intrudierten entweder vor oder während des UHT-Metamorphoseereignisses, da sie mit diesen gemeinsam deformiert wurden. Dieses wird unter anderem an der gleichen Schieferungsrichtung der Augengneise und umgebenden Gesteine erkennbar (Williams, 1966).

### 3.8.2 Thermometrie der granitoiden Alkalifeldspat-Augengneise

Die in Ostuganda auftretenden Alkalifeldspat-Augengneise fallen durch ihren hohen modalen Anteil an Zirkon und damit auch an *Zr* auf (Tab. 3.7). Wenn gesichert ist, dass (1) aller Zirkon komagmatisch und (2) kein ererbter Zirkon vom Ausgangsgestein der granitoiden Schmelzen vorhanden ist, dann eignen sich die Augengneise zur Bestimmung der Schmelztemperatur der granitoiden Gesteine mittels der *Zr*-Sättigungsthermometrie. Die *Zr*-Sättigungsthermometrie (Watson & Harrison, 1983) liefert eine einfache und robuste Möglichkeit der Berechnung der Temperatur ehemaliger Schmelzen. Diese Temperatur ist normalerweise nur schwer zu bestimmen, da (1) Mineralpaare mit temperatursensitivem Elementaustauschverhalten selten sind und (2) zwischen diesen Mineralen Reäquilibration während der Abkühlung stattfinden kann (Miller *et al.*, 2003).



**Abbildung 3.20:** Thermometrie der granitoiden Alkalifeldspat-Augengneise. (a) Zr-Sättigungsthermometrie deutet auf Minimumschmelztemperaturen von 880–950 °C (Watson & Harrison, 1983).  $M$  repräsentiert die Zusammensetzung des Gesteins in Bezug auf  $Na$ ,  $K$ ,  $Ca$ ,  $Al$  und  $Si$ . (b) Pyroxentrapez mit den Zusammensetzungen invertierten Pgt, welche auf Minimumtemperaturen von 975 °C bei einem Druck von 10 kbar deuten (Lindsley, 1983). Der Stern für Probe UG 66-6-05 ist das Ergebnis der Reintegration der Zusammensetzungen von Opx und Cpx und entspricht der Zusammensetzung von Pgt.

Zur Bestimmung der Schmelztemperatur in °C wurde folgende Gleichung benutzt:  $T_{Zr} = 12900 / (2.95 + 0.85M + \ln[496000 / Zr_{Schmelze}]) - 273.15$ , mit  $M$  als Zusammensetzungsparameter, der die Zr-Löslichkeit in der Schmelze berücksichtigt ( $M = [Na + K + 2Ca] / [Al \cdot Si]$ , Summe der Kationen auf 1 normalisiert). Die Anwendung der experimentell bestimmten Kalibration von Watson & Harrison (1983) an den analysierten Augengneisen liefert Temperaturen von rund 880 bis 950 °C (Abb. 3.20a). Diese Temperaturen sind als Minimumtemperaturen anzusehen, wenn die Schmelzen nicht an Zr gesättigt waren. Hinweise auf ererbten älteren Zirkon wurden nicht gefunden. Im Gegenteil, alle U–Pb-Zirkonalter deuten auf einen komagmatischen Ursprung (siehe 3.9.2).

Neben dem hohen Modalanteil an Zirkon sind die Augengneise durch das Auftreten von invertiertem Pigeonit gekennzeichnet. Die graphische Auswertung der Zusammensetzung von invertiertem Pigeonit zur Temperaturbestimmung (Lindsley, 1983) liefert für Augengneise der Labwor Hills und Kamalinga Hills eine Minimumtemperatur von ca. 920 °C und für die Augengneise der Rom Mountains eine Minimumtemperatur von ca. 975 °C, wenn ein Druck von 10 kbar angenommen wird (Abb. 3.20b, Tab. 3.8). In dem Fall einer Probe der Rom Mountains (UG 66-6-05) war es möglich, die ursprüngliche Zusammensetzung des Pigeonits über die Reintegration der Zusammensetzungen von Orthopyroxen und Klinopyroxenlamellen zu ermitteln. Das Ergebnis (Stern in Abb. 3.20b) stimmt sehr gut mit der Lage von Pigeonit im Pyroxentrapez überein.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass die Zr-Sättigungsthermometrie und die Pyroxenthermometrie sehr ähnliche Minimumtemperaturwerte liefern, die höher als 900 °C sind.

**Tabelle 3.8:** Gemittelte Zusammensetzungen von Ortho- und Klinopyroxen, die invertierten Pigeonit in den Augengneisen der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills darstellen. Endgliedberechnung und Temperaturbestimmung für einen Druck von 10 kbar nach Lindsley (1983).

Probe	Orthopyroxen				Klinopyroxen				$T_{min}$ [°C]
	$X_{Mg}$	$X_{Fs}$	$X_{Wo}$	$X_{En}$	$X_{Mg}$	$X_{Fs}$	$X_{Wo}$	$X_{En}$	
<b>Labwor Hills</b>									
UG 27-1-05	0.280	0.710	0.016	0.274	0.407	0.336	0.434	0.230	920
UG 51-1-05	0.166	0.806	0.038	0.155	0.243	0.440	0.419	0.141	850
<b>Rom Mountains</b>									
UG 66-3-05	0.303	0.686	0.018	0.296	0.445	0.316	0.430	0.254	940
UG 66-4-05	0.352	0.636	0.020	0.344	0.479	0.305	0.416	0.280	975
UG 66-6-05	0.109	0.872	0.024	0.104	0.169	0.477	0.426	0.097	850
UG 66-7-05	0.114	0.873	0.018	0.109	0.172	0.475	0.426	0.099	850
UG 66-8-05	0.113	0.869	0.023	0.108	0.169	0.479	0.424	0.097	850
<b>Kamalinga Hills</b>									
UG 84-1-05	0.198	0.792	0.018	0.190	0.286	0.418	0.414	0.168	850
UG 84-2-05	0.200	0.779	0.031	0.190	0.286	0.419	0.413	0.168	850
UG 84-4-05	0.275	0.717	0.014	0.269	0.390	0.352	0.424	0.225	920
UG 84-5-05	0.274	0.714	0.017	0.269	0.386	0.359	0.415	0.226	920

Im Falle der *Zr*-Sättigungsthermometrie spiegeln diese Temperaturen das magmatische Stadium der Gesteine wider, während im Falle der Pyroxenthermometrie die Temperatur entweder ebenfalls die magmatische Kristallisation oder aber die metamorphe Rekristallisation repräsentiert. Die für die Augengneise abgeleiteten Temperaturen sind ähnlich denen, die für die UHT-Metapelite der Labwor Hills ermittelt wurden (Abb. 3.15).

## 3.9 Geochronologie

### 3.9.1 Monazitchemie und chemische Altersbestimmung

Für ein besseres Verständnis orogener Prozesse ist die Datierung metamorph gewachsener Minerale erforderlich. Die chemische *Th-U*-gesamt *Pb*-Datierung von Monazit mit der Elektronenstrahlröntgenmikrosonde ist nicht so präzise wie isotopische Analysemethoden, bietet jedoch den großen Vorteil, einzelne Körner hochauflösend ( $<5\mu m$ ) zu analysieren. Weiterhin erlaubt sie es, Monazitkörner im ursprünglichen Mineralverbund in unterschiedlichem textuellen Kontext (z. B. Einschluss *vs.* Matrix) zu studieren. Dieses erlaubt wiederum, Alter mit metamorphen Texturen zu korrelieren und somit die Rekonstruktion von *P-T-t*-Pfadern (Foster & Parrish, 2003).

Monazit aus sechs Metapeliten aus dem gesamten östlichen Teil Ugandas mit UHT- (Labwor Hills) und granulitfaziellen Paragenesen (Kalapata-Gebiet, Karasuk-Gruppe) wurde chemisch mit der Elektronenstrahlröntgenmikrosonde datiert. Das Alter des Monazits wurde sowohl über den gewichteten Mittelwert (WA), als auch über die chemische Isochronenmethode (CHIME; Suzuki & Adachi, 1991) bestimmt. Die Isochronenmethode berücksichtigt im Gegensatz zur Berechnung des Alters über den gewichteten Mittelwert den Einbau initialen Bleis. Aus diesem Grund ergibt sich ein Unterschied in den beiden Altern, welcher in der Größenordnung von <25 Ma bis 50 Ma liegen kann. Eine der Proben (Karasuk-Gruppe) ließ sich aufgrund der sehr homogenen chemischen Zusammensetzung nicht mit der Isochronenmethode auswerten. Für Monazit solcher Chemie schlagen Cocherie *et al.* (2005) den gewichteten Mittelwert zur Altersbestimmung vor.

Die Unterteilung der scheinbaren Alter der Einzelanalysen in verschiedene Alterspopulationen erfolgte anhand der Häufigkeitsverteilung der scheinbaren Alter im Histogramm. Zur Auswertung einzelner Populationen wurden nur Analysen benutzt, die maximal 50 Ma vom Maximum der Alterspopulation im Histogramm entfernt lagen. Eine gemeinsame Auswertung mehrerer Populationen würde in einem inakzeptablen initialen Bleigehalt resultieren (großer positiver Schnittpunkt der Isochrone mit der  $y$ -Achse im  $PbO$  vs.  $ThO_2^*$ -Diagramm).

Alle hier untersuchten Monazitkörner zeigen eine Anreicherung in den leichten *SEE* gegenüber den schweren *SEE* (Tab. 3.9), welches laut Zhu & O’Nions (1999) auf Monazitwachstum in Gegenwart von Granat deutet. Weiterhin ist die große Streuung der scheinbaren Alter von mesoproterozoisch (1200 Ma) bis neoproterozoisch (600 Ma) auffällig. Die einzige Ausnahme bildet hier Monazit aus einem Grt-Ky-Gneis der Karasuk-Gruppe aus der Stadt Moroto (UG 81-05), in der nur neoproterozoische Einzelalter gefunden wurden. Im Folgenden werden die einzelnen analysierten Proben beschrieben und die resultierenden chemischen Monazitalter angegeben.

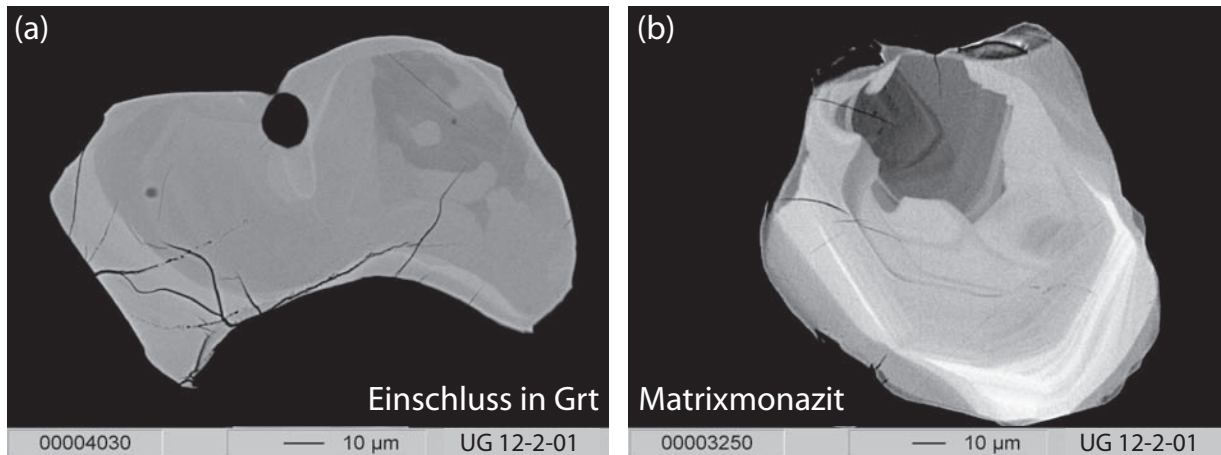
### UHT-Metapelite der Labwor Hills

**UG 12-2-01** Der UHT-Metapelit mit einer prograden Spl-Qtz-Paragenese enthält Granatporphyroblasten mit Einschlüssen von gerundeten Biotitkörnern und Sillimanitnadeln (Abb. 3.6a; Paragenese Nr. IV, siehe Tab. 3.1). Monazit tritt sowohl als Einschluss in prograden Granat als auch als Matrixphase auf. Monazit lässt sich nicht nur texturell in zwei Gruppen unterteilen, auch chemisch sind deutliche Unterschiede erkennbar. In Rückstreuungselektronenbildern (BSE) zeigt Monazit, unabhängig ob in Granat eingeschlossen oder in der Matrix vorkommend, eine starke Variation in den Graustufen (Abb. 3.21), die einer starken chemischen Variation entspricht (z. B. im *Th*- und *U*-Gehalt). Diese sichtbare Variation ist in Matrixmonazit stärker ausgebildet als in Monaziteinschlüssen in Granat. In Diagrammen, die die Zusammensetzung von Monazit widerspiegeln (Abb. 3.22), ist zu erkennen, dass z. B. in Granat eingeschlossener Monazit weniger *Si* enthält als Matrixmonazit. Der chemische Unterschied der texturell unterschiedlich auftretenden Monazite ist auch in anderen Elementen (*Sm*, *Ca*, *La*, *Ce*, *P*) und auch in der Endgliedzusammensetzung (Brabantit, Huttonit) zu erkennen (Abb. 3.22, Tab. 3.9). Matrixmonazit hat eine

**Tabelle 3.9:** Chemische Zusammensetzung von Monazit aus drei Gebieten Ostugandas. Endgliedberechnung nach Pyle *et al.* (2001).

Gebiet	Labwor Hills					Kalapata-Gebiet				Karasuk
	12-2-01 in Grt 68	12-2-01 Matrix 147	44-4-05 190	44-4-05 232	41-5-05 15	75-2-05 22	71-1-05 233	71-1-05 149	71-1-05 182	81-7-05 17
$P_2O_5$	28.280	23.069	29.967	29.981	29.401	29.895	29.507	29.937	29.774	30.477
$SiO_2$	1.277	4.571	0.217	0.211	0.707	0.293	0.325	0.291	0.490	0.095
$CaO$	2.120	0.557	1.248	1.202	0.766	1.078	1.204	1.010	1.184	0.715
$Y_2O_3$	0.390	0.211	1.104	0.603	0.577	0.148	0.180	0.123	0.132	0.102
$La_2O_3$	10.623	8.897	10.807	11.256	11.264	16.302	16.359	16.995	16.981	14.584
$Ce_2O_3$	25.129	23.502	25.878	26.641	27.996	29.926	30.125	30.775	30.071	30.063
$Pr_2O_3$	3.002	3.009	3.192	3.328	3.577	3.060	2.983	3.056	2.992	3.442
$Nd_2O_3$	12.407	13.343	14.723	15.062	15.456	12.013	11.122	11.225	10.896	14.239
$Sm_2O_3$	2.147	1.944	3.031	2.997	2.733	1.329	1.199	1.140	1.259	2.098
$Eu_2O_3$	b.d.l.	0.047	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.048	b.d.l.	0.170	0.071
$Gd_2O_3$	1.135	0.939	2.472	2.183	1.820	0.478	0.494	0.437	0.530	0.821
$Dy_2O_3$	0.088	0.062	0.404	0.196	0.161	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
$Er_2O_3$	b.d.l.	b.d.l.	0.009	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.
$PbO$	0.383	0.524	0.220	0.186	0.219	0.144	0.849	0.142	0.194	0.135
$ThO_2$	13.079	19.255	5.824	5.538	5.306	5.197	4.893	4.631	6.101	3.002
$UO_2$	0.029	b.d.l.	0.175	0.202	0.580	0.030	0.563	0.221	0.133	0.384
$Al_2O_3$	0.003	0.001	0.003	b.d.l.	0.018	b.d.l.	0.014	0.009	0.008	0.001
Summe	100.092	99.931	99.274	99.586	100.581	99.893	99.865	99.992	100.915	100.229
P	0.9506	0.8156	0.9980	0.9975	0.9769	0.9922	0.9860	0.9922	0.9822	1.0046
Si	0.0507	0.1909	0.0085	0.0083	0.0277	0.0115	0.0128	0.0114	0.0191	0.0037
Ca	0.0902	0.0249	0.0526	0.0506	0.0322	0.0453	0.0509	0.0424	0.0494	0.0298
Y	0.0082	0.0047	0.0231	0.0126	0.0120	0.0031	0.0038	0.0026	0.0027	0.0021
La	0.1556	0.1370	0.1568	0.1632	0.1630	0.2357	0.2382	0.2454	0.2440	0.2094
Ce	0.3653	0.3593	0.3727	0.3833	0.4022	0.4295	0.4353	0.4411	0.4290	0.4285
Pr	0.0434	0.0458	0.0457	0.0476	0.0511	0.0437	0.0429	0.0436	0.0425	0.0488
Nd	0.1759	0.1990	0.2068	0.2114	0.2166	0.1682	0.1568	0.1569	0.1516	0.1980
Sm	0.0294	0.0280	0.0411	0.0406	0.0370	0.0180	0.0163	0.0154	0.0169	0.0281
Eu	—	0.0007	—	—	—	—	0.0007	—	0.0023	0.0009
Gd	0.0149	0.0130	0.0322	0.0284	0.0237	0.0062	0.0065	0.0057	0.0068	0.0106
Dy	0.0011	0.0008	0.0051	0.0025	0.0020	—	—	—	—	—
Er	—	—	0.0001	—	—	—	—	—	—	—
Pb	0.0041	0.0059	0.0023	0.0020	0.0023	0.0015	0.0090	0.0015	0.0020	0.0014
Th	0.1182	0.1830	0.0521	0.0495	0.0474	0.0464	0.0439	0.0413	0.0541	0.0266
U	0.0003	—	0.0015	0.0018	0.0051	0.0003	0.0049	0.0019	0.0012	0.0033
Al	0.0001	0.0001	0.0002	—	0.0008	—	0.0007	0.0004	0.0004	0.0001
Summe	2.0080	2.0087	1.9988	1.9993	2.0000	2.0017	2.0087	2.0018	2.0043	1.9959
$X_{LREE}$	0.765	0.768	0.830	0.852	0.875	0.897	0.882	0.904	0.884	0.925
$X_{HREE}$	0.016	0.014	0.038	0.031	0.026	0.006	0.006	0.006	0.007	0.011
$X_{Hut}$	0.032	0.164	0.003	0.003	0.023	0.003	0.007	0.002	0.008	0.002
$X_{Brb}$	0.179	0.050	0.106	0.102	0.065	0.091	0.101	0.085	0.099	0.060
$X_{YPO4}$	0.008	0.005	0.023	0.013	0.012	0.003	0.004	0.003	0.003	0.002
$ThO_2^*$	13.176	19.255	6.4156	6.2163	7.255	5.297	7.217	5.369	6.547	4.287
app. age	681 ± 9	638 ± 10	801 ± 21	700 ± 18	707 ± 16	637 ± 21	2622 ± 25	620 ± 20	694 ± 16	735 ± 34

Strukturformel auf der Basis von 4 Sauerstoffatomen berechnet. Das scheinbare Alter (app. age) ist in Ma mit dem 2 $\sigma$ -Fehler angegeben.  $ThO_2^*$  in Gew.%; b.d.l.: unter der Nachweisgrenze.



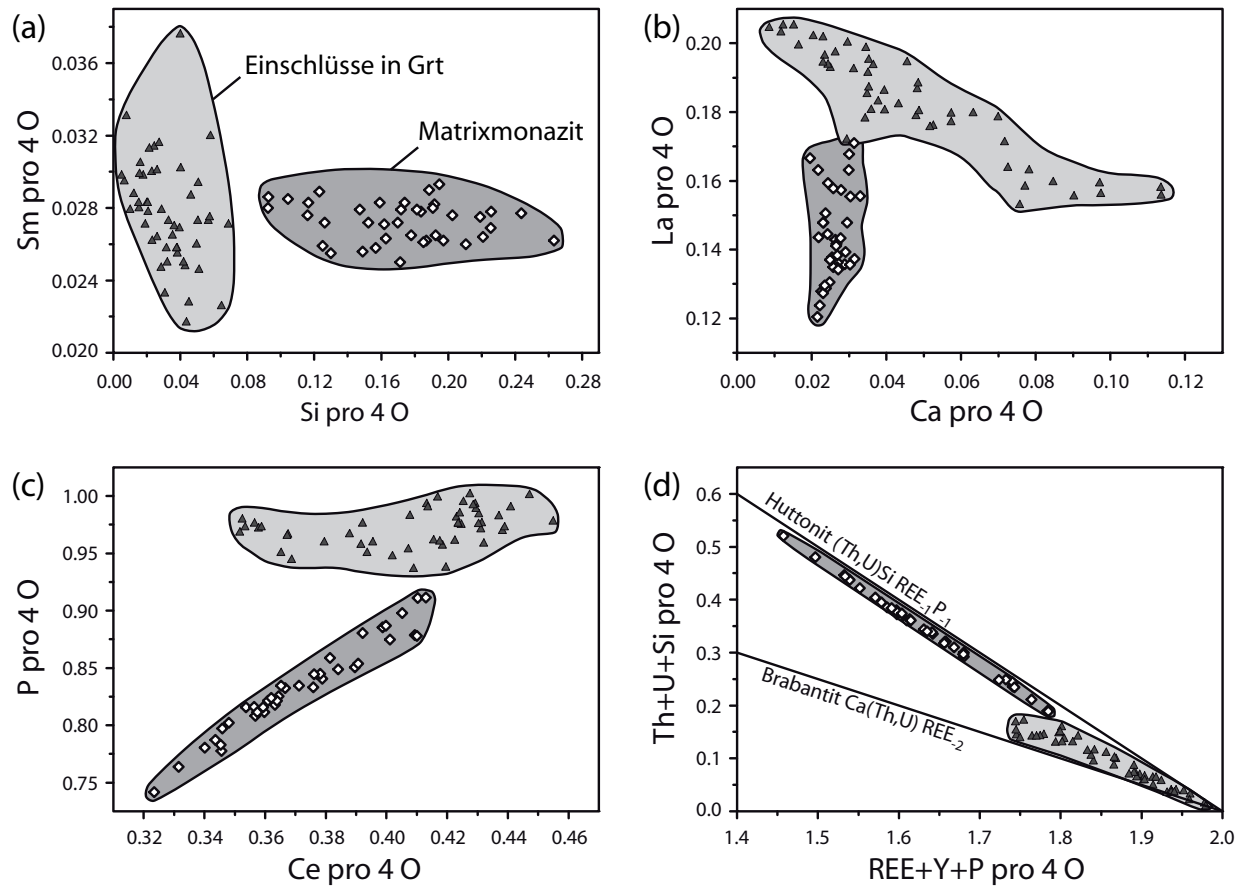
**Abbildung 3.21:** BSE-Bilder von stark zoniertem Monazit eines UHT-Metapelites (UG 12-2-01) der Labwor Hills. (a) In Granat eingeschlossener Monazit ist weniger stark zoniert als (b) Monazit, der in der Matrix des Gesteins auftritt. Dieser zeigt teilweise einen dunklen, korrodierten Kern und einen helleren Anwachsraum.

höhere Huttonitkomponente als in Granat eingeschlossener Monazit. Weiterhin ist Matrixmonazit durch einen höheren  $ThO_2^*$ -Gehalt (13–27 Gew.%) als in Granat eingeschlossener Monazit (<14 Gew.%  $ThO_2^*$ ; Abb. 3.23a) charakterisiert.

Die Unterschiede im texturellen Auftreten und der chemischen Zusammensetzung von Monazit dieses Metapelites sind starke Argumente für Monazitwachstum zu unterschiedlichen Zeiten der metamorphen Entwicklung, das heißt während unterschiedlicher Druck- und Temperaturbedingungen. Deshalb wird für beide Monazittypen ein eigenes Alter ermittelt. Für in Granat eingeschlossenen Monazit errechnet sich ein Isochronenalter von  $675 \pm 19$  Ma (N=38), für Matrixmonazit ein Alter von  $644 \pm 21$  Ma (N=29; Abb. 3.23a, b). Die WA-Alter ( $697 \pm 2$  und  $657 \pm 2$  Ma) sind 22 bzw. 13 Ma älter als die CHIME-Alter. Abhängig von der Auswertemethode ergibt sich für die beiden Monazittypen/-populationen ein Altersunterschied von 30 bis 40 Ma.

**UG 44-4-05** Monazit einer metapelitischen Probe aus dem Nordteil der Labwor Hills mit der während der höchsten Metamorphosebedingungen stabilen Paragenese aus Granat, Cordierit und Sillimanit (Paragenese VIII; Tab. 3.1, Abb. 3.4) liefert nur ein metamorphes Alter. Die Variation im  $ThO_2^*$ -Gehalt ist nur gering (4.5–8.0 Gew.%; Abb. 3.23c), wodurch das CHIME-Alter mit einem großem Fehler behaftet ist. Das Isochronenalter von  $699 \pm 32$  Ma (N=36) ist ähnlich dem WA-Alter von  $720 \pm 3$  Ma (Abb. 3.23c, d).

**UG 41-5-05** In dem östlich von den eigentlichen Labwor Hills gelegenen, laut geologischer Karte amphibolitfaziellen Einheiten (Abb. 3.2; Williams, 1966) sind Metapelite mit Spinell, Quarz und zusätzlich Granat und Sillimanit zu finden. Monazit aus diesen Gesteinen ist bezüglich der Seltenerdelemente homogen zusammengesetzt. Der  $ThO_2^*$ -Gehalt



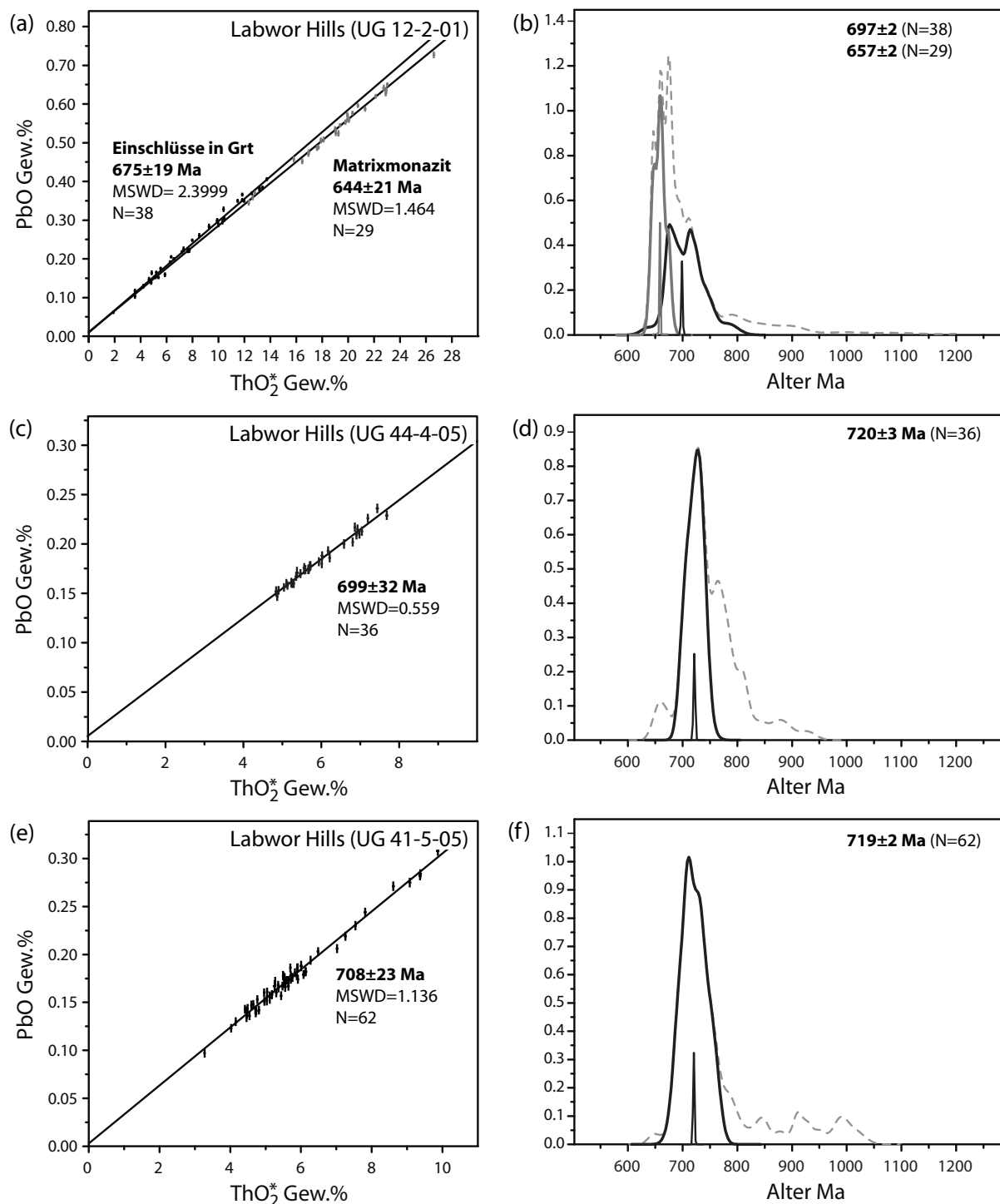
**Abbildung 3.22:** Chemische Zusammensetzungsdiagramme für in Granat eingeschlossenen Monazit (Dreiecke) und Matrixmonazit (Rauten) eines UHT-Metapelites (UG 12-2-01; Abb. 3.21) der Labwor Hills.

variiert zwischen 2.0 und 10.0 Gew.%. Einzelanalysen ergeben scheinbare Alter im Bereich von 640 bis 1050 Ma mit einem Maximum im Histogramm bei  $719 \pm 2$  Ma (WA, Abb. 3.23f). Das Isochronenalter ist mit  $708 \pm 23$  Ma ( $N=62$ , Abb. 3.23e) nur ca. 10 Ma jünger als das WA-Alter.

### Dekompressionsgranulite des Kalapata-Gebietes

**UG 75-2-05** Der migmatitische Metapelit zeigt den Abbau von Granat und Sillimanit zu Symplektiten aus hercynitischen Spinell und Cordierit. Diese neu gebildeten Phasen reagieren anschließend wieder zu Sillimanit (Abb. 3.11b, c).

Der mehr oder weniger homogen zusammengesetzte Monazit zeigt eine starke Streuung der Einzelalter von 550 bis 1250 Ma (Abb. 3.23h). Zwei Alterspopulationen panafrikanischen Alters wurden mit Hilfe des Histogramms definiert. Diese liefern WA-Alter von  $729 \pm 7$  Ma und  $652 \pm 5$  Ma. Die älteren Teile des Monazits enthalten bis zu 4.0 Gew.%  $ThO_2^*$ , die jüngeren Partien zwischen 3.0 und 7.0 Gew.%  $ThO_2^*$  (Abb. 3.23g). Die Isochronenmethode



**Abbildung 3.23:** Ergebnisse der chemischen *Th-U*-gesamt *Pb*-Datierung metapelitischen Monazits. Diagramme der linken Spalte geben das Isochronenalter (CHIME), während Diagramme der rechten Spalte ein Histogramm der scheinbaren Alter und das gewichtete Mittelwertalter (WA) zeigen. Die gestrichelte Linie repräsentiert die Summe aller Wahrscheinlichkeitsdichtefunktionen für die Einzelalter. Die durchgezogenen Kurven entsprechen der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion einzelner Alterspopulationen. Das WA-Alter wird durch die kleine Kurve repräsentiert. Analysen verschiedener Alterspopulationen sind in unterschiedlichen Grautönen gezeigt. Die Symbolgröße repräsentiert den analytischen Fehler.  $2\sigma$ -Fehler.



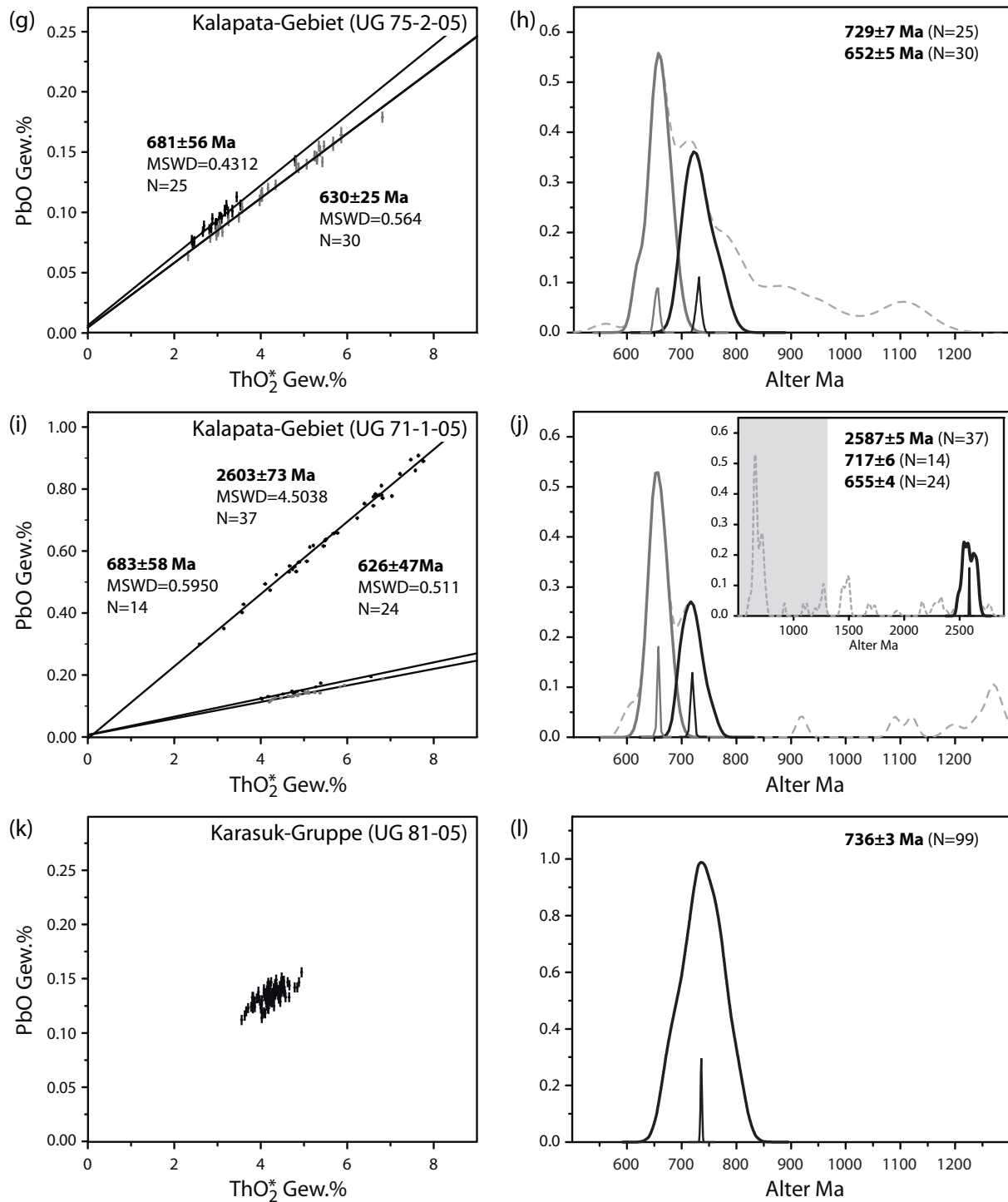


Abbildung 3.23: (fortgesetzt) Ergebnisse der chemischen *Th-U*-gesamt *Pb*-Monazitdatierung.

der Altersbestimmung liefert  $681 \pm 56$  Ma (N=25) und  $630 \pm 25$  Ma (N=30). Diese CHIME-Alter sind, zumindest für das ältere Alter, signifikant jünger als das WA-Alter, liegen aber innerhalb ihrer  $2\sigma$ -Fehler.

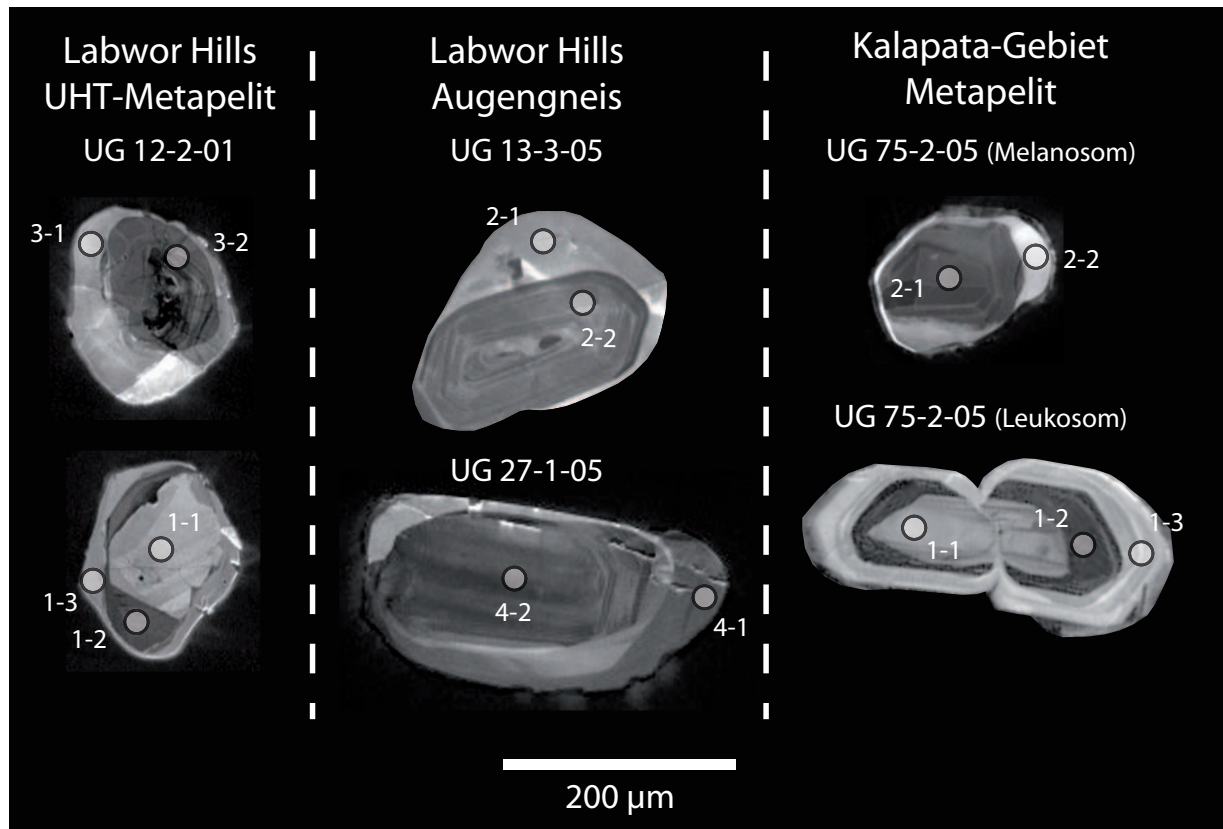
**UG 71-1-05** Der stark deformierte Quarzit mit Granat und Sillimanit enthält Monazit, der in einigen Fällen eine Kern-Rand-Textur erkennen lässt. Monazit tritt sowohl in Granat als auch in der Matrix des Gesteins auf. Kerne von Monazit liefern ein archaisches Isochronenalter von  $2603 \pm 73$  Ma (N=37) und ein ähnliches WA-Alter von  $2587 \pm 5$  Ma. Einzelalter für Randanalysen lassen sich im Histogramm in zwei Populationen aufteilen:  $717 \pm 6$  und  $655 \pm 4$  Ma (WA, Abb. 3.23j). Die WA-Alter für beide Populationen sind rund 30 Ma älter als die CHIME-Alter der entsprechenden Analysen ( $683 \pm 58$  Ma, N=14;  $626 \pm 47$  Ma, N=24; Abb. 3.23i). Viele Monazitanalysen liegen zwischen dem archaischen und den beiden panafrikanischen Altern, erkennbar an der gestrichelt dargestellten Summenkurve der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion in Abb. 3.23j. Diese Analysen wurden von der Altersbestimmung ausgeschlossen und sind nicht in Abb. 3.23i dargestellt. Der ca. 2.6 Ga alte Monazit zeigt eine stärkere Variation im  $ThO_2^*$ -Gehalt (2.5–8.0 Gew.%) als die panafrikanischen Monazite (4.0–7.0 Gew.%; Abb. 3.23i). Die geringe Variation der Zusammensetzung der panafrikanischen Monazite bedingt die großen Fehler in den CHIME-Altern.

#### **Grt-Ky-Gneise der Karasuk-Gruppe aus der Stadt Moroto**

**UG 81-4-05, UG 81-7-05** Die beiden grobkörnigen Metapelite enthalten neben Granat- und Disthenporphyroblasten Quarz, Alkalifeldspat, Rutil, Graphit und etwas Plagioklas. Monazit beider Proben zeigt eine sehr homogene Zusammensetzung. Der  $ThO_2^*$ -Gehalt variiert nur zwischen ca. 3.6 und 4.9 Gew.% begleitet von einem  $PbO$ -Gehalt von ca. 0.11 bis 0.16 Gew.% (Abb. 3.23k). Aufgrund dieser nur geringen Unterschiede in der Zusammensetzung ist es nicht möglich eine aussagekräftige Regressionsgerade (Isochrone) für die Datenpunkte zu ermitteln. Cocherie *et al.* (2005) schlagen für Monazit mit solch einer Chemie die Bestimmung des Alters mit Hilfe des gewichteten Mittelwertes vor. Beide Proben des selben Aufschlusses liefern identische Zusammensetzungen für Monazit und geben ein gemeinsames WA-Alter von  $736 \pm 3$  Ma (N=99; Abb. 3.23l).

### **3.9.2 Isotopische Zirkondatierung metamorpher und magmatischer Ereignisse**

Die Bestimmung des Alters der metamorphen Überprägung von Metapeliten, genauso wie das Intrusionsalter von Orthogneisen und Charnockiten und deren mögliche metamorphe Überprägung, erfolgte mit isotopischen  $U$ - $Pb$ -Zirkonmessungen an der Ionensonde SHRIMP-II. Um chemische Monazitaltersdaten mit isotopischen Zirkonaltersdaten vergleichen zu können, wurden einige der chemisch datierten Metapelite der Labwor Hills und des Kalapata-Gebietes auch isotopisch datiert.



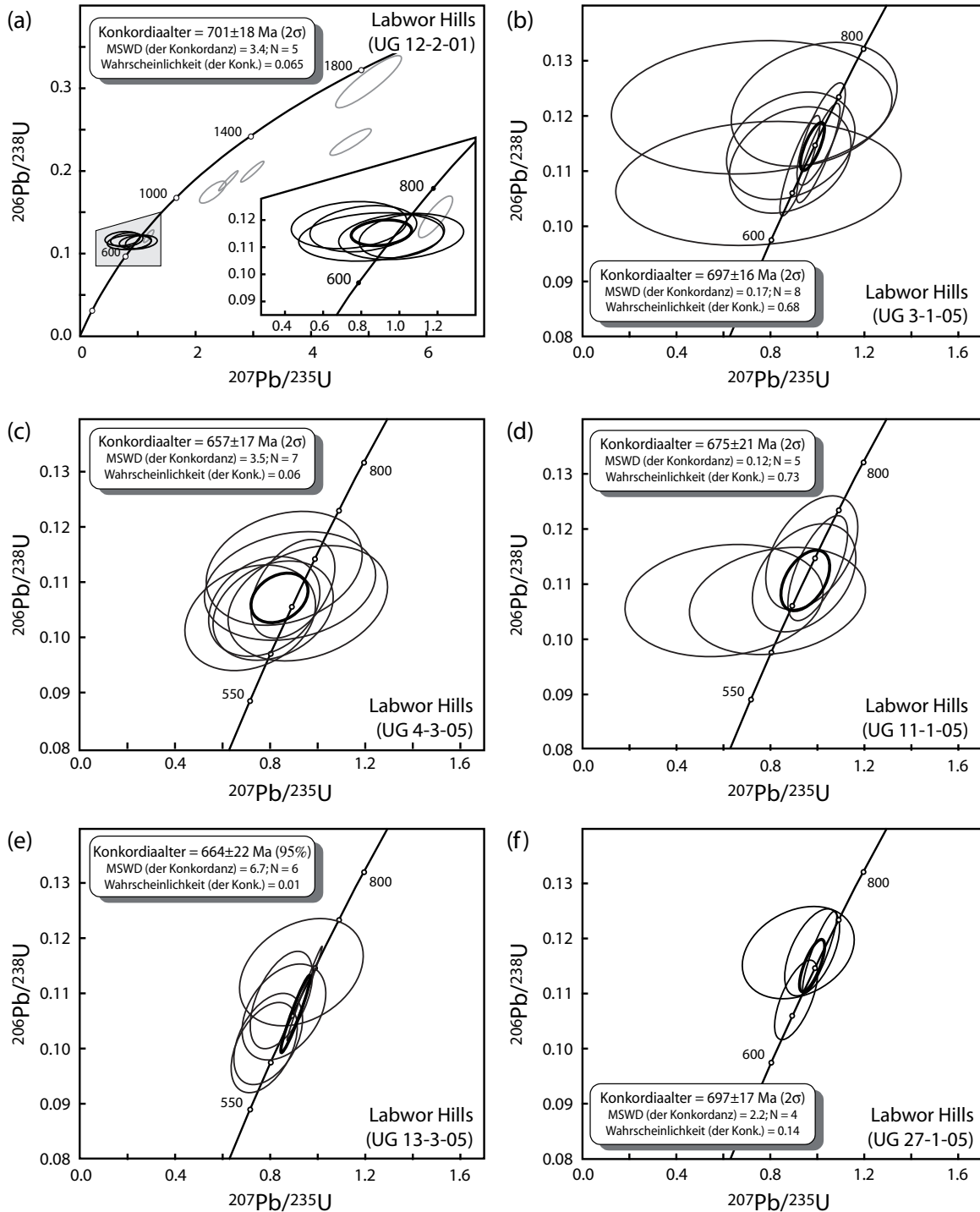
**Abbildung 3.24:** Kathodolumineszenzbilder von Zirkon aus einem UHT-Metapelit und einem Augengneis der Labwor Hills und einem migmatitischen Metapelit des Kalapata-Gebietes. Kreise mit Nummern markieren die Messposition; entsprechende Analysenwerte sind im Anhang in Tab. C.9 zu finden.

Kathodolumineszenzbilder (KL) aller datierter Zirkone und dazugehörige Analysen sind in Abb. 3.24 und im Anhang C aufgeführt. Die Ergebnisse der Zirkondatierung sind in Abb. 3.25 und 3.26 zu finden.

### UHT-Metapelit der Labwor Hills

**UG 12-2-01** Dieser chemisch datierte UHT-Metapelit (siehe 3.9.1) enthält gerundeten, im Durchlicht farblos erscheinenden Zirkon. Er lässt im KL-Bild einen magmatisch zornierten Kern erkennen, der von einem metamorphen Saum umgeben ist (Abb. 3.24, C.1). Der als detritischen Ursprungs interpretierte Kern hat ein minimales  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 2.28 Ga. Im Konkordiadiagramm (Abb. 3.25a) wird ersichtlich, dass die diskordanten Kerne sehr wahrscheinlich von mindestens zwei Populationen stammen. Aus diesem Grund wurden die Analysen der diskordanten Kerne von der Altersberechnung ausgeschlossen. Die Ränder des Zirkons liefern ein konkordantes Alter von  $701 \pm 18$  Ma (N=5; Abb. 3.25a).

120 3. Panafrikanische UHT-Metamorphose und Magmatismus in Ostuganda



**Abbildung 3.25:** Ergebnisse der isotopischen  $U$ - $Pb$ -Zirkondatierung. (a) UHT-Metapelit der Labwor Hills; Granitoide Alkalifeldspat-Augengneise der (b)-(i) Labwor Hills, (j) der Rom Mountains und (k) der Kamalinga Hills. Fehler in den Zerfallskonstanten wurden in der Altersberechnung berücksichtigt.  $2\sigma$ -Fehlerellipsen. Alter mit  $2\sigma$ -Unsicherheit bzw. mit Fehlerangaben für Konfidenzzahl 0.95.

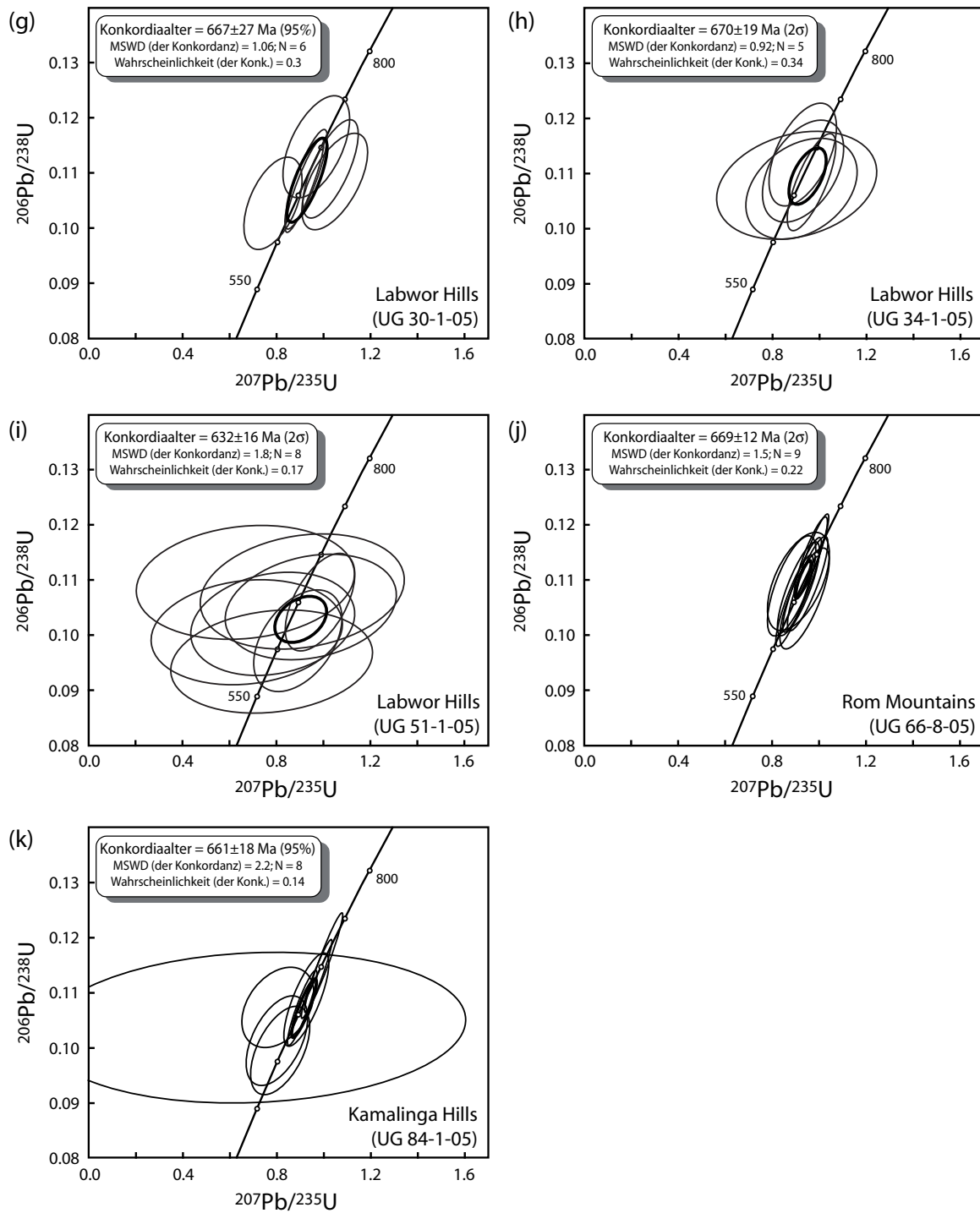
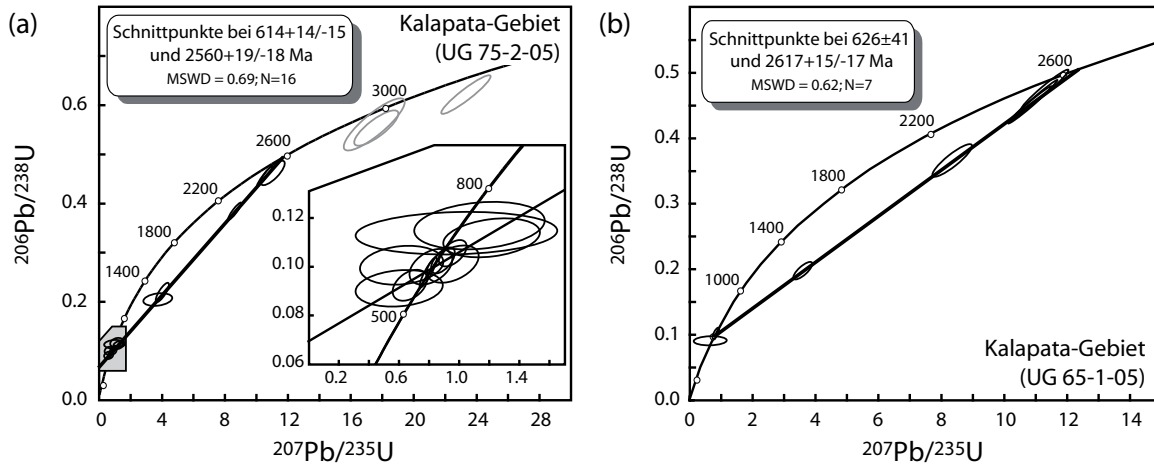


Abbildung 3.25: (fortgesetzt) Ergebnisse der isotopischen  $U$ - $Pb$ -Zirkondatierung.



**Abbildung 3.26:** Ergebnisse der isotopischen  $U-Pb$ -Zirkondatierung für Gesteine des Kalapata-Gebietes. (a) Metapelit und (b) Charnockit; Grau dargestellte Ellipsen sind von der Altersberechnung ausgeschlossen. Fehler in den Zerfallskonstanten wurden in der Altersberechnung berücksichtigt.  $2\sigma$ -Fehlerellipsen. Alter mit Fehlerangaben für Konfidenzzahl 0.95.

### Granitoide Alkalifeldspat-Augengneise der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills

UG 3-1-05, UG 4-3-05, UG 11-1-05, UG 13-3-05, UG 27-1-05, UG 30-1-05, UG 34-1-05, UG 51-1-05, UG 66-8-05, UG 84-1-05 Die granitoiden Alkalifeldspat-Augengneise sind in weiten Gebieten Ostugandas zu finden (Abb. 3.2b). Makroskopisch fallen sie durch ihre zentimeter- bis dezimetergroßen Alkalifeldspat-Augen auf (Abb. 3.3b), die in einer gneisigen Textur liegen. Diese Gesteine enthalten invertierten Pigeonit (Abb. 3.10b), der teilweise von einem Granatsaum umgeben ist. Weiterhin ist allen hier untersuchten Augengneisen der hohe Gehalt an Zirkon gemein.

Zirkon von zehn Augengneisen wurde für die isotopische  $U-Pb$ -Datierung separiert. Zirkon aller Proben hat eine längliche Form und erscheint im Durchlicht farblos. Im KL-Bild ist ein magmatisch zonierter Kern, der partiell von einem Anwachsraum umgeben ist, zu erkennen (Abb. 3.24). Beide textuell unterschiedlichen Wachstumszonen sind in ihrem Alter identisch. Alle Analysen sind konkordant bezüglich der  $U-Pb$ -Isotopie und ergeben ein panafrikanisches Alter, welches zwischen einzelnen Proben der Labwor Hills von 700 bis 630 Ma variiert ( $697 \pm 16$ ,  $697 \pm 17$ ,  $675 \pm 21$ ,  $670 \pm 19$ ,  $667 \pm 27$ ,  $664 \pm 22$ ,  $657 \pm 17$ ,  $632 \pm 16$  Ma; Abb. 3.25b-i). Ähnliche Alter liefert auch die Probe der Rom Mountains ( $669 \pm 12$  Ma, N=9; Abb. 3.25j) und der Kamalinga Hills ( $661 \pm 18$  Ma, N=8; Abb. 3.25k). Die Beobachtung, dass Zirkonkern und Zirkonrand das selbe konkordante Alter liefern, weist darauf hin, dass die magmatische Intrusion und das metamorphe Zirkonwachstum fast zur selben Zeit stattfanden.

### Dekompressionsgranulite des Kalapata-Gebietes

**UG 75-2-05** Zirkon des ebenfalls chemisch datierten migmatitischen Metapelites (siehe 3.9.1) hat sowohl einen detritischen Kern als auch einen metamorph aufgewachsenen Saum (Abb. 3.24). Zwei sowohl im Durchlicht als auch im KL-Bild unterschiedliche Zirkontypen wurden gefunden. Zirkon des Melanosoms ist kleiner ( $<200 \mu\text{m}$ ; Abb. 3.24, C.12) als Zirkon des Leukosoms ( $>250 \mu\text{m}$ ; Abb. 3.24, C.13). Der im Durchlicht farblos erscheinende Zirkon des Melanosoms zeigt im KL-Bild eine weniger stark ausgeprägte Zonierung als der im Durchlicht braun erscheinende Zirkon des Leukosoms. Dieser zeigt im KL-Bild einen stark lumineszierenden Anwachssaum um einen dunkel erscheinenden Kern. Die Kerne des braunen Zirkons (Leukosom) enthalten mehr  $U$ ,  $Th$  und  $Pb$  als die Ränder und sind mindestens 2.6 bis 3.2 Ga alt ( $^{207}Pb/^{206}Pb$ -Alter). Die als detritisch Ursprungs interpretierten Kerne stammen von unterschiedlichen Quellen (Abb. 3.26a) und deuten auf ein weiteres archaisches Liefergebiet für diesen Zirkon. Während der Metamorphose verlor Zirkon  $Pb$ . Die metamorph gewachsenen Ränder (wahrscheinlich während der Migmatisierung) und der diskordante braune Zirkon ergeben ein unteres Diskordiaschnittpunktalter von  $614^{+14}_{-15}$  Ma und ein oberes Schnittpunktalter von  $2560^{+19}_{-18}$  Ma ( $N=16$ ; Abb. 3.26a).

**UG 65-1-05** Die höchstmetamorphe Mineralparagenese des Charnockits besteht aus Granatporphyroblasten und Orthopyroxen. Der längliche, im Durchlicht farblos bis rosa erscheinende Zirkon zeigt im KL-Bild einen oszillierend zonierten Kern mit Anwachssäumen (Abb. C.14). Die sieben Analysen für Kern- und Randbereiche liegen im Konkordiadiagramm diskordant mit einem oberen Schnittpunktalter von  $2617^{+15}_{-17}$  Ma und einem unteren Schnittpunktalter von  $626 \pm 41$  Ma (Abb. 3.26b). Das archaische Alter wird als das magmatische Alter dieses Orthogneises, das panafrikanische Alter als der Zeitpunkt einer Metamorphose gedeutet.

### 3.9.3 Interpretation der geochronologischen Daten

Metapelite und Orthogneise Ostugandas wurden chemisch und isotopisch datiert, um die zeitliche Beziehung zwischen metamorphen und magmatischen Ereignissen zu verstehen. Dabei wurde Monazit aus Metapeliten chemisch über die  $Th-U$ -gesamt  $Pb$ -Methode mit der Elektronenstrahlröntgenmikrosonde und Zirkon aus Metapeliten und Orthogneisen isotopisch ( $U-Pb$ ) mit der Ionensonde SHRIMP-II datiert.

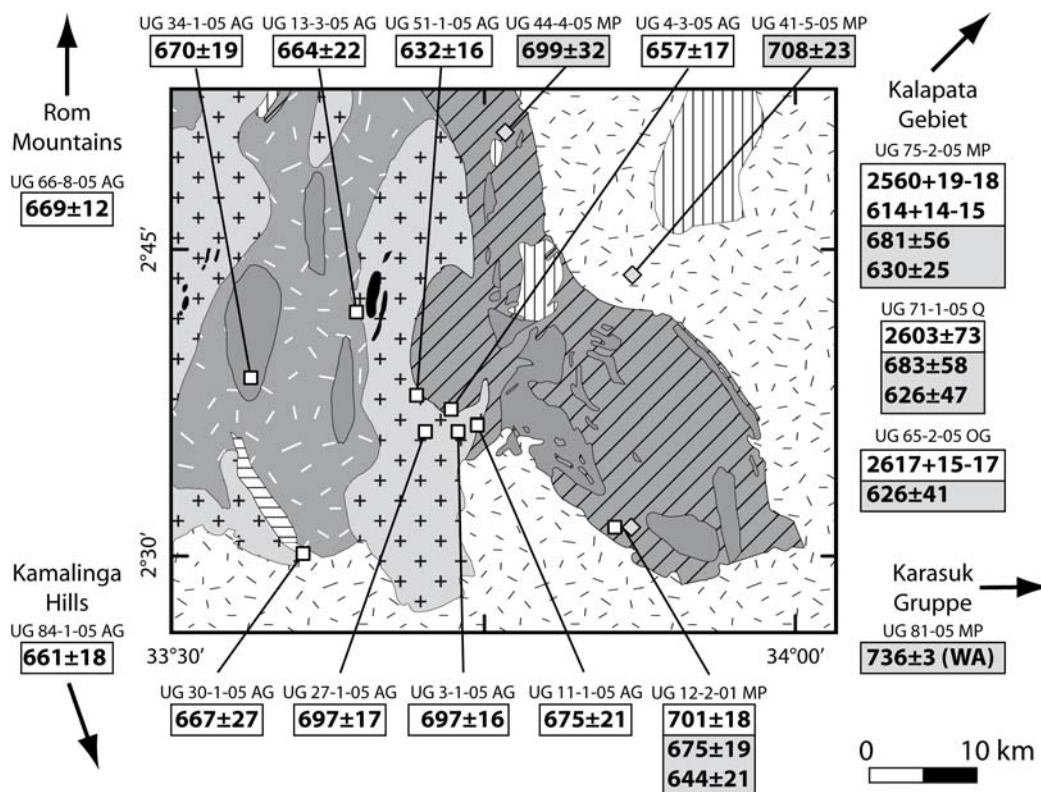
Die für die Gesteine Ostugandas erhaltenen Alter bilden drei Gruppen: ca. 2.6 Ga, ca. 700 bis 630 Ma und ca. 630 bis 615 Ma. Für einen Vergleich der mit unterschiedlichen Methoden (CHIME, WA,  $U-Pb$ ) ermittelten Alter siehe Tab. 3.10. Die regionale Verteilung der Alter in Ostuganda ist in Abb. 3.27 dargestellt.

Auffällig bei den Monazitaltern ist die große Variation der Einzelalter innerhalb einer Probe von mesoproterozoisch bis neoproterozoisch (Abb. 3.23). Die einzige Ausnahme hiervon bilden die Granat-Disthen-Gneise der Karasuk-Gruppe von Moroto (UG 81-05), welche nur ein panafrikanisches Alter zeigen. Eine mögliche Erklärung dieser starken Altersvariation von einzelnen Monazitanalysen innerhalb einer Probe kann in einem unterschiedlich

**Tabelle 3.10:** Zusammenfassung der chemischen Monazitdatierung mit der Isochronenmethode (CHIME) und dem gewichteten Mittelwert (WA) und der isotopischen Zirkondatierung ( $U-Pb$ ).  $2\sigma$ -Fehlerangaben für Monazitalter;  $2\sigma$ -Fehlerangaben bzw. Fehlerangaben für Konfidenzzahl 0.95 für Zirkon.

Probe	Gesteinstyp	Methode	archaisch	panafrikanisch	
<b>Labwor Hills</b>					
UG 12-2-01	UHT-Metapelit	CHIME		675 ±19	644 ±21
		WA		697 ±2	657 ±2
		$U-Pb$		701 ±18	
UG 41-5-05	Metapelit	CHIME		708 ±23	
		WA		719 ±2	
UG 44-4-05	UHT-Metapelit	CHIME		699 ±32	
		WA		720 ±3	
UG 3-1-05	Augengneis	$U-Pb$		697 ±16	
UG 4-3-05	Augengneis	$U-Pb$		657 ±17	
UG 11-1-05	Augengneis	$U-Pb$		675 ±21	
UG 13-3-05	Augengneis	$U-Pb$		664 ±22	
UG 27-1-05	Augengneis	$U-Pb$		697 ±17	
UG 30-1-05	Augengneis	$U-Pb$		667 ±27	
UG 34-1-05	Augengneis	$U-Pb$		670 ±19	
UG 51-1-05	Augengneis	$U-Pb$		632 ±16	
<b>Rom Mountains</b>					
UG 66-8-05	Augengneis	$U-Pb$		669 ±12	
<b>Kamalinga Hills</b>					
UG 84-1-05	Augengneis	$U-Pb$		661 ±18	
<b>Kalapata-Gebiet</b>					
UG 75-2-05	Metapelit	CHIME		681 ±56	630 ±25
		WA		729 ±7	652 ±5
		$U-Pb$	2560 $^{+19}_{-18}$		614 $^{+14}_{-15}$
UG 71-1-05	Grt-Sil-Quarzit	CHIME	2603 ±73	683 ±58	626 ±47
		WA	2587 ±5	717 ±6	655 ±4
UG 65-1-05	Charnockit	$U-Pb$	2617 $^{+15}_{-17}$		626 ±41
<b>Karasuk-Gruppe</b>					
UG 81-05	Grt-Ky-Gneis	WA		736 ±3	





**Abbildung 3.27:** Verteilung metamorpher und magmatischer Alter in Ma, die mittels isotopischer  $U$ - $Pb$ -Zirkondatierung (weiße Boxen) und chemischer Monazitdatierung (CHIME; graue Boxen) für Metapelite (MP), Quarzit (Q), Orthogneis (OG) und Augengneise (AG) der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills und des Kalapata-Gebietes ermittelt wurden. Für die Karasuk-Gruppe wurde das Alter von Monazit über den gewichteten Mittelwert (WA) bestimmt. Die geologische Karte der Labwor Hills ist die gleiche wie in Abb. 3.2c.

starken Einbau von radiogenem Blei während der Rekristallisation von Monazit gesehen werden (Seydoux-Guillaume *et al.*, 2003). Bei einem metamorphen Ereignis kann ein schon vorhandener Monazit partiell aufgelöst werden. Das dabei freiwerdende Blei steht dann für eine anschließende Monazitneubildung zur Verfügung. Dieser neu gebildete Monazit baut dann unter Umständen das während der Rekristallisation eines älteren Monazits freiwerdende Blei ein und täuscht somit ein älteres Alter ohne geologische Bedeutung vor (Seydoux-Guillaume *et al.*, 2003).

Die Monazit- und Zirkonalterdaten für den UHT-Metapelit UG 12-2-01 der Labwor Hills unterscheiden sich voneinander. Das  $U$ - $Pb$ -Zirkonalter von  $701 \pm 18$  Ma ist ähnlich dem  $Th$ - $U$ -gesamt  $Pb$ -Alter für in Granat eingeschlossenen Monazit (CHIME:  $675 \pm 19$  Ma, WA:  $697 \pm 2$  Ma), jedoch älter als das Alter für Monazit aus der Gesteinsmatrix (CHIME:  $644 \pm 21$  Ma, WA:  $657 \pm 2$  Ma). Das jüngere Monazitalter wurde in Zirkon nicht gefunden (Tab. 3.10). Die beiden unterschiedlichen Monazitalter geben Aufschluss über die metamorphe Entwicklung des Metapelites, welche ungefähr 30 Ma dauerte. Während in Monazit

aus dem zentralen Teil der Labwor Hills zwei Alter erhalten sind (Einschluss in Granat *vs.* Matrix), ergibt die Auswertung von Monazit aus den nördlich und nordöstlich davon gelegenen Proben (UG 41-5-05, UG 44-4-05) nur ein panafrikanisches Alter von 708 Ma bzw. 699 Ma (CHIME; Abb. 3.27).

Alle Zirkonanalysen der zehn datierten Alkalifeldspat-Augengneise der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills zeigen nur ein konkordantes Alter, welches für die einzelnen Proben zwischen 700 und 630 Ma variiert. Es wurden keine Altersunterschiede zwischen magmatisch zonierten Zirkonkernen und metamorph gewachsenen Säumen beobachtet. Dieses, zusammen mit dem Fehlen von diskordanten Altern, weist darauf hin, dass zwischen dem magmatischen und dem metamorphen Stadium keine große, sprich mit der hier verwandten Analysenmethode zeitlich nicht auflösbare, Zeitspanne lag. Es ist somit wahrscheinlich, dass die magmatischen Ausgangsgesteine der Augengneise syntektonisch durch nachfolgende Intrusionen überprägt wurden. Die magmatische Aktivität fand zur gleichen Zeit statt, in der UHT-Metapelite metamorph überprägt wurden und dauerte ca. 70 Ma.

Die archaischen und panafrikanischen Zirkonalter ( $2560^{+19}_{-18}$  Ma,  $2617^{+15}_{-17}$  Ma,  $614^{+14}_{-15}$  Ma,  $626 \pm 41$  Ma) aus dem Kalapata-Gebiet stimmen mit den ältesten und jüngsten CHIME-Monazitaltern ( $2603 \pm 73$  Ma,  $630 \pm 25$  Ma,  $626 \pm 25$  Ma) aus diesem Gebiet überein. Die älteren panafrikanischen Monazitalter (CHIME:  $681 \pm 56$  Ma,  $683 \pm 58$  Ma) wurden in Zirkon aus diesem Gebiet nicht gefunden (Tab. 3.10). Der archaisch gebildete Monazit zeigt an, dass die Metapelite des Kalapata-Gebietes bereits vor ca. 2.6 Ga eine metamorphe Überprägung erfuhren.

Die teilweise unterschiedlichen Alter für Monazit und Zirkon haben einerseits ihre Ursache in den unterschiedlichen Auswertemethoden, aber sicher auch in dem unterschiedlichen Wachstums- und Rekristallisationsverhalten der beiden Minerale während thermischer Ereignisse (Williams, 2001; Zeh *et al.*, 2003).

Aufgrund der ungewöhnlich homogenen Zusammensetzung von Monazit aus dem Granat-Disthen-Gneis (UG 81-05) der Karasuk-Gruppe konnte kein CHIME-Alter ermittelt werden. Das WA-Alter ist mit  $736 \pm 3$  Ma das älteste mit dieser Methode ermittelte panafrikanische Alter, welches am ehesten mit dem panafrikanischen WA-Alter der migmatitischen Probe aus dem Kalapata-Gebiet (UG 75-2-05; WA:  $729 \pm 7$  Ma) zu vergleichen ist. Möglicherweise repräsentieren die Gesteine des Kalapata-Gebietes und der Karasuk-Gruppe das gleiche Ereignis, welches zur metamorphen Überprägung dieser Gebiete führte.

### 3.10 Geodynamisches Regime und Schlussfolgerung

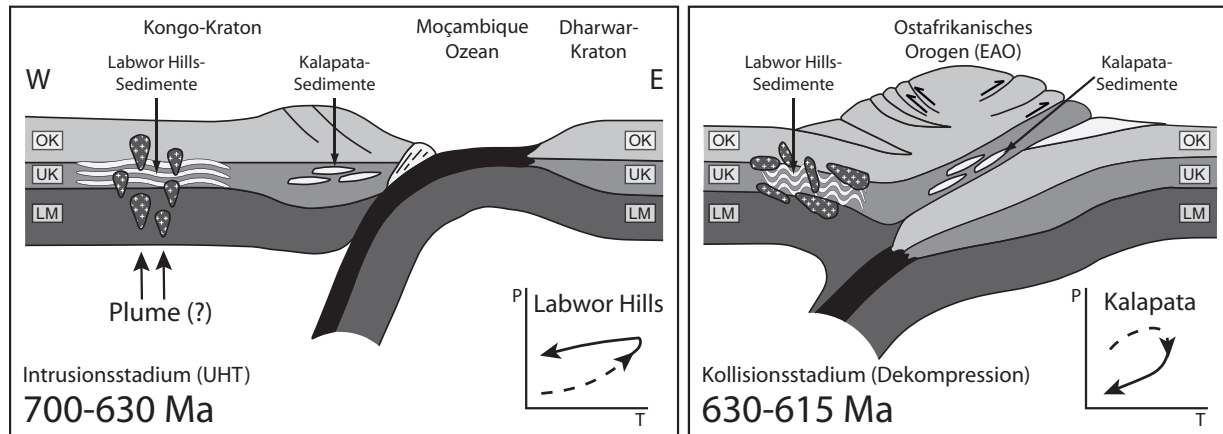
Paragenesen mit prograd gebildeten Spinell und Quarz und die Anwesenheit von Osumilit in Metapeliten der Labwor Hills in Ostuganda weisen auf eine Metamorphose unter UHT-Bedingungen am Ostrand des Kongo-Kratons hin. Während der Metamorphose wurden Temperaturen von mindestens  $950^\circ\text{C}$  (ternärer Feldspat, aluminiumreicher Orthopyroxen) und ein Druck von ca. 7.6 bis 12.1 kbar (GASP) erreicht. Prograde Aufheizung und anschließende Versenkung innerhalb des Stabilitätsfeldes von Sillimanit führen zu ei-

nem Abbau der unter niedrigen Drücken stabilen Paragenese aus Spinell und Quarz zu den unter höheren Drücken stabilen Sapphirin-Quarz- und Orthopyroxen-Sillimanit-Quarz-Paragenesen. Diese Beobachtungen und das Fehlen von Dekompressionstexturen legen den Schluss nahe, dass es sich bei der UHT-Metamorphose um eine Metamorphose mit entgegen dem Uhrzeigersinn verlaufenden  $P$ - $T$ -Pfad handelt. Dieser  $P$ - $T$ -Pfad ist in prinzipieller Übereinstimmung mit dem von Sandiford *et al.* (1987) und Das *et al.* (2001, 2003) postulierten Pfaden. Jedoch kann der von Harley (1989) publizierte Abkühlungspfad mit Druckanstieg bis ins Stabilitätsfeld von Disthen und Temperaturen von ca. 650 °C nicht bestätigt werden. An diese Überprägung unter ultrahohen Temperaturen schließt sich eine nahezu isobare Abkühlung der Gesteine an. Diese ist an der Bildung von Granat-Klinopyroxen-Quarz-Koronen zwischen Orthopyroxen und Plagioklas in Metabasiten und granitoiden Alkalifeldspat-Augengneisen zu erkennen. Die Koronenbildung fand bei ca. 700 °C und 5–7.5 kbar statt.

Die Ursachen für thermische Anomalien in der Unterkruste, die die Ursache granulitfazialer und hier im Speziellen für UHT-Metamorphosen sind, sind noch nicht vollständig verstanden. Mögliche Ursachen sind in einer Delamination des lithosphärischen Mantels, z. B. während eines Kollisionsereignisses, oder in magmatischen Intrusionen über oder unter die betroffenen Gesteine zu sehen (England & Richardson, 1977; Bird, 1979; Ellis *et al.*, 1980; Wells, 1980; Houseman *et al.*, 1981; Schott & Schmeling, 1998). Das Abtrennen des lithosphärischen Mantels (Delamination) würde im Gegensatz zu einer durch Intrusionen verursachten Metamorphose größere Gebiete beeinflussen. Somit kann das regionale Ausmaß der von einer UHT-Metamorphose betroffenen Gesteine Aufschluss über die geodynamische Ursache der ultrahohen Temperaturen liefern.

Für die Entstehung der UHT-Granulite Ostugandas wird hier ein tektonisches Model vorgeschlagen, in dem durch Intrusionen von sehr heißen (ca. 1000 °C) granitoiden Schmelzen in den umgebenen Gesteinen extreme Metamorphosetemperaturen erreicht wurden. Große Mengen von textuell, geochemisch und geochronologisch sehr ähnlichen granitoiden Orthogneisen mit *A-Typ*-Charakteristik deuten auf eine magmatische Aktivität in der Frühphase der panafrikanischen Orogenese in Ostuganda hin. Aufgrund der gleichen magmatischen wie auch metamorphen Alter der Orthogneise und auch der UHT-Metapelite werden die Intrusionen der Ausgangsschmelzen für die Orthogneise als Ursache für die UHT-Metamorphose angesehen. Auch wenn der Grund für die Schmelzbildung nicht eindeutig geklärt werden konnte, so scheint es doch sehr wahrscheinlich, dass die über 950 °C heißen Schmelzen die Ursache für die UHT-Metamorphose sind, unabhängig davon, ob diese Schmelzen durch einen Subduktionszonenprozess oder vielleicht durch das Aufsteigen eines Mantelplumes gebildet wurden. Die Lage Ostugandas am Übergang vom Kongo-Kraton in das panafrikanische Ostafrikanische Orogen (Abb. 3.2a) lässt ein Subduktionszonenregime wahrscheinlich erscheinen. Die NNW-SSE-Verbreitung der Orthogneise im regionalen Maßstab in Ostuganda (Labwor Hills, Rom Mountains, Kamalinga Hills) vergrößert das Gebiet der magmatischen Aktivität und damit auch das potentielle Gebiet mit extremen Metamorphosebedingungen auf eine Größe von mehr als 13000 km<sup>2</sup>.

Sandiford *et al.* (1987) berichteten von UHT-Paragenesen aus einem nur ca. 15 km<sup>2</sup> großen Gebiet innerhalb der Labwor Hills. Diese Arbeit konnte zeigen, dass das Gebiet, welches



**Abbildung 3.28:** Tektonisches Modell für Ostuganda. Vor ca. 700 Ma beginnender granitoider Magmatismus verursacht eine UHT-Metamorphose. Die finale Kollision des Kongo-Kratons mit dem Dharwar-Kraton führte zur Bildung des EAO mit einer Krustenverdickung und anschließender Heraushebung der Gesteine zwischen ca. 630 und 615 Ma. OK: obere Kruste, UK: untere Kruste, LM: lithosphärischer Mantel.

extreme Metamorphosetemperaturen erlebte, erheblich größer ist. Allein das Gebiet der Labwor Hills, in denen UHT-Bedingungen in Metapeliten nachgewiesen werden konnten, ist mindestens 2000 km<sup>2</sup> groß.

Der entgegen dem Uhrzeigersinn verlaufende  $P$ - $T$ -Pfad charakterisiert die durch Intrusionen granitoider Schmelzen hervorgerufene UHT-Metamorphose. Für die im Uhrzeigersinn verlaufende Metamorphose in dem nordöstlich der Labwor Hills gelegenen Kalapata-Gebiet jedoch scheint eine Kollision kontinentaler Fragmente die Ursache zu sein. Undatierte basische Gesteine mit Orthopyroxen-Plagioklas-Symplektiten um Granat wurden von Clark (1967) auch aus der Karasuk-Gruppe beschrieben, die eventuell ebenfalls als ein Hinweis auf einen im Uhrzeigersinn verlaufenden  $P$ - $T$ -Pfad und damit auf ein Kollisionsereignis gedeutet werden könnten. Das Kollisionsereignis ist unter Umständen die Folge der finalen Schließung des Moçambique Ozeans während der Kollision West- (Kongo-Kraton) und Ost-Gondwanas (Dharwar-Kraton; Abb. 3.28). Während die Gesteine der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills die metamorphen Bedingungen während des Intrusionsstadiums und gleichzeitigen UHT-Metamorphose in der Zeit von ca. 700 bis 630 Ma zeigen, spiegeln die Gesteine des Kalapata-Gebietes die Bedingungen zur Zeit der Kollisionsmetamorphose zwischen ca. 630 und 615 Ma wider. Die durch einen im Uhrzeigersinn verlaufende Druck-Temperatur-Entwicklung gekennzeichnete Metamorphose fand somit ca. 15 bis 70 Ma nach der durch  $A$ - $Typ$ -Granitoide induzierten UHT-Metamorphose statt.

### 3.11 Danksagung

P. Appel und B. Mader wird für die Hilfe bei der chemischen Datierung von Monazit, A. Weinkauff für die Röntgenfluoreszenzanalysen, D. Garbe-Schönberg und U. Westernströer für die ICP-MS-Messungen, dem SHRIMP-Team des 'VSEGEI' in St. Petersburg für die

isotopischen Zirkonanalysen und dem 'Department of Geology' der Makerere Universität in Kampala, und hier A. Schumann und J.V. Tiberindwa für die Unterstützung bei der Geländearbeit gedankt. Die Arbeit wurde durch das DFG-Projekt Sche 265/14-1 finanziert.

## Literaturverzeichnis

- Appel, P., Schenk, V. & Schumann, A., 2005. P-T path and metamorphic ages of pelitic schists at Murchison Falls, NW Uganda: evidence for a Pan-African tectonometamorphic event in the Congo Craton. *European Journal of Mineralogy*, **17**, 655–664.
- Armbruster, T., Schreyer, W. & Hoefs, J., 1982. Very high CO<sub>2</sub> cordierite from Norwegian Lapland: mineralogy, petrology, and carbon isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **81**, 262–267.
- Armstrong, J. T., 1995. CITZAF: A package of correction programs for quantitative electron microbeam x-ray analyses of thick polished materials, thin films and particles. *Microbeam Analysis*, **4**, 177–200.
- Bea, F., Pereira, M. D. & Stroh, A., 1984. Mineral/leucosome trace-element partitioning in a peraluminous migmatite (a laser ablation-ICP-MS study). *Chemical Geology*, **117**, 291–312.
- Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 7561–7571.
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J. & Foudoulis, C., 2003. TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, **200**, 155–170.
- Bose, S., Fukuoka, M., Sengupta, P. & Dasgupta, S., 2000. Evolution of high Mg-Al granulites from Sunkarametta, Eastern Ghats, India: evidence for a lower crustal heating-cooling trajectory. *Journal of metamorphic Geology*, **18**, 223–240.
- Cahen, L., Snelling, N. J., Delhal, J., Vail, J. R., Bonhomme, M. & Ledent, D., 1984. *The geochronology and evolution of Africa*. Oxford University Press, Oxford.
- Clark, L., 1967. Differential retrogressive metamorphism in granulites of the Karasuk group, Karamoja, Uganda. *Geological Magazine*, **104**, 289–297.
- Clarke, G. L., Powell, R. & Guiraud, M., 1989. Low-pressure granulite facies metapelitic assemblages and corona textures from MacRobertson Land, east Antarctica: the importance of Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and TiO<sub>2</sub> in accounting for spinel-bearing assemblages. *Journal of metamorphic Geology*, **7**, 323–335.
- Cocherie, A. & Albarede, F., 2001. An improved U-Th-Pb age calculation for electron microprobe dating of monazite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **65**, 4509–4522.

- Cocherie, A., Mezeme, E. B., Legendre, O., Fanning, C. M., Faure, M. & Rossi, P., 2005. Electron-microprobe dating as a tool for determining the closure of Th-U-Pb systems in migmatitic monazite. *American Mineralogist*, **90**, 607–618.
- Das, K., Bose, S., Ohnishi, I. & Dasgupta, S., 2006. Garnet-spinel intergrowths in ultrahigh-temperature granulite, Eastern Ghats, India: Possible evidence of an early Tschermak-rich orthopyroxene during prograde metamorphism. *American Mineralogist*, **91**, 375–384.
- Das, K., Dasgupta, S. & Miura, H., 2001. Stability of osumilite coexisting with spinel solid solution in metapelitic granulites at high oxygen fugacity. *American Mineralogist*, **86**, 1423–1434.
- Das, K., Dasgupta, S. & Miura, H., 2003. An experimentally constrained petrogenetic grid in the silica-saturated portion of the system KFMASH at high temperatures and pressures. *Journal of Petrology*, **44**, 1055–1075.
- Dasgupta, S., Sengupta, P., Ehl, J., Raith, M. & Bardhan, S., 1995. Reaction textures in a suite of spinel granulites from the Eastern Ghats Belt, India: Evidence for polymetamorphism, a partial petrogenetic grid in the system KFMASH and the role of ZnO and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. *Journal of Petrology*, **36**.
- Droop, G. T. R., 1987. A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, **51**, 431–435.
- Ellis, D. J., Sheraton, J. W., England, R. N. & Dallwitz, W. B., 1980. Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land Antarctica - Mineral assemblages and reactions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **72**, 123–143.
- England, P. C. & Richardson, S. W., 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Journal of the Geological Society of London*, **134**, 201–213.
- Fleuty, M. J., 1968. *Explanation of the geology of sheet 27 (Moroto)*, volume 13. Geological Survey and Mines Department, Uganda.
- Foster, G. & Parrish, R. R., 2003. Metamorphic monazite and the generation of P-T-t paths. In: *Geochronology: Linking the Isotopic Record with Petrology and Textures* (eds. Vance, D., Müller, W. & Villa, I. M.), Geological Society, Special Publications 220, London. 25–47.
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**, 2033–2048.
- Fuhrman, M. L. & Lindsley, D. H., 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, **73**, 201–215.

- Fujimaki, H., 1986. Partition coefficients of Hf, Zr, and REE between zircon, apatite, and liquid. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **94**, 42–45.
- Garbe-Schönberg, D., 1993. Simultaneous determination of thirty-seven trace elements in twenty-eight international rock standards by ICP-MS. *Geostandards Newsletter*, **17**, 81–93.
- Green, D. H. & Ringwood, A. E., 1972. A comparison of recent experimental data on the gabbro-garnet granulite-eclogite transition. *Journal of Geology*, **80**, 277–288.
- Grew, E. S., 1980. Sillimanite and ilmenite from high-grade metamorphic rocks of Antarctica and other areas. *Journal of Petrology*, **21**, 39–68.
- Grew, E. S., 1982. Osumilite in the sapphirine-quartz terrane of Enderby Land, Antarctica: implications for osumilite petrogenesis in the granulite facies. *American Mineralogist*, **67**, 762–787.
- Guidotti, C. V., Cheney, J. T. & Guggenheim, S., 1977. Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from northwestern Maine. *American Mineralogist*, **62**, 438–448.
- Harley, S. L., 1989. The origins of granulites: a metamorphic perspective. *Geological Magazine*, **126**, 215–331.
- Harley, S. L., 1998. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism. In: *What Drives Metamorphism and Metamorphic Reactions?* (eds. Treloar, P. & O'Brien, P.), Geological Society, London. 81–107.
- Harris, N. B. W. & Holland, T. J. B., 1984. The significance of cordierite-hypersthene assemblages from the Beitbridge region of the central Limpopo Belt: evidence for rapid decompression in the Archean? *American Mineralogist*, **69**, 1036–1049.
- Heinrich, T., 2001. *Geologie - Ostafrika. Afrika Kartenwerk Serie E: Beiheft zu Blatt 3*. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Hensen, B. J., 1971. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **33**, 191–214.
- Hensen, B. J., 1986. Theoretical phase relations involving cordierite and garnet revisited: the influence of oxygen fugacity on the stability of sapphirine and spinel in the system Mg-Fe-Al-Si-O. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**, 362–367.
- Hensen, B. J. & Green, D. H., 1973. Experimental study of the stability of cordierite and garnet in pelitic compositions at high pressures and temperatures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **38**, 151–166.

### 132 3. Panafrikanische UHT-Metamorphose und Magmatismus in Ostuganda

---

- Hepworth, J. V. & Macdonald, R., 1966. Orogenic belts of the northern Uganda basement. *Nature*, **210**, 726–727.
- Higgins, J. B., Ribbe, P. H. & Herd, R. K., 1979. Sapphirine I. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **68**, 349–356.
- Houseman, G. A., McKenzie, D. P. & Molnar, P., 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 6115–6132.
- John, T., Klemd, R., Gao, J. & Garbe-Schönberg, D., im Druck. Trace element mobilization in slabs due to non steady-state fluid-rock interaction: constraints from an eclogite-facies transport vein in blueschist (Tianshan, China). *Lithos*.
- Kato, T., Suzuki, K. & Adachi, M., 1999. Computer program for the CHIME age calculation. *The Journal of Earth and Planetary Sciences, Nagoya University*.
- Kelemen, P. B., Hanghøj, K. & Greene, A. R., 2004. One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. In: *Treatise on geochemistry* (eds. Holland, H. D. & Turekian, K. K.), Elsevier, Amsterdam. 593–659.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, **68**, 277–279.
- Kroll, H., Evangelakakis, C. & Voll, G., 1993. Two-feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **114**, 510–518.
- Kuno, H., 1968. Differentiation of basalt magmas. In: *Basalts: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition, Vol 2*, Interscience, New York. 623–688.
- Kusky, T. M., Abdelsalam, M., Stern, R. J. & Tucker, R. D., 2003. Evolution of the East African and related orogens, and the assembly of Gondwana. *Precambrian Research*, **123**, 81–95.
- Le Breton, N. & Thompson, A. B., 1988. Fluid-absent (dehydration) melting of biotite in metapelites in the early stages of crustal anatexis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 226–237.
- Lee, H. Y. & Ganguly, J., 1988. Equilibrium compositions of co-existing garnet and orthopyroxene; experimental determinations in the system FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>, and applications. *Journal of Petrology*, **29**, 93–113.
- Leggo, P. J., 1974. A geochronological study of the basement complex of Uganda. *Journal of the Geological Society, London*, **130**, 263–277.
- Lindsley, D. H., 1983. Pyroxene thermometry. *American Mineralogist*, **68**, 477–493.



- Ludwig, K. R., 2001. SQUID 1.02. A Users Manual. *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, **2**, 19.
- Macdonald, R., 1961. *Explanation of the geology of sheet 36 (Nabilatuk)*, volume 5. Geological Survey of Uganda.
- Macdonald, R., 1966. The Atlas of Uganda. *Department of Geological Survey and Mines*, scale **1:1,500,000**.
- McDonough, W. F. & Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. In: *Chemical evolution of the mantle*, Elsevier, Amsterdam, Netherlands. 223–253.
- Miller, C. F., Meschter McDowell, S. & Mapes, R. W., 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, **31**, 529–532.
- Newton, R. C. & Haselton, H. T., 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartz geobarometer. In: *Thermodynamics of minerals and melts* (eds. Newton, R. C., Navrotsky, A. & Wood, B. J.), Springer-Verlag, New York. 131–147.
- Newton, R. C. & Perkins, D., 1982. Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz. *American Mineralogist*, **67**, 203–222.
- Nixon, P. H., Reedman, A. J. & Burns, L. K., 1973. Sapphirine-bearing granulites from Labwor, Uganda. *Mineralogical Magazine*, **39**, 420–428.
- Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: The garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, **3**, 231–243.
- Powell, R. & Holland, T. J. B., 1994. Optimal geothermometry and geobarometry. *American Mineralogist*, **79**, 120–133.
- Pyle, J. M., Spear, F. S., Rudnick, R. L. & McDonough, W. F., 2001. Monazite-xenotime-garnet equilibrium in metapelites and a new monazite-garnet thermometer. *Journal of Petrology*, **42**, 2083–2107.
- Robinson, P., Hollocher, K. T., Tracy, R. J. & Dietsch, C. W., 1982. High grade Acadian regional metamorphism in south-central Massachusetts. In: *NEIGC 74th annual meeting of the State Geological and Natural History Survey of Connecticut, guidebook for fieldtrips in Connecticut and South-Central Massachusetts* (eds. Joesten, R. A. & Quarrier, S. S.), University of Connecticut, Storrs. 289–339.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, **184**, 123–138.

### 134 3. Panafrikanische UHT-Metamorphose und Magmatismus in Ostuganda

---

- Sandiford, M., Neall, F. B. & Powell, R., 1987. Metamorphic evolution of aluminous granulites from Labwor Hills, Uganda. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**, 217–225.
- Sarkar, S., Dasgupta, S. & Fukuoka, M., 2003. Petrological evolution of a suite of spinel granulites from Vizianagram, Eastern Ghats Belt, India, and genesis of sapphirine-bearing assemblages. *Journal of Metamorphic Geology*, **21**, 899–913.
- Schenk, V., Appel, P., Jöns, N., Loose, D., Schumann, A. & Wegner, H., 2005. Pan-African reworking of the northeastern corner of the Congo Craton in Uganda. In: *Supercontinents and Earth Evolution Symposium 2005* (eds. Wingate, M. T. D. & Pisarevski, S. A.), Geological Society of Australia Inc. 100.
- Schott, B. & Schmeling, H., 1998. Delamination and detachment of a lithospheric root. *Tectonophysics*, **296**, 225–247.
- Schreyer, W., 1986. The mineral cordierite: Structure and reactions in the presence of fluid phases. *Berichte der Bunsen-Gesellschaft für physikalische Chemie*, **90**, 748–755.
- Schreyer, W. & Abraham, K., 1975. Peraluminous sapphirine as a metastable reaction product in kyanite-gedrite-talc schists from Sar e Sang, Afghanistan. *Mineralogical Magazine*, **40**, 171–180.
- Seydoux-Guillaume, A.-M., Goncalves, P., Wirth, R. & Deutsch, A., 2003. Transmission electron microscope study of polyphase and discordant monazites: Site-specific specimen preparation using the focused ion beam technique. *Geology*, **31**, 973–976.
- Shand, S. J., 1943. *The eruptive rocks*. John Wiley, New York, 2nd edition.
- Spear, F. S., Kohn, M. J. & Cheney, J. T., 1999. P-T paths from anatexitic pelites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **134**, 17–32.
- Suzuki, K. & Adachi, M., 1991. Precambrian provenance and Silurian metamorphism of the Tsubonosawa paragneiss in the South Kitakami terrane, Northeast Japan, revealed by the chemical Th-U-total Pb isochron ages of monazite, zircon and xenotime. *Geochemical Journal*, **25**, 357–376.
- Viertel, H. U. & Seifert, F., 1980. Thermal stability of defect spinels in the system  $MgAl_2O_4$ - $Al_2O_3$ . *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, **140**, 89–101.
- Waters, D. J., 1991. Hercynite-quartz granulites: phase relations, and implications for crustal processes. *European Journal of Mineralogy*, **3**, 367–386.
- Watson, E. B. & Harrison, T. M., 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**, 295–304.

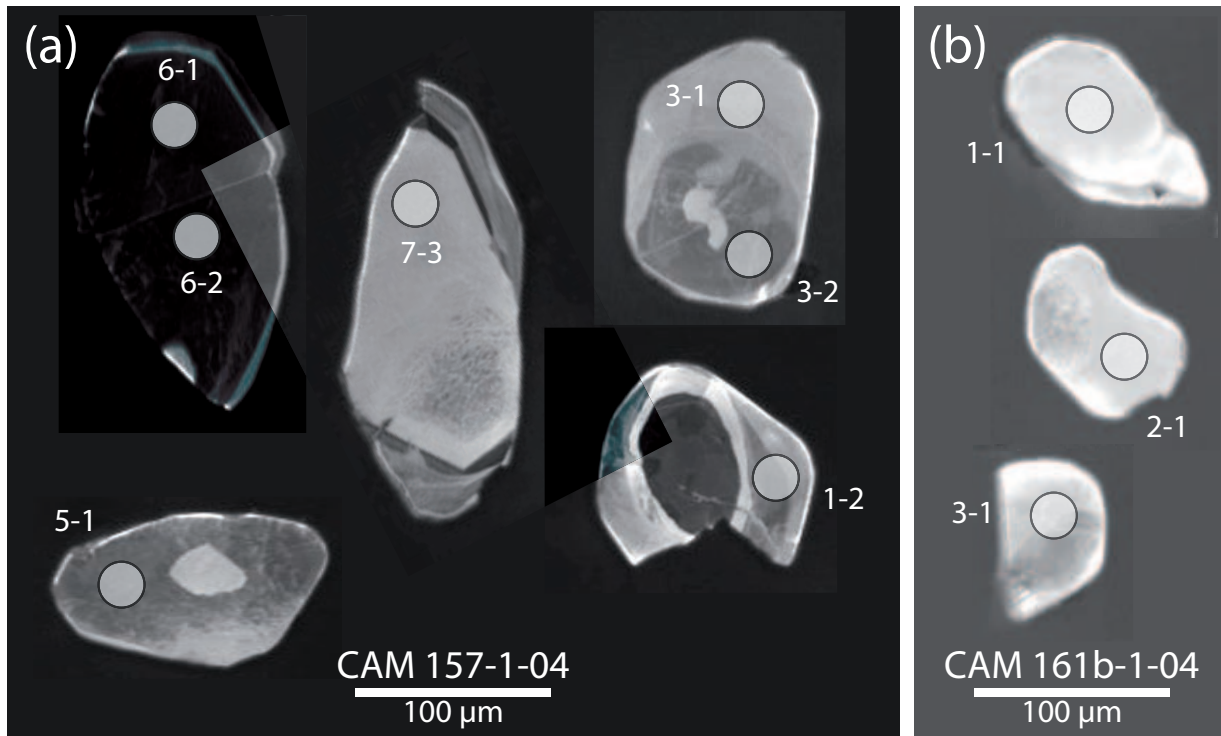
- Wells, P. R. A., 1980. Thermal models for the magmatic accretion and subsequent metamorphism of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, **46**, 253–265.
- Williams, C. E., 1966. Geology of Karamoja. *Department of Lands and Survey, Uganda, scale 1:250,000*.
- Williams, I. S., 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: *Application of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes* (eds. McKibben, M. A., Shanks III, W. C. & Ridley, W. I.), Reviews in Economic Geology. 1–35.
- Williams, I. S., 2001. Response of detrital zircon and monazite, and their U-Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences*, **48**, 557–580.
- Zeh, A., Williams, I. S., Brätz, H. & Millar, I. L., 2003. Different age response of zircon and monazite during the tectono-metamorphic evolution of a high grade paragneiss from the Ruhla crystalline complex, central Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **145**, 691–706.
- Zhu, X. K. & O’Nions, R. K., 1999. Monazite chemical composition: some implications for monazite geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **137**, 351–363.



# Anhang A

## Hinweis auf eine paläoproterozoische Suturzone zwischen dem São Francisco- und dem Kongo-Kraton: 2.09 Ga alte Eklogite aus Südkamerun

Im Folgenden Abschnitt sind Kathodolumineszenzbilder datierter Zirkone (Abb. A.1) und Aufschlusskoordinaten von im Jahr 2002 und 2004 gesammelten Proben (Tab. A.1) zu finden. Die Koordinaten wurden mit einem GARMIN 48 GPS-Gerät im Kartendatum WGS84 ermittelt.



**Abbildung A.1:** Kathodolumineszenzbilder von isotopisch datiertem Zirkon kamerunischer Eklogite. (a) Zonierter Zirkon der Probe CAM 157-1-04; (b) homogener, stark lumineszierender Zirkon der Probe CAM 161b-1-04. Kreise markieren Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. 1.5.

**Tabelle A.1:** Aufschlusskoordinaten für Proben des Nyong-Komplexes.

Aufschlussnummer	Breite	Länge	Gesteinstyp
<b>gesammelt in 2002</b>			
CAM 4-19	3° 47.12' N	10° 09.03' E	Metabasit
CAM 5-22	2° 52.88' N	09° 53.80' E	Metabasit
<b>gesammelt in 2004</b>			
CAM 143-1-04	3° 10.74' N	10° 49.61' E	Metabasit
CAM 144-1-04	3° 09.27' N	10° 49.71' E	Metabasit
CAM 157-1-04	3° 13.83' N	10° 40.03' E	Eklogit
CAM 158-1-04	3° 13.20' N	10° 37.02' E	Eklogit
CAM 159b-1-04	3° 12.91' N	10° 36.72' E	Eklogit
CAM 161b-1-04	3° 09.53' N	10° 31.79' E	Eklogit
CAM 195-1-04	3° 58.30' N	10° 08.55' E	Metabasit

# Anhang B

## **Panafrikanische Metamorphose am Nordrand des Kongo-Kratons: Krustenverdickung im Zentralafrikanischen Gebirgsgürtel und randliche Überprägung des Kongo-Kratons**

Im Folgenden Abschnitt sind Aufschlusskoordinaten von im Jahr 2002 und 2004 gesammelten Proben (Tab. B.1) zu finden. Die Koordinaten wurden mit einem GARMIN 48 GPS-Gerät im Kartendatum WGS84 ermittelt.

Tabelle B.1: Aufschlusskoordinaten für Proben des Ntem-Komplexes und CAFB.

Aufschlussnummer	Breite	Länge	Gesteinstyp
<b>Ntem-Komplex</b>			
<b>gesammelt in 2002</b>			
CAM 2-11-1	2° 55.10' N	11° 19.86' E	Metabasit
<b>gesammelt in 2004</b>			
CAM 96	3° 19.35' N	11° 28.84' E	Tonalit
CAM 97	3° 13.55' N	11° 23.73' E	Charnockit
CAM 98	3° 10.87' N	11° 21.88' E	Charnockit
CAM 99	3° 10.45' N	11° 21.43' E	Charnockit
CAM 100	3° 10.21' N	11° 20.99' E	Charnockit
CAM 101	3° 09.81' N	11° 20.49' E	Metabasit, Metasemipelit
CAM 103	3° 06.25' N	11° 17.21' E	Metabasit
CAM 106	3° 07.04' N	11° 10.16' E	Metabasit, Charnockit
CAM 108	2° 39.70' N	11° 03.84' E	Grt-Scp-Gneis
CAM 111	2° 31.21' N	11° 10.23' E	Charnockit
CAM 117	2° 55.14' N	11° 19.88' E	Grt-Bt-Hbl-Gneis
CAM 118	2° 55.69' N	11° 21.82' E	Metabasit
CAM 120	3° 13.08' N	11° 23.93' E	Metabasit
CAM 122	3° 04.54' N	11° 58.80' E	Charnockit
CAM 127	2° 48.60' N	12° 05.79' E	Metabasit
CAM 128	2° 49.41' N	12° 12.43' E	Tonalit
CAM 132	2° 57.85' N	11° 41.19' E	Tonalit
CAM 133	2° 59.97' N	11° 38.74' E	Tonalit
CAM 136	2° 55.89' N	11° 23.48' E	2-Px-Granulit
CAM 139	2° 58.30' N	10° 57.90' E	Metabasit
<b>Yandia-Gebiet</b>			
<b>gesammelt in 2004</b>			
CAM 49	7° 11.03' N	14° 50.94' E	Metabasit, Metapelit, Kalksilikat
CAM 51	7° 13.12' N	14° 52.25' E	Metabasit
CAM 52	7° 13.88' N	14° 57.46' E	Metabasit
CAM 53	7° 13.60' N	14° 57.82' E	Metabasit
CAM 54	7° 13.03' N	15° 02.96' E	Metabasit
CAM 55	7° 15.21' N	15° 05.59' E	Metabasit
CAM 56	7° 15.25' N	15° 07.54' E	Metabasit
CAM 57	7° 09.01' N	14° 49.58' E	Metabasit, Metapelit
<b>Pont-du-Lom</b>			
<b>gesammelt in 2004</b>			
CAM 61	6° 12.07' N	14° 23.38' E	granitischer Gneis
CAM 62	6° 03.47' N	14° 23.22' E	Metasemipelit
<b>Yaoundé-Decke I</b>			
<b>gesammelt in 2004</b>			
CAM 94	3° 29.29' N	11° 31.02' E	Ms-Chl-Schiefer
CAM 123	3° 30.60' N	11° 30.45' E	Ms-Chl-Schiefer
CAM 191	3° 33.07' N	11° 06.15' E	Ms-Chl-Schiefer
CAM 208	3° 54.00' N	12° 32.28' E	Ms-Chl-Schiefer
<b>Yaoundé-Decke II</b>			
<b>gesammelt in 2002</b>			
CAM 3-15-1	3° 50.16' N	10° 48.67' E	Grt-Ky-St-Gneis
<b>gesammelt in 2004</b>			
CAM 172	3° 01.87' N	09° 58.31' E	Metabasit
CAM 193	3° 50.18' N	10° 48.70' E	Grt-Ms-Bt-Gneis
CAM 194	3° 52.25' N	10° 49.93' E	Grt-Ms-Bt-Gneis
CAM 198	3° 50.38' N	10° 27.98' E	Grt-Ms-Bt-Gneis
CAM 199	3° 50.93' N	10° 29.77' E	Grt-Bt-Gneis
CAM 200	3° 51.52' N	10° 33.03' E	Grt-Bt-Gneis
CAM 201	3° 53.07' N	10° 50.74' E	Grt-Ms-Bt-Gneis
CAM 202	3° 52.68' N	10° 52.14' E	Grt-Bt-Gneis
CAM 206	3° 54.03' N	12° 07.67' E	Ms-Qtz-Gneis
CAM 214	4° 31.08' N	12° 08.06' E	Grt-Ky-St-Gneis



Tabelle B.1: (fortgesetzt)

Aufschlussnummer	Breite	Länge	Gesteinstyp
<b>Yaoundé-Decke III</b>			
<b>gesammelt in 2002</b>			
CAM 1-1	3° 51.00' N	11° 29.00' E	Metabasit
CAM 1-2-1	3° 53.00' N	11° 29.00' E	Grt-Ky-Gneis
CAM 1-2-2	3° 53.00' N	11° 29.00' E	Grt-Ky-Gneis
CAM-1-2-3	3° 56.87' N	11° 31.54' E	Grt-Ky-Gneis
CAM 1-2-4	3° 56.87' N	11° 31.54' E	Grt-Ky-Gneis
<b>gesammelt in 2004</b>			
CAM 174	3° 18.85' N	10° 05.22' E	Grt-Ky-Gneis
CAM 203	3° 51.66' N	10° 55.61' E	Metabasit
CAM 204	3° 51.78' N	11° 39.51' E	Grt-Ky-Gneis
CAM 205	3° 54.65' N	11° 49.06' E	Grt-Ky-Gneis
CAM 214	3° 55.97' N	11° 42.55' E	Grt-Ky-Gneis
CAM 215	4° 17.55' N	12° 06.40' E	Grt-Ky-Gneis
CAM 216	4° 13.27' N	12° 05.37' E	Grt-Ky-Gneis
CAM 217	3° 51.20' N	11° 30.12' E	Metabasit
CAM 218	3° 52.19' N	11° 29.06' E	Grt-Ky-Gneis
CAM 219	3° 52.16' N	11° 27.56' E	Grt-Ky-Gneis
CAM 220	3° 52.67' N	11° 28.94' E	Grt-Ky-Gneis
CAM 221	3° 53.31' N	11° 29.17' E	Grt-Ky-Gneis
CAM 222	3° 56.89' N	11° 31.52' E	Grt-Ky-Gneis



# Anhang C

## **Panafrikanische UHT-Metamorphose und gleichzeitige Intrusion granitoider *A-Typ*-Magmen am Ostrand des Kongo-Kratons in Uganda**

Im Folgenden Abschnitt sind zusätzliche Mineralanalysen (Tab. C.1–C.5), Ergebnisse geothermobarometrischer Berechnungen (Tab. C.6–C.8), Kathodolumineszenzbilder von isotopisch datierten Zirkon (Abb. C.1–C.14) und deren Meßergebnisse (Tab. C.9), sowie Aufschlusskoordinaten der im Jahr 2001 und 2005 gesammelten Proben (Tab. C.10) zu finden. Die Koordinaten wurden mit einem GARMIN 48 bzw. GARMIN 72 GPS-Gerät im Kartendatum NewArc 1960 ermittelt.

Tabelle C.1: Repräsentative Mineralanalysen von Granat und Feldspat metapelitischer Gesteine der Labwor Hills.

Probe	16a-4-01	16b-1-01	18b-1-01	38-2-05	38-2-05	44-4-05	16a-4-01	16b-1-01	18b-1-01	38-2-05	38-2-05	38-2-05	44-4-05	47-3-05	47-3-05	11-1-01
Phase	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Kfs	Pl	Kfs	Kfs
Nr.	164	142	154	393	445	52	287	146	149	448	358	372	24	68	76	315
<i>SiO<sub>2</sub></i>	40.31	40.06	40.20	39.21	39.46	38.09	57.81	58.96	57.66	62.77	63.16	64.21	57.82	63.07	63.03	63.48
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	22.75	22.65	22.80	21.83	22.08	21.62	26.92	25.87	27.20	23.29	23.31	18.78	26.03	18.76	18.85	18.83
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.04	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>FeO</i>	20.76	24.21	23.11	27.19	26.94	29.70	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.02	0.14	0.08	0.47	0.11	0.07	0.14	0.12	0.12	1.15
<i>MgO</i>	13.92	12.12	12.38	10.22	10.36	7.36	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>MnO</i>	1.51	0.84	0.79	0.80	0.77	1.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>CaO</i>	1.12	1.15	1.44	0.82	1.04	1.35	8.18	7.24	8.27	3.97	3.87	0.07	7.26	0.04	0.05	0.05
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6.64	6.94	6.43	9.10	9.15	1.10	7.01	0.99	0.95	0.41
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.33	0.35	0.30	0.19	0.16	15.07	0.42	14.77	14.74	16.10
<i>BaO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	0.00	0.02	0.03	0.07	0.54	0.00	1.54	1.80	0.00
Summe	100.41	101.08	100.75	100.12	100.73	99.18	99.98	99.54	99.96	99.81	99.84	99.85	98.68	99.30	99.55	100.02
Si	2.996	2.995	3.001	3.004	3.001	2.996	2.588	2.642	2.580	2.783	2.795	2.975	2.618	2.960	2.956	2.948
Ti	0.002	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al	1.992	1.996	2.006	1.972	1.979	2.004	1.421	1.366	1.435	1.217	1.216	1.025	1.389	1.038	1.042	1.031
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.003	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe <sup>2+</sup>	1.290	1.514	1.443	1.743	1.713	1.953	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
Fe <sup>3+</sup>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.001	0.005	0.003	0.016	0.004	0.002	0.005	0.004	0.004	0.040
Mg	1.542	1.351	1.378	1.167	1.174	0.863	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mn	0.095	0.053	0.050	0.052	0.050	0.068	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.089	0.092	0.115	0.068	0.085	0.114	0.392	0.348	0.397	0.189	0.183	0.004	0.352	0.002	0.003	0.002
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.576	0.603	0.558	0.782	0.785	0.099	0.616	0.090	0.087	0.037
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.019	0.020	0.017	0.011	0.009	0.891	0.024	0.884	0.882	0.954
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.010	0.000	0.028	0.033	0.000
Summe	8.006	8.004	7.995	8.008	8.006	8.000	4.998	4.987	4.990	4.998	4.993	5.006	5.004	5.007	5.007	5.012
<i>X<sub>Alm</sub></i>	0.428	0.503	0.483	0.575	0.567	0.651										
<i>X<sub>P<sub>1</sub>pp</sub></i>	0.511	0.449	0.461	0.385	0.389	0.288										
<i>X<sub>Sps</sub></i>	0.031	0.018	0.017	0.017	0.016	0.023										
<i>X<sub>Gr<sub>1</sub>s</sub></i>	0.030	0.031	0.039	0.022	0.028	0.038										
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.544	0.472	0.488	0.401	0.407	0.306										
<i>X<sub>An</sub></i>							0.397	0.358	0.408	0.192	0.802	0.098	0.355	0.090	0.086	0.037
<i>X<sub>Ab</sub></i>							0.583	0.621	0.574	0.796	0.187	0.004	0.621	0.002	0.003	0.002
<i>X<sub>Kfs</sub></i>							0.019	0.021	0.018	0.011	0.009	0.888	0.024	0.878	0.878	0.960
<i>X<sub>Cs</sub></i>							0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.010	0.000	0.028	0.033	0.000

Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt) bzw. 8 (Pl, Kfs) Sauerstoffatomen gerechnet; n.d. = nicht analysiert; n.c. = nicht berechnet.

**Tabelle C.2:** Repräsentative Mineralanalysen von Orthopyroxen, Spinell, Ilmenit, Hämatit und Biotit metapelitischer Gesteine der Labvor Hills.

Probe	47-4-05	11-1-01	15b-3-01	16a-2-01	16a-4-01	11-1-01	12-1-01	15b-3-01	16a-2-01	15b-3-01	15b-3-01	12-1-01	12-1-01	11-1-01	12-1-01	16a-3-01	16a-3-01	44-4-05
Phase	Opx Kern	Opx Kern	Opx Kern	Opx Kern	Opx Kern	Spl	Spl	Spl	Spl	Spl	Ilm	Hem	Ilm	Hem	Bt	Bt	Bt	Bt
Nr.	190	119	290	160	260	63	102	195	451	210	217	87	91	204	480	1132	65	65
<i>SiO<sub>2</sub></i>	46.43	46.72	46.96	48.84	47.59	0.02	0.07	0.02	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	38.06	37.91	36.75	36.03	
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.17	0.09	0.15	0.08	0.10	0.05	0.06	0.02	0.01	51.54	12.74	48.67	11.55	3.97	5.08	3.94	4.50	
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	11.67	11.12	11.33	7.58	11.46	59.29	61.84	62.98	60.61	0.06	0.25	0.01	0.24	16.43	15.88	16.61	16.78	
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.30	0.41	0.36	0.85	0.05	0.19	0.00	0.08	0.06	0.05	0.09	n.d.	
<i>FeO</i>	20.43	19.87	17.88	15.19	16.54	27.55	25.28	22.00	18.99	42.57	11.09	42.18	10.11	11.30	9.29	12.22	14.79	
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	1.30	1.74	1.80	3.37	2.09	3.81	1.52	1.65	3.77	3.98	76.06	7.87	78.03	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	
<i>MgO</i>	19.48	19.89	21.33	24.09	22.37	8.77	10.69	12.66	14.06	2.06	0.21	0.71	0.15	16.87	17.57	16.32	12.50	
<i>MnO</i>	0.39	0.50	0.24	0.26	0.49	0.39	0.07	0.21	0.11	0.17	0.03	0.26	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	
<i>CaO</i>	0.10	0.09	0.11	0.06	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	
<i>ZnO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.21	0.36	0.68	0.83	0.00	0.03	0.14	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.38	0.35	0.03	0.04	
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	9.76	10.14	10.34	
Summe	99.98	100.03	99.82	99.50	100.71	100.38	100.30	100.58	99.26	100.48	100.64	99.88	100.29	97.07	95.93	96.12	94.98	
Si	1.722	1.730	1.725	1.787	1.724	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	5.377	5.481	5.266	5.425	
Ti	0.005	0.003	0.004	0.002	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.960	0.249	0.924	0.227	0.422	0.553	0.425	0.509	
Al	0.510	0.485	0.491	0.327	0.489	1.912	1.955	1.958	1.904	0.002	0.008	0.000	0.007	2.735	2.706	2.805	2.977	
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.007	0.009	0.007	0.018	0.001	0.004	0.000	0.002	0.007	0.006	0.010	n.d.	
Fe <sup>2+</sup>	0.634	0.616	0.549	0.465	0.501	0.631	0.567	0.485	0.423	0.882	0.241	0.890	0.221	1.201	1.123	1.317	1.862	
Fe <sup>3+</sup>	0.036	0.049	0.050	0.093	0.057	0.078	0.031	0.033	0.076	0.074	1.488	0.149	1.534	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	
Mg	1.077	1.098	1.168	1.314	1.208	0.358	0.427	0.498	0.559	0.076	0.008	0.027	0.006	3.552	3.787	3.487	2.805	
Mn	0.012	0.016	0.007	0.008	0.015	0.009	0.002	0.005	0.003	0.004	0.001	0.006	0.001	0.000	0.005	0.000	0.000	
Ca	0.004	0.004	0.004	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	0.007	0.013	0.016	0.000	0.001	0.003	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.871	0.097	0.009	0.013	
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.000	1.800	1.853	1.987	
Summe	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.000	3.000	3.000	3.000	2.000	2.000	2.000	2.000	15.165	15.558	15.175	15.578	
$\bar{X}_{Mg}$	0.630	0.641	0.680	0.739	0.707	0.362	0.430	0.506	0.569	0.079	0.032	0.029	0.026	0.747	0.771	0.726	0.601	

Strukturformel auf der Basis von 6 (Opx), 4 (Spl), 3 (Ilm, Hem) bzw. 22 (Bt) Sauerstoffatomen gerechnet; n.d. = nicht analysiert; n.c. = nicht berechnet; Fe<sup>3+</sup> nach Droop (1987).

**Tabelle C.3:** Repräsentative Mineralanalysen von Granat und Plagioklas von granitoiden Alkalifeldspatgangneisen der Labwor Hills (LH) und Rom Mountains (RM).

Probe	3-1	4-3	27-1	36-2	51-1	53-2	66-105	66-2-05	3-1	4-3	27-1	36-2	51-1	53-2	66-105	66-2-05
Gebiet	LH	LH	LH	LH	LH	LH	RM	RM	LH	LH	LH	LH	LH	LH	RM	RM
Phase	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
Nr.	350	46	126	127	166	248	137	218	221	78	133	135	60	223	177	270
<i>SiO<sub>2</sub></i>	37.85	37.79	38.10	37.12	37.62	37.67	37.96	37.92	59.20	58.77	59.83	59.89	58.97	59.39	56.54	57.12
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.01	0.02	0.06	0.07	0.01	0.05	0.06	0.04	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	21.19	20.88	20.87	20.45	20.71	20.85	21.13	20.80	26.17	26.06	26.15	25.02	26.47	25.68	28.17	27.30
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>FeO</i>	31.24	30.82	31.84	32.17	32.00	30.90	31.02	30.46	n.d.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.08	0.18	0.08	0.08	0.06	0.04	0.06	0.12
<i>MgO</i>	2.10	2.15	1.74	1.31	1.25	2.01	2.28	2.26	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>MnO</i>	0.78	1.08	0.66	0.71	1.08	0.77	1.34	1.71	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
<i>CaO</i>	7.70	7.93	8.22	7.36	7.98	7.88	7.43	7.35	7.52	7.49	7.23	6.14	7.71	7.22	9.53	8.63
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	7.05	7.03	7.24	7.87	7.09	7.43	6.05	6.40
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.40	0.38	0.27	0.31	0.28	0.22	0.24	0.30
<i>BaO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.05	0.06	0.00	0.00	0.00	0.09	0.02	0.04
Summe	100.87	100.69	101.50	99.19	100.70	100.12	101.23	100.61	100.47	99.97	100.80	99.31	100.58	100.06	100.61	99.90
Si	3.001	3.004	3.012	3.013	3.009	3.009	3.001	3.015	2.632	2.628	2.646	2.684	2.619	2.649	2.524	2.563
Ti	0.000	0.001	0.004	0.004	0.001	0.003	0.004	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al	1.981	1.957	1.945	1.956	1.953	1.963	1.969	1.949	1.372	1.374	1.363	1.321	1.386	1.350	1.482	1.444
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe <sup>2+</sup>	2.072	2.049	2.105	2.184	2.141	2.065	2.050	2.025	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.
Fe <sup>3+</sup>	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.003	0.006	0.003	0.003	0.002	0.001	0.002	0.004
Mg	0.249	0.255	0.205	0.159	0.149	0.240	0.268	0.268	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mn	0.052	0.073	0.044	0.049	0.073	0.052	0.090	0.115	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.654	0.676	0.696	0.640	0.684	0.674	0.630	0.626	0.358	0.359	0.342	0.295	0.367	0.345	0.456	0.415
Na	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.608	0.609	0.620	0.684	0.611	0.643	0.524	0.557
K	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.023	0.022	0.015	0.018	0.016	0.012	0.014	0.017
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001
Summe	8.009	8.016	8.011	8.005	8.013	8.006	8.012	8.005	4.996	4.999	4.989	5.004	5.001	5.002	5.002	5.001
<i>X<sub>Alm</sub></i>	0.684	0.671	0.690	0.720	0.703	0.681	0.675	0.667	0.362	0.362	0.350	0.296	0.369	0.344	0.459	0.419
<i>X<sub>Prp</sub></i>	0.082	0.084	0.067	0.052	0.049	0.079	0.088	0.088	0.615	0.615	0.634	0.686	0.615	0.642	0.527	0.563
<i>X<sub>Sp</sub></i>	0.017	0.024	0.015	0.016	0.024	0.017	0.030	0.038	0.023	0.022	0.016	0.018	0.016	0.012	0.014	0.017
<i>X<sub>Grs</sub></i>	0.216	0.221	0.228	0.211	0.224	0.222	0.207	0.206	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.107	0.111	0.089	0.068	0.065	0.104	0.116	0.117								
<i>X<sub>An</sub></i>																
<i>X<sub>Ab</sub></i>																
<i>X<sub>Kfs</sub></i>																
<i>X<sub>Cs</sub></i>																

Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt) bzw. 8 (Pl) Sauerstoffatomen gerechnet; n.d. = nicht analysiert; n.c. = nicht berechnet.

**Tabelle C.4:** Repräsentative Mineralanalysen von Klinopyroxen und Orthopyroxen von granitoiden Alkalifeldspatangeisenen der Labwor Hills (LH) und Rom Mountains (RM).

Probe Gebiet Phase Nr.	3-1		4-3		27-1		36-2		51-1		53-2		66-1-05		66-2-05		3-1		4-3		27-1		36-2		51-1		53-2		66-1-05		66-2-05	
	LH	Cpx	LH	Cpx	LH	Cpx	LH	Cpx	LH	Cpx	LH	Cpx	RM	Cpx	RM	Cpx	LH	Opx	LH	Opx	LH	Opx	LH	Opx	LH	Opx	LH	Opx	RM	Opx	RM	Opx
<i>SiO<sub>2</sub></i>	51.21	51.20	51.16	50.41	50.90	51.28	51.94	50.60	49.35	49.19	48.72	47.83	48.24	48.95	49.76	49.66	48.24	48.95	49.76	49.66	48.24	48.95	49.76	49.66	48.24	48.95	49.76	49.66	48.24	48.95	49.76	49.66
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.11	0.12	0.10	0.12	0.09	0.12	0.11	0.28	0.04	0.05	0.09	0.07	0.05	0.11	0.06	0.08	0.05	0.11	0.06	0.08	0.05	0.11	0.06	0.08	0.05	0.11	0.06	0.08	0.05	0.11	0.06	0.08
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	1.16	1.39	1.01	1.28	0.75	1.11	0.97	2.36	0.43	0.45	0.46	0.25	0.25	0.45	0.46	0.90	0.25	0.45	0.46	0.90	0.25	0.45	0.46	0.25	0.45	0.46	0.90	0.25	0.45	0.46	0.90	
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	0.00	0.06	0.02	0.11	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
<i>FeO</i>	16.91	17.58	19.15	21.98	21.59	17.24	15.97	18.14	38.76	37.58	41.07	43.71	43.54	38.08	36.68	36.17	43.54	38.08	36.68	36.17	43.54	38.08	36.68	36.17	43.54	38.08	36.68	36.17	43.54	38.08	36.68	
<i>MgO</i>	8.76	8.33	7.43	5.59	5.98	8.59	9.74	8.68	10.75	11.23	8.78	6.83	7.06	10.64	12.07	11.79	7.06	10.64	12.07	11.79	7.06	10.64	12.07	11.79	7.06	10.64	12.07	11.79	7.06	10.64	12.07	
<i>MnO</i>	0.16	0.15	0.19	0.14	0.24	0.12	0.33	0.42	0.42	0.46	0.36	0.32	0.46	0.34	0.53	0.63	0.46	0.34	0.53	0.63	0.46	0.34	0.53	0.63	0.46	0.34	0.53	0.63	0.46	0.34	0.53	
<i>CaO</i>	21.21	20.98	21.00	19.92	20.61	21.18	21.14	19.62	0.64	0.56	0.65	0.66	0.84	0.72	0.63	0.97	0.84	0.72	0.63	0.97	0.84	0.72	0.63	0.97	0.84	0.72	0.63	0.97	0.84	0.72	0.63	
<i>Na<sub>2</sub>O</i>	0.41	0.50	0.41	0.57	0.41	0.41	0.36	0.41	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	
Total	99.93	100.31	100.46	100.11	100.57	100.08	100.44	100.45	100.39	99.53	100.16	99.67	100.45	99.29	100.19	100.20	100.45	99.29	100.19	100.20	100.45	99.29	100.19	100.20	100.45	99.29	100.19	100.20	100.45	99.29	100.19	100.20
Si	1.981	1.978	1.988	1.988	1.997	1.983	1.987	1.950	1.987	1.988	1.990	1.994	1.993	1.989	1.988	1.981	1.993	1.989	1.988	1.981	1.993	1.989	1.988	1.981	1.993	1.989	1.988	1.981	1.993	1.989	1.988	
Ti	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.008	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	
Al	0.053	0.063	0.046	0.060	0.035	0.051	0.044	0.107	0.020	0.022	0.022	0.013	0.012	0.022	0.022	0.042	0.012	0.022	0.022	0.042	0.012	0.022	0.022	0.012	0.022	0.022	0.022	0.022	0.022	0.022	0.022	
Cr	0.000	0.002	0.001	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	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	0.000	0.000	
Fe <sup>2+</sup>	0.547	0.568	0.622	0.725	0.708	0.558	0.511	0.585	1.305	1.270	1.403	1.524	1.504	1.295	1.225	1.206	1.504	1.295	1.225	1.206	1.504	1.295	1.225	1.206	1.504	1.295	1.225	1.206	1.504	1.295	1.225	
Mg	0.505	0.480	0.430	0.329	0.350	0.495	0.556	0.499	0.645	0.677	0.535	0.425	0.435	0.644	0.719	0.701	0.435	0.644	0.719	0.701	0.435	0.644	0.719	0.701	0.435	0.644	0.719	0.701	0.435	0.644	0.719	
Mn	0.005	0.005	0.006	0.005	0.008	0.004	0.007	0.011	0.014	0.016	0.013	0.011	0.016	0.012	0.018	0.021	0.016	0.012	0.018	0.021	0.016	0.012	0.018	0.021	0.016	0.012	0.018	0.021	0.016	0.012	0.018	
Ca	0.879	0.869	0.874	0.842	0.866	0.878	0.867	0.810	0.027	0.024	0.029	0.029	0.037	0.031	0.027	0.041	0.037	0.031	0.027	0.041	0.037	0.031	0.027	0.041	0.037	0.031	0.027	0.041	0.037	0.031	0.027	
Na	0.031	0.037	0.031	0.044	0.031	0.031	0.027	0.031	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	4.004	4.006	4.001	3.999	3.998	4.004	4.001	4.002	4.000	3.998	3.995	3.998	3.999	3.996	4.000	3.996	3.999	3.998	4.000	3.996	3.999	3.998	4.000	3.996	3.999	3.998	4.000	3.996	4.000	3.996	4.000	
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.480	0.458	0.409	0.312	0.331	0.470	0.521	0.460	0.331	0.348	0.276	0.218	0.224	0.332	0.370	0.368	0.224	0.332	0.370	0.368	0.224	0.332	0.370	0.368	0.224	0.332	0.370	0.368	0.224	0.332	0.370	

Strukturformel auf der Basis von 6 (Cpx, Opx) Sauerstoffatomen gerechnet; n.d. = nicht analysiert; n.c. = nicht berechnet.

**Tabelle C.5:** Repräsentative Mineralanalysen von Granat, Biotit, Spinell und Cordierit metapelitischer Gesteine (75-1) und von Granat, Plagioklas, Klinopyroxen und Orthopyroxen metabasaltischer Gesteine (62-1, 64-4) des Kalapata-Gebietes.

Probe	75-1	75-1	75-1	75-1	75-1	75-1	62-1	62-1	64-4	64-4	62-1	62-1	64-4	62-1	64-4	62-1	64-4	62-1	64-4	62-1	64-4	
Phase	Grt	Grt	Bt	Spl	Spl	Grd	Grt	Grt	Grt	Grt	Pl	Pl	Pl	Pl	Cpx	Cpx	Opx	Opx	Opx	Opx	Opx	
Nr.	384	404	378	258	260	268	25	31	250	263	85	99	265	207	207	51	292					
<i>SiO<sub>2</sub></i>	39.07	39.67	36.01	0.05	0.04	48.86	38.75	38.93	39.44	38.72	47.14	55.84	44.21	51.34	51.09	51.25	50.65					
<i>TiO<sub>2</sub></i>	0.00	0.04	5.36	0.00	0.01	n.d.	0.00	0.06	0.08	0.05	n.d.	n.d.	0.27	0.27	0.45	0.06	0.12					
<i>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	22.09	22.08	15.72	58.68	58.80	33.89	20.92	21.39	21.63	21.12	34.58	28.78	37.00	3.07	2.90	1.45	1.42					
<i>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.43	0.42	n.d.	0.00	0.00	0.02	0.03	n.d.	n.d.	n.d.	0.01	0.11	0.00	0.04					
<i>FeO</i>	29.01	26.61	14.84	29.00	29.69	4.47	27.63	27.05	27.53	29.86	n.c.	n.c.	n.c.	11.02	11.43	27.75	30.35					
<i>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></i>	n.c.	n.c.	n.c.	3.38	3.49	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.21	0.21	0.58	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.					
<i>MgO</i>	8.48	10.29	12.96	7.67	7.33	10.85	4.96	5.54	6.19	3.98	n.d.	n.d.	n.d.	11.96	12.19	17.99	16.00					
<i>MnO</i>	0.88	0.47	0.00	0.10	0.13	0.03	1.90	1.58	0.60	1.32	n.d.	n.d.	n.d.	0.30	0.23	0.67	0.46					
<i>CaO</i>	1.10	1.80	n.d.	0.00	0.00	0.02	6.46	6.45	6.34	6.33	17.03	10.32	19.66	22.08	21.43	0.56	0.78					
<i>ZnO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	0.47	0.49	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.				
<i>N<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	0.08	n.d.	n.d.	0.02	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.76	5.57	0.47	0.41	0.29	n.d.	n.d.	n.d.				
<i>K<sub>2</sub>O</i>	n.d.	n.d.	10.08	n.d.	n.d.	0.01	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.02	0.22	0.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.					
<i>BaO</i>	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.07	0.00	0.05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.					
Summe	100.63	100.97	95.05	99.79	100.39	98.15	100.62	101.00	101.84	101.41	100.81	100.94	101.96	100.46	100.10	99.73	99.81					
Si	3.005	3.006	5.422	0.001	0.001	4.951	3.029	3.016	3.018	3.023	2.147	2.490	2.009	1.927	1.925	1.967	1.967					
Ti	0.000	0.003	0.607	0.000	0.000	n.d.	0.000	0.004	0.005	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.008	0.013	0.002	0.003					
Al	2.003	1.972	2.789	1.917	1.916	4.048	1.927	1.953	1.951	1.944	1.856	1.513	1.982	0.136	0.129	0.066	0.065					
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	0.009	0.009	n.d.	0.000	0.000	0.002	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.000	0.003	0.000	0.001					
Fe <sup>2+</sup>	1.866	1.687	1.869	0.672	0.686	0.379	1.806	1.753	1.761	1.950	n.c.	n.c.	n.c.	0.346	0.360	0.891	0.986					
Fe <sup>3+</sup>	n.c.	n.c.	n.c.	0.070	0.073	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	0.007	0.007	0.020	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.					
Mg	0.973	1.162	2.909	0.317	0.302	1.640	0.578	0.640	0.706	0.464	n.d.	n.d.	n.d.	0.669	0.685	1.029	0.926					
Mn	0.057	0.030	0.000	0.002	0.003	0.003	0.126	0.103	0.039	0.087	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	0.007	0.022	0.015					
Ca	0.091	0.146	n.d.	0.000	0.000	0.002	0.541	0.535	0.519	0.529	0.831	0.493	0.957	0.888	0.865	0.023	0.033					
Zn	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.				
Na	n.d.	n.d.	0.024	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.156	0.482	0.041	0.030	0.021	n.d.	n.d.	n.d.				
K	n.d.	n.d.	1.937	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.013	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.					
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.000	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.					
Summe	7.995	8.006	15.557	3.000	3.000	11.028	8.007	8.004	8.000	8.002	5.000	4.998	5.010	4.013	4.008	3.999	3.996					
<i>X<sub>Al</sub></i>	0.625	0.558					0.592	0.578	0.582	0.644												
<i>X<sub>P</sub></i>	0.326	0.384					0.189	0.211	0.233	0.153												
<i>X<sub>S</sub></i>	0.019	0.010					0.041	0.034	0.013	0.029												
<i>X<sub>Cr</sub></i>	0.030	0.048					0.177	0.175	0.172	0.175												
<i>X<sub>Mg</sub></i>	0.343	0.408		0.609	0.320	0.812	0.242	0.267	0.286	0.192												
<i>X<sub>An</sub></i>											0.840	0.499	0.958	0.659	0.656	0.536	0.484					
<i>X<sub>Ab</sub></i>											0.158	0.488	0.041									
<i>X<sub>Kfs</sub></i>											0.001	0.013	0.000									
<i>X<sub>Cs</sub></i>											0.001	0.000	0.001									

Strukturformel auf der Basis von 12 (Grt), 8 (Pl), 22 (Bt), 4 (Spl), 18 (Crd) bzw. 6 (Cpx, Opx) Sauerstoffatomen gerechnet; n.d. = nicht analysiert; n.c. = nicht berechnet; Fe<sup>3+</sup> für Spl nach Droop (1987).



**Tabelle C.6:** Ergebnisse der Druckbestimmung unter Verwendung des GASP-Gleichgewichtes (Newton & Haselton, 1981) für Metapelite der Labwor Hills und des Kalapata-Gebietes. Mineralanalysen sind in Tab. 3.2, 3.5 und C.1 zu finden.

Probe	Mineral & Analysennummer	angenommene T [°C]	P [kbar]	Bemerkung
<b>Labwor Hills</b>				
UG 12-2-01	Grt389-P1408-Sil-Qtz	950	10.5	
UG 13-1-01	Grt100-P1101-Sil-Qtz	950	8.5	
UG 15b-1-01	Grt227-P1238-Sil-Qtz	950	9.1	
UG 15b-3-01	Grt422-P1708-Sil-Qtz	950	7.9	
UG 16a-2-01	Grt328-P1391-Sil-Qtz	950	8.0	
UG 16a-4-01	Grt164-P1287-Sil-Qtz	950	7.6	
UG 16b-1-01	Grt142-P1146-Sil-Qtz	950	8.1	
UG 18b-1-01	Grt154-P1149-Sil-Qtz	950	8.7	
UG 38-2-05	Grt393-P1-Sil-Qtz	950	12.1	ternärer Fsp (358+372)
	Grt445-P1448-Sil-Qtz	950	11.6	
UG 44-4-05	Grt52P124-Sil-Qtz	950	8.9	
<b>Kalapata-Gebiet</b>				
UG 75-1-05	Grt403-P1346-Sil-Qtz	800	8.4	Grt-Kern
	Grt381-P1303-Sil-Qtz	800	6.1	Grt-Rand

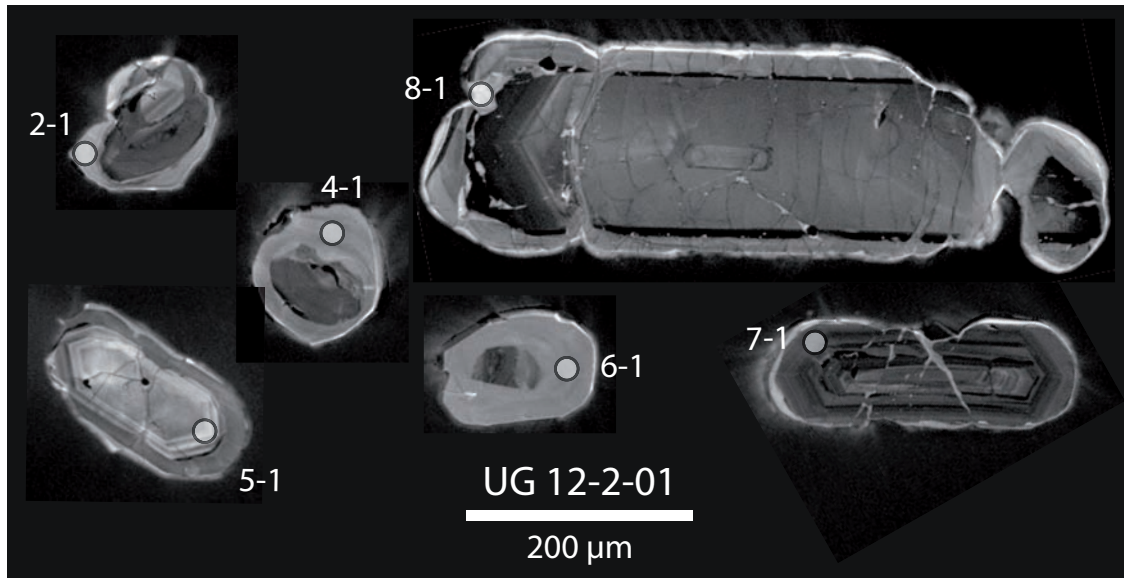
## 150 C. Panafrikanische UHT-Metamorphose und Magmatismus in Ostuganda

**Tabelle C.7:** Ergebnisse konventioneller geothermobarometrischer Berechnungen an spät gebildeten Grt-Cpx-Koronen um Opx in Gesteinen der Labwor Hills, Rom Mountains und Kamalinga Hills und an Opx-Pl-Symplektiten metabasischer Gesteine des Kalapata-Gebietes. *Fe-Mg*-Austauschthermometer: Grt-Opx (Lee & Ganguly, 1988), Grt-Cpx (Powell, 1985); Barometer Grt-Opx-Pl-Qtz und Grt-Cpx-Pl-Qtz (Newton & Perkins, 1982). Mineralanalysen sind in Tab. 3.4, 3.5 und C.3–C.5 zu finden.

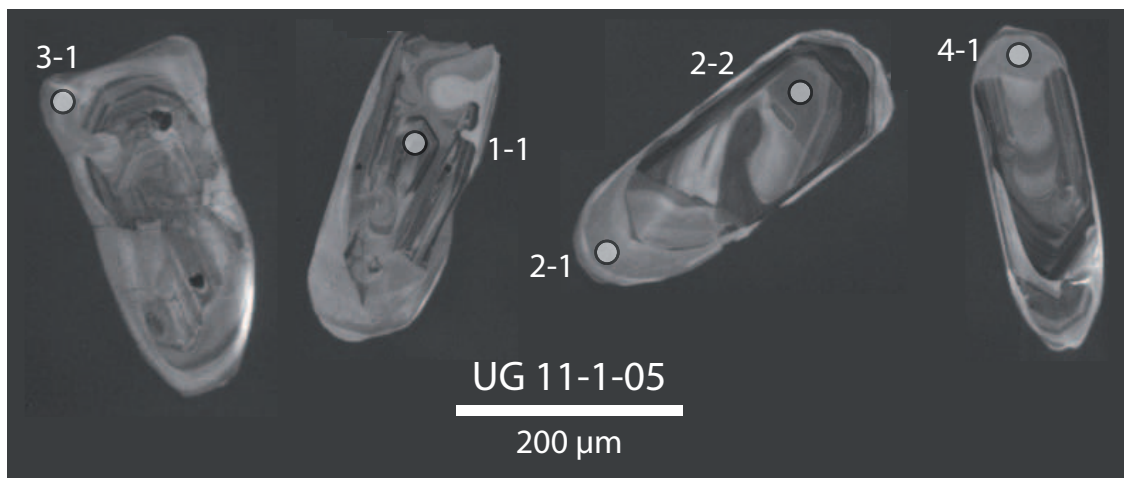
Probe	Mineral & Analysennummer	T [°C]	P [kbar]	Bemerkung
<b>Labwor Hills</b>				
UG 3-1-05	Grt350-Opx304-Pl221-Qtz	657	5.8	
	Grt350-Cpx353-Pl221-Qtz	661	5.7	
UG 4-3-05	Grt46-Opx27-Pl178-Qtz	638	5.6	
	Grt46-Cpx51-Pl178-Qtz	699	6.4	
UG 19-3-05	Grt61-Opx15-Pl170-Qtz	683	6.8	
	Grt61-Cpx35-Pl170-Qtz	698	6.9	
UG 27-1-05	Grt126-Opx96-Pl133-Qtz	697	6.0	
	Grt126-Cpx100-Pl133-Qtz	693	6.2	
UG 30-1-05	Grt36-Opx23-Pl145-Qtz	653	5.9	
	Grt36-Cpx61-Pl145-Qtz	661	5.8	
UG 36-2-05	Grt127-Opx86-Pl135-Qtz	695	6.1	
	Grt127-Cpx99-Pl135-Qtz	714	6.5	
UG 51-1-05	Grt166-Opx140-Pl160-Qtz	652	5.0	
	Grt166-Cpx147-Pl160-Qtz	687	5.4	
UG 53-2-05	Grt248-Opx217-Pl223-Qtz	639	5.6	
	Grt248-Cpx187-Pl223-Qtz	668	5.9	
<b>Rom Mountains</b>				
UG 66-1-05	Grt137-Opx163-Pl177-Qtz	593	4.6	
	Grt137-Cpx194-Pl177-Qtz	632	4.6	
UG 66-2-05	Grt218-Opx262-Pl270(-Qtz)	606	4.9	} Qtz-abwesend; min. P
	Grt218-Cpx242-Pl270(-Qtz)	698	5.7	
UG 66-3-05	Grt170-Opx194-Pl209-Qtz	595	4.7	
	Grt170-Cpx184-Pl209-Qtz	629	4.6	
<b>Kamalinga Hills</b>				
UG 84-4-05	Grt22-Cpx58-Pl143(-Qtz)	657	6.4	Qtz-abwesend; min. P
<b>Kalapata-Gebiet</b>				
UG 62-1-05	Grt25-Opx51-Pl85(-Qtz)	686	6.0	} P bei 800 °C; T bei 4.5 kbar; } Qtz-abwesend; min. P
	Grt31-Cpx75-Pl199(-Qtz)	723	6.8	
UG 63-1-05	Grt71-Opx50-Pl82-Qtz	733	4.9	} P bei 800 °C; T } bei 4.5 kbar
	Grt77-Cpx21-Pl94-Qtz	728	4.7	
UG 64-1-05	Grt263-Opx292-Pl265-Qtz	631	4.6	} T bei 4.5 kbar
	Grt250-Cpx207	752		

**Tabelle C.8:** Ergebnisse der Optimalthermometrie ( $avPT$ ) für spät gebildete Grt-Cpx-Koronen um Opx (und Pl) für Gesteine der Labwor Hills und Rom Mountains.  $avPT$ -Werte für die Grt-Cpx-Opx-Pl-Qtz-Paragenese wurden mit den selben Mineralanalysen wie bei der konventionellen  $P$ - $T$ -Bestimmung (Tab. C.7) ermittelt. Berechnungen erfolgten mit dem Programm THERMOCALC v. 3.25 mit dem Datensatz ‘tcds55’ (Powell & Holland, 1994). Aktivitätsberechnung der Mineralendglieder mit dem Programm ‘AX’ von Tim Holland.

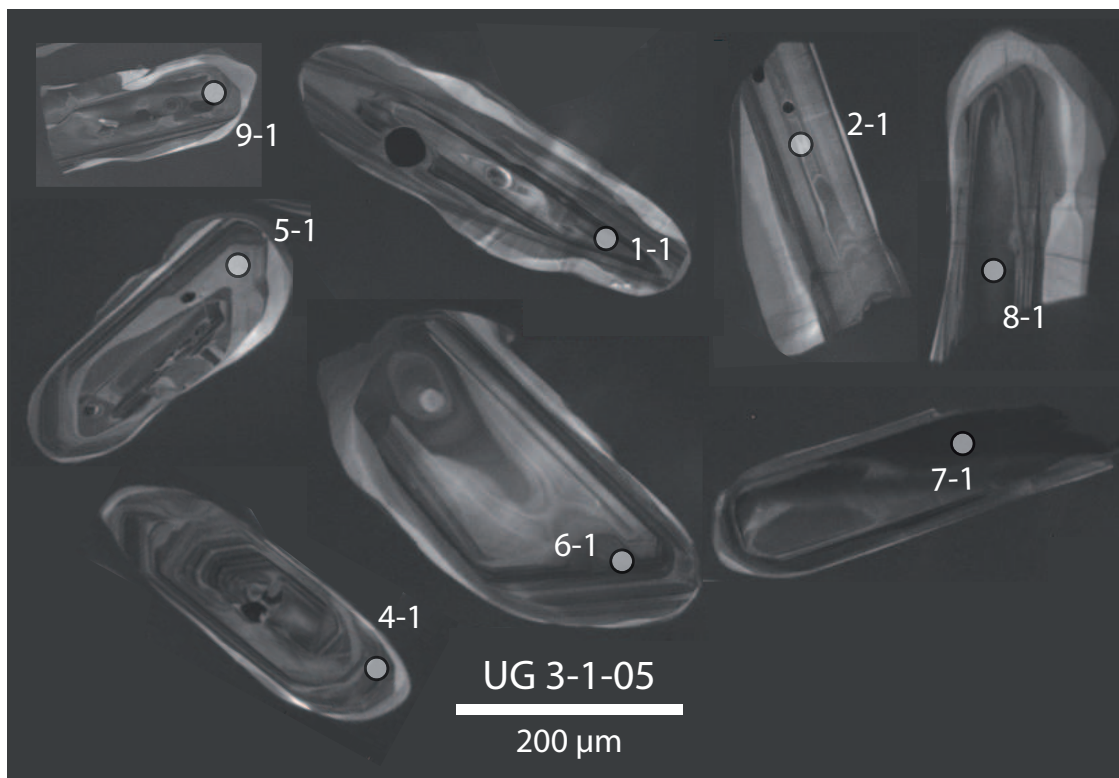
Probe	T [°C]	$1\sigma$ [°C]	P [kbar]	$1\sigma$ [kbar]	corr.
<b>Labwor Hills</b>					
UG 3-1-05	750	99	7.8	1.3	0.862
UG 4-3-05	710	106	7.1	1.4	0.897
UG 19-3-05	681	75	7.3	1.0	0.870
UG 27-1-05	765	130	7.6	1.6	0.959
UG 30-1-05	707	71	7.3	0.9	0.887
UG 36-2-05	817	152	8.4	1.9	0.965
UG 51-1-05	777	140	7.1	1.6	0.961
UG 53-2-05	820	134	9.0	1.8	0.963
<b>Rom Mountains</b>					
UG 66-1-05	748	89	7.2	1.1	0.836
UG 66-3-05	710	83	6.9	1.1	0.850



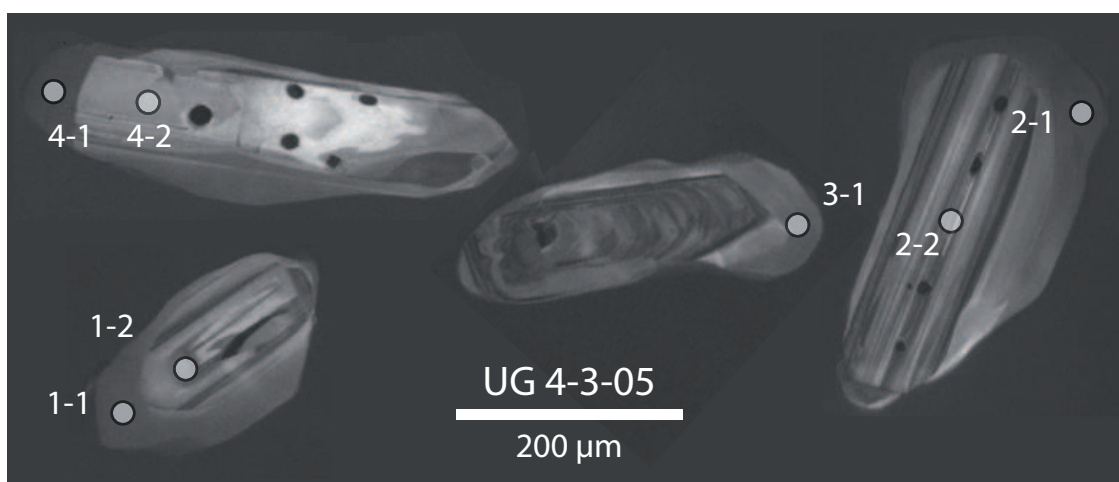
**Abbildung C.1:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zirkons aus einem UHT-Metapelit der Labwor Hills (UG 12-2-01). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.



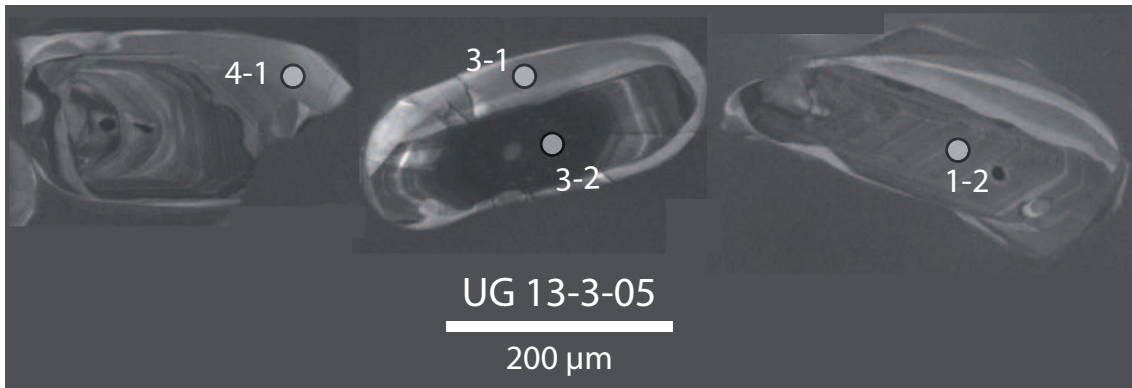
**Abbildung C.2:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zirkons aus einem granitoden Alkalifeldspat-Augengneis der Labwor Hills (UG 11-1-05). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.



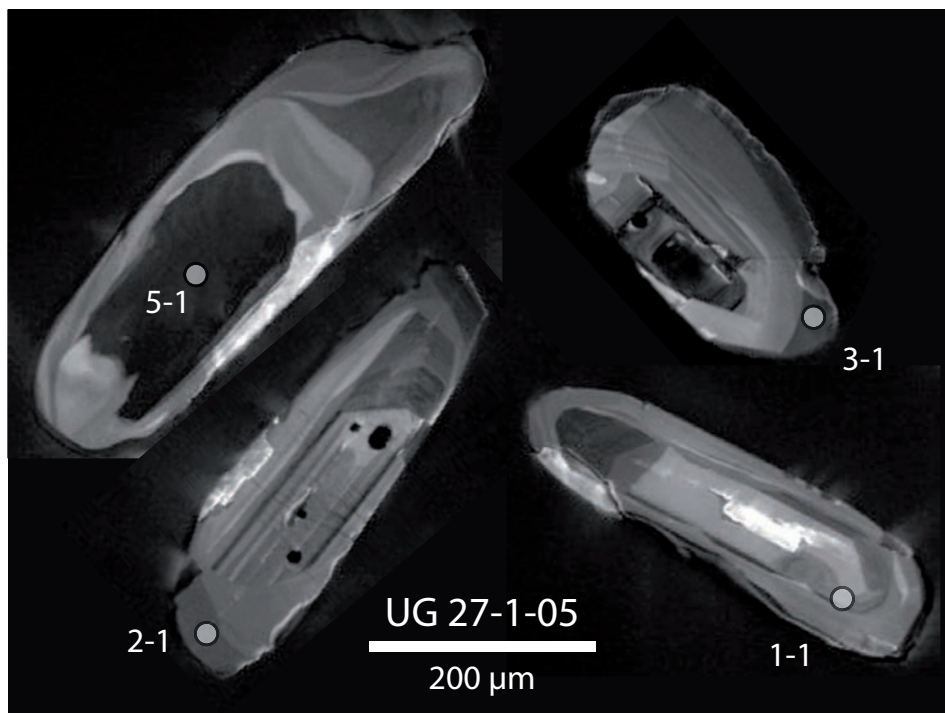
**Abbildung C.3:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zirkons aus einem granitoiden Alkalifeldspat-Augengneis der Labwor Hills (UG 3-1-05). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.



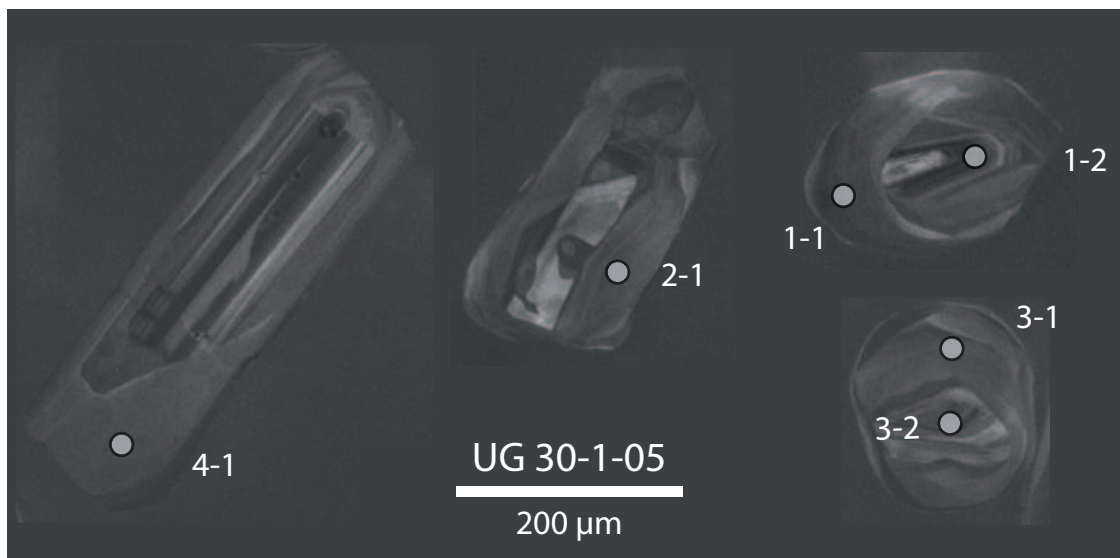
**Abbildung C.4:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zirkons aus einem granitoiden Alkalifeldspat-Augengneis der Labwor Hills (UG 4-3-05). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.



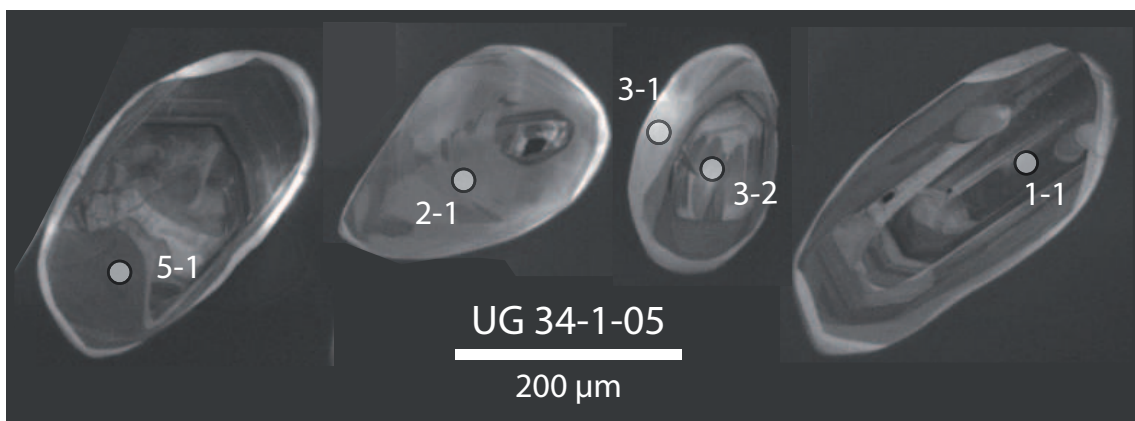
**Abbildung C.5:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zirkons aus einem granitoiden Alkalifeldspataugengneis der Labwor Hills (UG 13-3-05). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.



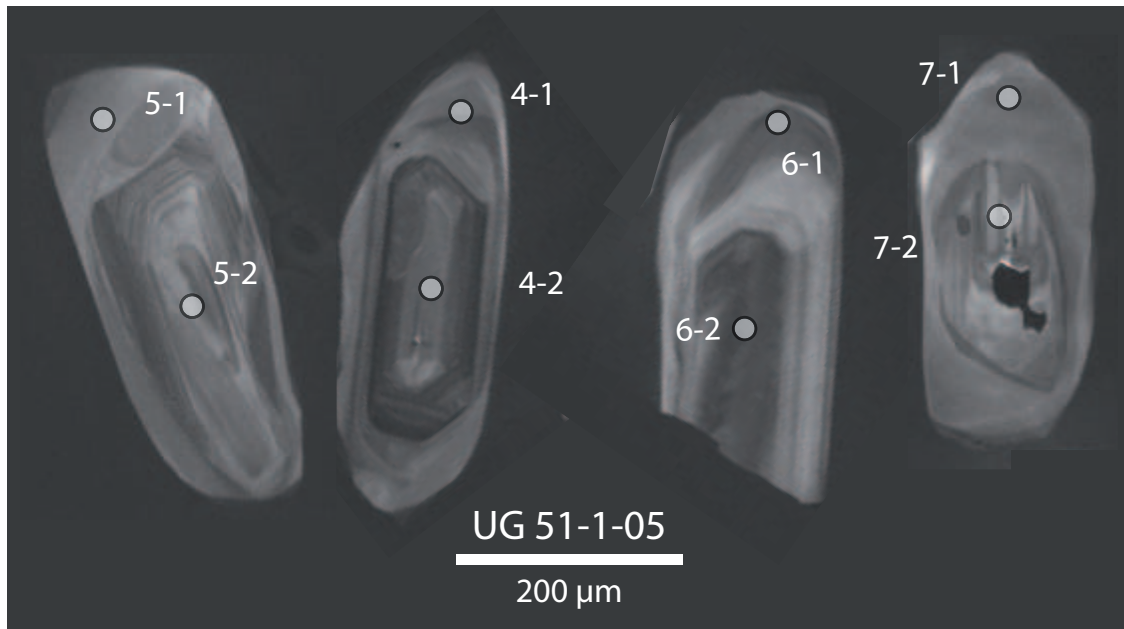
**Abbildung C.6:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zirkons aus einem granitoiden Alkalifeldspataugengneis der Labwor Hills (UG 27-1-05). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.



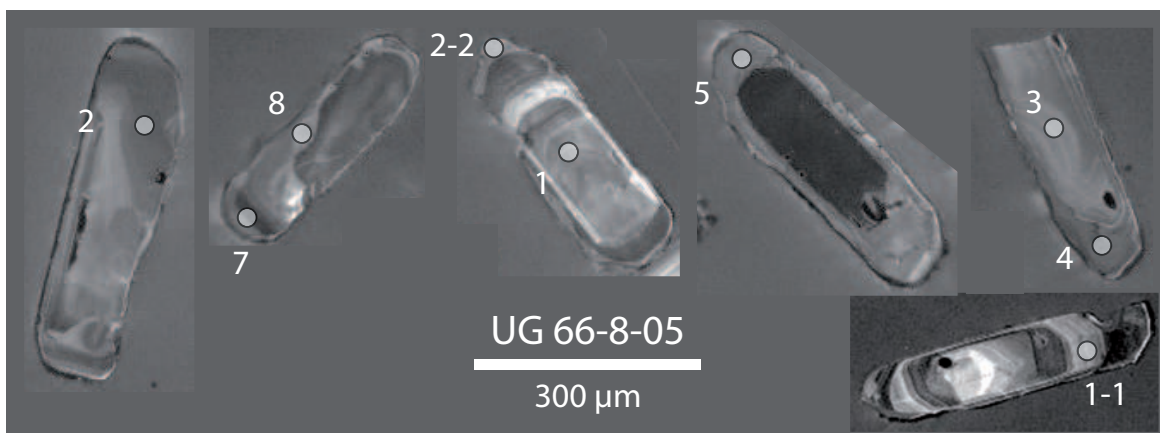
**Abbildung C.7:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zirkons aus einem granitoiden Alkalifeldspat-Augengneis der Labwor Hills (UG 30-1-05). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.



**Abbildung C.8:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zirkons aus einem granitoiden Alkalifeldspat-Augengneis der Labwor Hills (UG 34-1-05). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.

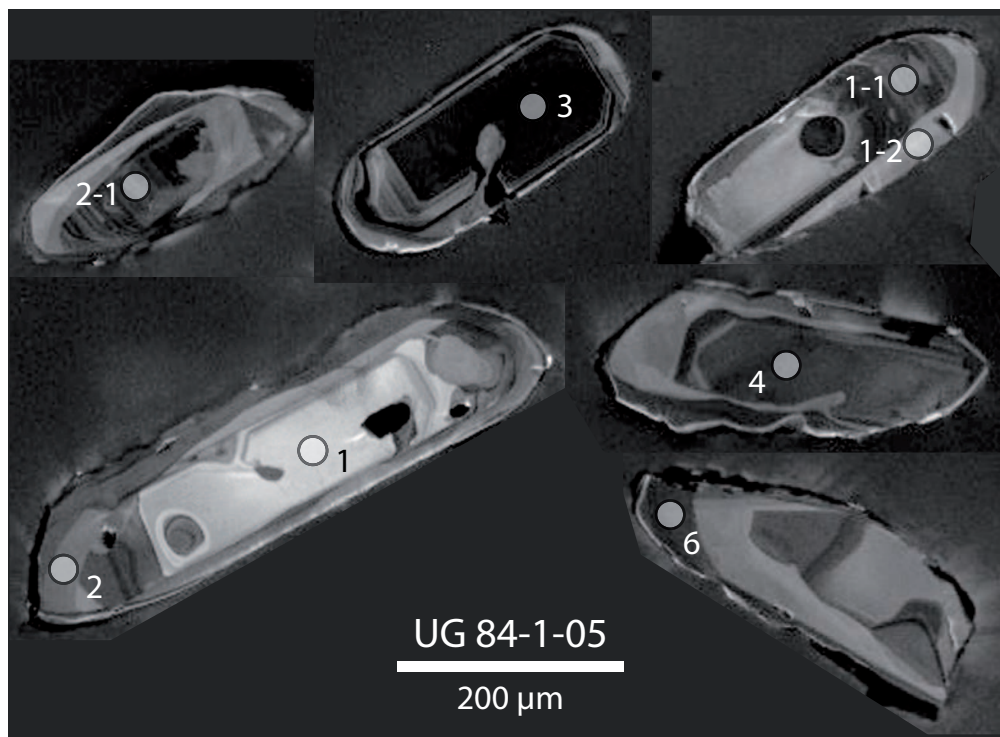


**Abbildung C.9:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zirkons aus einem granitoden Alkalifeldspataugengneis der Labwor Hills (UG 51-1-05). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.

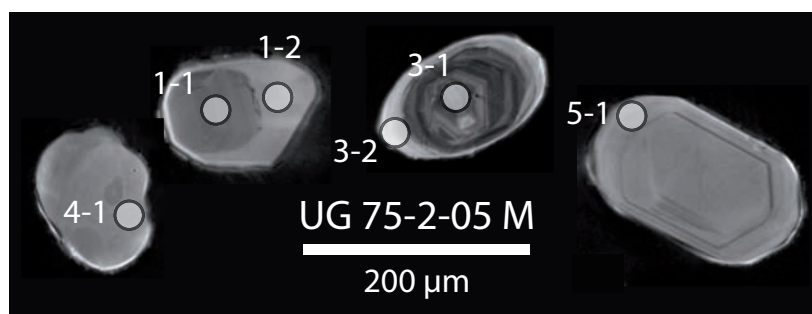


**Abbildung C.10:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zirkons aus einem granitoden Alkalifeldspataugengneis der Rom Mountains (UG 66-8-05). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.

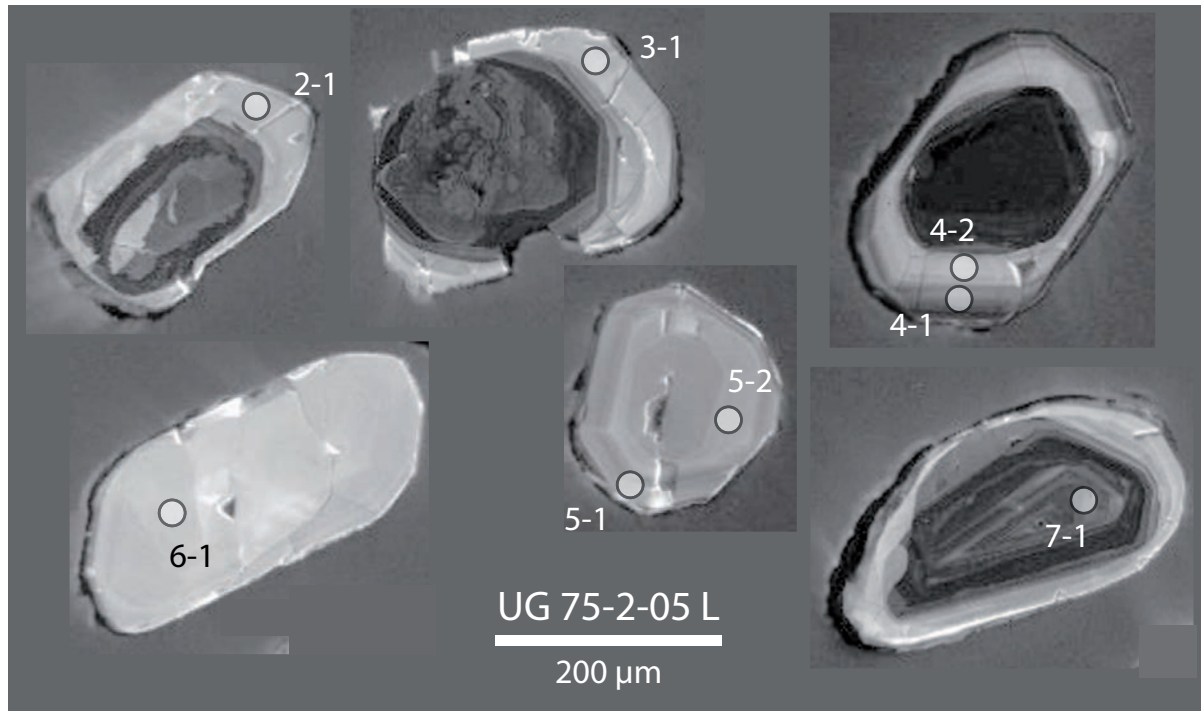




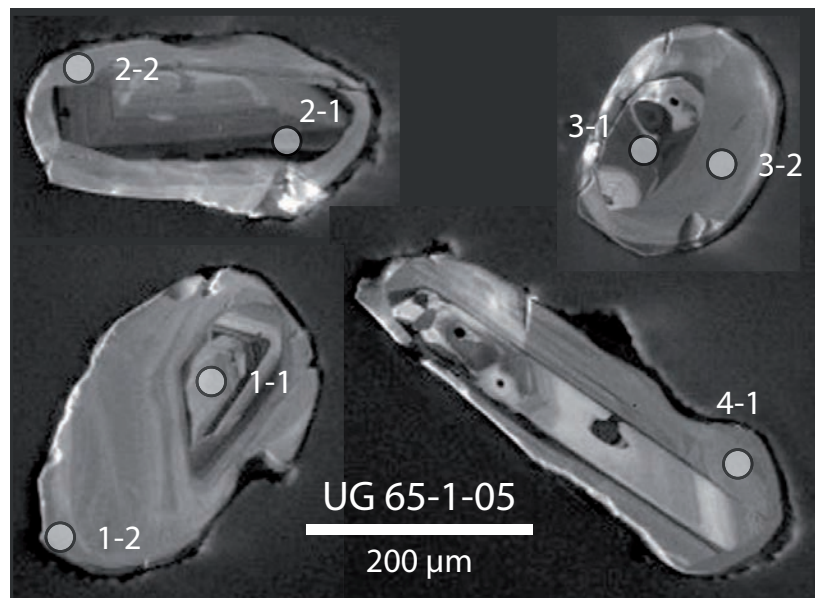
**Abbildung C.11:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zircons aus einem granitoiden Alkalifeldspat-Augengneis der Kamalinga Hills (UG 84-1-05). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.



**Abbildung C.12:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zircons aus einem Melanosom eines migmatitischen Metapelites des Kalapata-Gebietes (UG 75-2-05 M). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.



**Abbildung C.13:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zirkons aus einem Leukosom eines migmatitischen Metapelites des Kalapata-Gebietes (UG 75-2-05). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.



**Abbildung C.14:** Kathodolumineszenzbilder isotopisch datierten Zirkons aus einem Charnockit des Kalapata-Gebietes (UG 65-1-05). Kreise markieren die Messpunkte. Nummern entsprechen denen in Tab. C.9.

**Tabelle C.9:** Zusammenfassung der SHRIMP-II  $U-Pb$ -Daten von Zirkon aus Metapeliten, granitoiden Alkalifeldspatangeisen und Charnockiten Ostgondas.

Punkt	U	Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	rad. $^{206}\text{Pb}$	init. $^{206}\text{Pb}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ *	Fehler	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ *	Fehler	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ *	Fehler	Disk.	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Alter	$1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Alter	$1\sigma$	
	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[Ma]*	[Ma]*	[Ma]*	[Ma]*	
<b>UG 12-2-01 UHT-Metapelit (Labwor Hills)</b>																	
1.3	51	204	4.12	5.2	2.66	0.0642	13.0	0.1138	3.0	1.01	13.4	0.0329	747	275	695.1	19.9	
2.1	47	196	4.31	4.7	1.94	0.0642	8.5	0.1142	2.9	1.01	9.0	0.0334	747	179	697.0	19.3	
3.1	46	184	4.18	4.8	3.54	0.0450	16.6	0.1181	3.0	0.73	16.9	0.0330	-55	406	719.5	20.4	
4.1	56	160	2.95	5.7	1.90	0.0502	13.9	0.1168	2.9	0.81	14.2	0.0322	206	322	712.0	19.8	
6.1	36	201	5.81	3.6	1.55	0.0544	18.0	0.1137	3.2	0.85	18.2	0.0361	389	403	694.2	20.9	
(1.1)	67	64	0.98	13.5	-0.04	0.1443	1.5	0.2353	2.8	4.68	3.1	0.0667	2280	25	1362.4	34.0	
(1.2)	204	78	0.39	30.6	0.06	0.0956	2.6	0.1743	3.1	2.30	4.1	0.0531	1540	50	1035.9	29.7	
(3.2)	354	316	0.92	36.9	0.08	0.0711	1.7	0.1211	2.6	1.19	3.1	0.0367	961	35	736.6	17.9	
(5.1)	106	127	1.23	28.2	0.12	0.1179	2.0	0.3077	4.2	5.00	4.7	0.0890	1925	37	1729.6	63.7	
(7.1)	356	52	0.15	57.6	0.10	0.0991	0.7	0.1880	2.6	2.57	2.7	0.0533	1607	12	1110.7	26.3	
(8.1)	351	130	0.38	60.2	0.33	0.1087	0.9	0.1993	2.6	2.98	2.7	0.0476	1777	16	1171.3	27.4	
<b>UG 3-1-05 Augengneis (Labwor Hills)</b>																	
1.1	519	271	0.54	52.2	0.24	0.0633	2.6	0.1168	3.3	1.02	4.2	0.0386	719	55	712	22	
2.1	73	62	0.87	8.02	3.87	0.0430	33	0.1217	4.1	0.72	34	0.0299	-160	830	740	28	
4.1	204	81	0.41	19.9	1.21	0.0574	11	0.1122	3.5	0.89	12	0.0309	507	250	685	23	
5.1	90	52	0.60	8.68	3.75	0.0510	33	0.1078	4.3	0.75	33	0.0264	223	760	660	27	
6.1	509	193	0.39	49.6	0.00	0.0644	1.9	0.1134	3.2	1.006	3.7	0.0356	754	39	692	21	
7.1	2106	493	0.24	201.0	0.27	0.0607	1.9	0.1110	3.3	0.929	3.8	0.0318	630	41	679	21	
8.1	175	166	0.98	17.6	1.70	0.0563	12	0.1147	3.5	0.89	13	0.0319	465	270	700	23	
9.1	128	123	0.99	13.7	1.86	0.0588	14	0.1223	3.7	0.99	15	0.0355	558	310	744	26	
<b>UG 4-3-05 Augengneis (Labwor Hills)</b>																	
1.2	96	95	1.03	9.23	2.16	0.0584	16	0.1099	3.6	0.88	17	0.0301	543	360	672	23	
1.1	138	103	0.77	12.7	1.60	0.0559	12	0.1054	3.5	0.81	13	0.0284	447	270	646	21	
2.1	151	142	0.97	14.0	1.50	0.0529	12	0.1061	3.4	0.774	12	0.0323	325	270	650	21	
2.2	85	66	0.80	8.4	2.14	0.0552	15	0.1130	3.7	0.86	16	0.0327	418	340	690	24	
3.1	130	96	0.76	11.9	1.96	0.0499	15	0.1041	3.7	0.72	16	0.0276	191	360	638	23	
4.1	201	143	0.74	19.1	1.10	0.0595	7.4	0.1093	3.3	0.896	8.1	0.0327	585	160	669	21	
4.2	38	35	0.97	3.5	1.51	0.0651	14	0.1068	4	0.96	14	0.0322	777	290	654	25	
<b>UG 11-1-05 Augengneis (Labwor Hills)</b>																	
1.1	53	20	0.39	5.07	0.59	0.0619	8.8	0.1109	3.6	0.947	9.5	0.0314	672	190	678	23	
2.2	107	98	0.95	10.7	0.98	0.0615	7.3	0.1154	3.6	0.979	8.2	0.0338	658	160	704	24	
2.1	78	37	0.49	7.5	0.00	0.0648	3.9	0.1126	3.4	1.005	5.2	0.0353	766	81	688	22	
3.1	62	23	0.38	5.9	2.91	0.0410	28	0.1067	3.9	0.61	28	0.0185	-271	710	654	24	
4.1	66	22	0.34	6.2	1.83	0.0570	18	0.1067	3.7	0.83	18	0.0221	476	400	654	23	

Tabelle C.9: (fortgesetzt)

Punkt	U	Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	rad. $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	init. $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ *	Fehler	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ *	Fehler	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ *	Fehler	Disk.	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Alter	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$1\sigma$
	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[Ma]*	[Ma]*	[Ma]*	
<b>UG 13-3-05 Augengneis (Labwor Hills)</b>																
1.2	277	104	0.39	24.4	1.04	0.0564	6.7	0.1017	3.3	0.791	7.5	0.0274	469	624	20	
2.2	204	104	0.53	18.9	0.96	0.0584	7.7	0.1065	3.3	0.858	8.4	0.0305	546	653	21	
2.1	95	12	0.14	9.4	1.62	0.0594	11	0.1136	3.5	0.93	11	0.0155	582	694	23	
3.2	6895	687	0.10	651.0	0.02	0.0624	0.43	0.1098	3.2	0.945	3.2	0.0332	688	672	20	
3.1	188	42	0.23	16.3	0.91	0.0561	6.6	0.1001	3.3	0.775	7.3	0.0263	458	615	19	
4.1	177	41	0.24	16.6	0.50	0.0566	5.3	0.1087	3.3	0.847	6.3	0.0312	474	665	21	
<b>UG 27-1-05 Augengneis (Labwor Hills)</b>																
1.1	54	25	0.49	5.5	0.88	0.0565	10.3	0.1175	3.0	0.92	10.7	0.0355	472	716	20	
2.1	100	44	0.45	9.3	0.20	0.0604	3.1	0.1089	2.7	0.91	4.1	0.0335	619	666	17	
3.1	186	69	0.38	18.0	6.19	-	-	0.1055	4.2	-	-	-	-	647	26	
4.1	75	34	0.47	7.6	0.76	0.0602	4.0	0.1176	2.7	0.98	4.9	0.0352	609	87	19	
4.2	102	61	0.62	10.3	1.18	0.0534	4.9	0.1163	2.7	0.86	5.6	0.0334	347	716	18	
5.1	222	138	0.64	22.4	0.07	0.0622	1.4	0.1175	2.6	1.01	3.0	0.0377	681	716	18	
<b>UG 30-1-05 Augengneis (Labwor Hills)</b>																
1.1	346	121	0.36	32.0	0.00	0.0620	1.6	0.1077	3.2	0.921	3.6	0.0341	676	659	20	
1.2	675	283	0.43	63.3	0.29	0.0618	2.1	0.1088	3.4	0.928	4	0.0317	668	666	21	
2.1	257	119	0.48	23.3	0.88	0.0547	5.5	0.1044	3.3	0.787	6.4	0.0276	398	640	20	
3.1	203	87	0.44	20.1	0.36	0.0614	5	0.1147	3.3	0.971	6	0.0333	653	700	22	
3.2	252	64	0.26	23.8	-	0.0676	3.3	0.1106	3.3	1.032	4.7	0.0407	857	676	21	
4.1	252	136	0.56	23.3	-	0.0702	4.3	0.1084	3.3	1.049	5.4	0.0360	935	663	21	
<b>UG 34-1-05 Augengneis (Labwor Hills)</b>																
1.1	138	86	0.64	12.8	-	0.0649	2.9	0.1082	3.3	0.968	4.4	0.0327	770	662	21	
2.1	92	17	0.19	8.8	0.62	0.0613	6.8	0.1102	3.4	0.932	7.6	0.0321	651	674	22	
3.2	92	69	0.78	8.49	0.71	0.0627	9.9	0.1071	3.5	0.925	10	0.0326	697	656	22	
3.1	51	5	0.10	4.81	1.74	0.0609	15	0.1077	3.7	0.9	15	0.0251	636	659	23	
5.1	185	39	0.22	18.1	0.74	0.0596	5.4	0.1133	3.3	0.93	6.3	0.0317	588	692	22	
<b>UG 51-1-05 Augengneis (Labwor Hills)</b>																
4.1	67	27	0.43	5.6	2.61	0.0600	22	0.0952	4	0.78	23	0.0265	587	586	23	
4.2	69	57	0.85	6.75	3.67	0.0440	28	0.1095	3.9	0.67	28	0.0274	-90	670	25	
5.1	67	29	0.45	6.16	1.66	0.0650	15	0.1051	3.7	0.95	16	0.0340	788	644	23	
5.2	49	33	0.70	4.67	2.47	0.0610	19	0.1079	4	0.91	19	0.0351	654	660	25	
6.1	115	45	0.40	10.5	0.50	0.0676	5.1	0.1060	3.4	0.988	6.1	0.0322	857	649	21	
6.2	139	81	0.60	12.0	0.83	0.0655	7.7	0.0990	3.8	0.894	8.6	0.0316	790	609	22	
7.1	65	30	0.48	5.78	2.69	0.0490	24	0.1005	3.9	0.68	25	0.0232	138	618	23	
7.2	61	48	0.81	5.47	2.24	0.0559	18	0.1021	3.8	0.79	18	0.0285	448	626	22	

Tabelle C.9: (fortgesetzt)

Punkt	U	Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	rad. $^{206}\text{Pb}$	init. $^{206}\text{Pb}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Fehler	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ *	Fehler	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ *	Fehler	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ *	Fehler	Disk.	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Alter	$1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	Alter	$1\sigma$
	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[ppm]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[%]	[Ma]*	[Ma]*	[Ma]*	[Ma]*		
<b>UG 66-8-05 Augengneis (Rom Mountains)</b>																				
5	314	66	0.22	28.9	0.45	0.0637	3	0.1067	3.5	0.937	4.6	0.0357	7.6	12	732	64	653	21		
7	616	226	0.38	57.9	0.16	0.0615	1.6	0.1092	3.2	0.926	3.6	0.0335	4.0	-2	657	35	668	20		
8	464	189	0.42	43.7	0.21	0.0631	1.9	0.1094	3.2	0.951	3.7	0.0340	4.1	6	711	41	669	20		
4	350	93	0.28	33.0	0.48	0.0587	3.4	0.1090	3.4	0.882	4.8	0.0306	7.6	-17	556	75	667	21		
3	177	33	0.19	16.8	0.63	0.0602	4.9	0.1098	3.3	0.911	5.9	0.0278	15.8	-9	610	110	672	21		
2	650	85	0.13	59.5	0.21	0.0610	1.7	0.1063	3.2	0.894	3.6	0.0290	7.1	-2	640	37	651	20		
1	312	77	0.26	29.2	0.25	0.0609	2.4	0.1085	3.2	0.911	4	0.0324	5.7	-4	636	51	664	20		
1.1	483	123	0.26	47.5	0.21	0.0612	1.4	0.1142	2.6	0.96	3.0	0.0355	3.8	-7	648	31	697	17		
2.2	264	61	0.24	26.0	0.04	0.0614	1.1	0.1147	2.6	0.97	2.8	0.0366	3.2	-6	655	24	700	17		
<b>UG 84-1-05 Augengneis (Kamalinga Hills)</b>																				
4	408	89	0.22	38.3	0.28	0.0617	2.7	0.1087	3.2	0.925	4.2	0.0317	7.1	0	664	57	665	20		
3	1213	267	0.23	120.0	0.06	0.0628	0.94	0.1154	3.2	0.999	3.3	0.0357	3.7	0	701	20	704	21		
2	184	25	0.14	15.9	0.76	0.0592	5.3	0.0995	3.3	0.812	6.3	0.0214	25.6	-6	573	120	611	19		
1	13	3	0.20	1.23	4.04	0.0490	53	0.1036	5.4	0.7	53	-	-	-75	160	1200	635	33		
6	215	80	0.39	18.8	0.74	0.0571	5.8	0.1013	3.3	0.798	6.6	0.0288	8.6	-20	496	130	622	19		
1.1	358	64	0.18	34.6	0.02	0.0625	0.9	0.1125	2.6	0.97	2.8	0.0367	3.1	0	690	20	687	17		
1.2	93	12	0.13	8.7	1.68	0.0543	7.3	0.1073	2.8	0.80	7.8	0.0116	67.9	-42	384	165	657	17		
2.1	543	107	0.20	50.1	0.10	0.0614	1.2	0.1072	2.6	0.91	2.8	0.0329	3.8	0	653	25	657	16		
<b>UG 75-2-05 Metapelit (Melanosom; Kalapata-Gebiet)</b>																				
1.1	79	93	1.22	31.3	0.40	0.1731	1.8	0.4624	2.2	11.03	2.9	0.1386	3.1	6	2588	31	2450.0	44.5		
1.2	19	8	0.46	1.8	-1.03	0.0788	10.4	0.1118	2.9	1.22	10.8	0.0404	13.7	71	1168	205	683.2	19.1		
2.1	152	72	0.49	50.1	0.16	0.1628	0.8	0.3843	1.9	8.62	2.0	0.1121	3.2	19	2485	14	2096.2	33.4		
2.2	24	12	0.50	4.4	2.70	0.1319	9.7	0.2049	2.6	3.73	10.1	0.0658	16.9	77	2124	171	1201.6	28.5		
3.1	188	89	0.49	73.5	0.11	0.1678	0.5	0.4552	1.8	10.53	1.9	0.1337	2.0	5	2536	9	2418.4	37.0		
3.2	34	23	0.68	3.4	2.49	0.0626	27.7	0.1138	3.2	0.98	27.9	0.0304	25.6	0	694	591	694.5	20.8		
4.1	39	29	0.78	3.5	0.25	0.0657	3.4	0.1056	2.1	0.96	4.0	0.0342	3.8	23	797	71	646.9	12.9		
5.1	38	29	0.79	3.3	0.06	0.0631	3.0	0.1026	2.1	0.89	3.6	0.0345	3.3	13	711	63	629.6	12.6		
<b>UG 75-2-05 Metapelit (Leukosom; Kalapata-Gebiet)</b>																				
1.3	63	42	0.69	12.0	0.67	0.1326	2.5	0.2193	3.6	4.01	4.4	0.1002	5.0	67	2133	44	1278.0	41.5		
2.1	33	29	0.91	2.9	2.25	0.0445	18.1	0.1006	3.3	0.62	18.3	0.0274	8.6	-113	-82	442	618.0	19.2		
3.1	35	30	0.88	3.1	0.69	0.0687	6.7	0.1010	3.1	0.96	7.4	0.0345	5.2	44	891	138	620.6	18.3		
4.1	490	146	0.31	41.1	0.06	0.0590	1.4	0.0976	2.6	0.79	2.9	0.0319	3.3	-5	567	30	600.3	14.9		
4.2	34	30	0.92	3.6	6.71	0.0704	15.3	0.1168	3.4	1.13	15.7	0.0261	13.9	32	941	314	712.4	22.9		
5.1	112	37	0.34	9.0	1.30	0.0528	6.4	0.0924	2.8	0.67	7.0	0.0239	9.7	-44	320	146	569.6	15.1		
5.2	41	40	1.01	3.6	0.90	0.0588	6.5	0.1000	3.0	0.81	7.2	0.0306	4.7	-9	560	142	614.3	17.6		
6.1	35	44	1.30	2.8	1.96	0.0478	19.4	0.0911	3.4	0.60	19.7	0.0290	7.0	-84	91	460	562.2	18.1		
(1.1)	122	41	0.35	58.2	0.19	0.2309	1.9	0.5537	2.6	17.63	3.3	0.1478	3.5	8	3059	31	2840.4	60.7		

Tabelle C.9: (fortgesetzt)

Punkt	U [ppm]	Th [ppm]	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	rad. $^{206}\text{Pb}$ [ppm]	init. $^{206}\text{Pb}$ [%]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ *	Fehler [%]	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ *	Fehler [%]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ *	Fehler [%]	$\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ *	Fehler [%]	Disk. [%]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ Alter [Ma]*	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ Alter [Ma]*	$1\sigma$	
(1.2)	1638	68	0.04	789.2	0.00	0.2263	2.4	0.5608	3.9	17.50	4.5	0.1656	5.9	5	3026	2870.1	38	
(7.1)	562	219	0.40	300.0	0.04	0.2723	1.0	0.6214	2.6	23.33	2.8	0.1806	2.8	7	3319	3115.4	15	
<b>UG 65-1-05 Charnockit (Kalapata-Gebiet)</b>																		
1.1	155	67	0.45	48.8	0.19	0.1651	1.4	0.3661	2.8	8.33	3.1	0.1146	4.2	25	2508	2011.1	24	
1.2	141	34	0.25	24.0	0.21	0.1317	2.1	0.1978	2.7	3.59	3.4	0.0673	5.2	82	2121	1163.5	37	
2.1	511	45	0.09	200.7	0.03	0.1732	0.4	0.4571	2.9	10.92	2.9	0.1110	5.2	7	2589	2426.9	7	
2.2	139	19	0.14	11.3	3.82	0.0523	32.3	0.0909	3.2	0.65	32.5	–	–	-47	298	560.7	737	
3.1	451	13	0.03	174.7	0.00	0.1739	0.4	0.4509	2.6	10.81	2.6	0.1536	3.5	8	2596	2399.3	7	
3.2	149	58	0.40	60.8	0.02	0.1726	0.7	0.4746	2.6	11.30	2.7	0.1366	2.9	3	2583	2503.6	11	
4.1	139	32	0.24	12.3	0.44	0.0590	3.7	0.1022	3.5	0.83	5.0	0.0302	9.1	-10	566	627.4	80	

( ) nicht in Altersbestimmung berücksichtigt; \* initiale Pb-Korrektur über gemessenes  $^{204}\text{Pb}$ ; Fehler in der Standardkalibration: 0.70%.

Tabelle C.10: Aufschlusskoordinaten für Proben aus Ostuganda.

Aufschlussnummer	Breite	Länge	Gesteinstyp
<b>gesammelt in 2001</b>			
UG 11-1-01	2° 35.67' N	33° 45.82' E	Metapelit
UG 12-1-01	2° 30.66' N	33° 52.48' E	Metapelit
UG 13-1-01	2° 32.61' N	33° 51.99' E	Metapelit
UG 14-1-01	2° 32.65' N	33° 52.00' E	Metapelit
UG 14-5-01	2° 32.65' N	33° 52.00' E	Metabasit
UG 15a-1-01	2° 33.39' N	33° 51.77' E	Metapelit
UG 15b-1-01	2° 36.85' N	33° 46.38' E	Metapelit
UG 15b-5-01	2° 36.73' N	33° 46.17' E	Metapelit
UG 15b-4-01	2° 36.79' N	33° 46.21' E	Metapelit
Ug 16a-1-01	2° 33.31' N	33° 52.30' E	Metapelit
UG 16b-1-01	2° 37.38' N	33° 45.27' E	Metapelit
UG 16b-4-01	2° 37.37' N	33° 46.35' E	Metapelit
UG 17a-1-01	2° 33.39' N	33° 51.80' E	Metapelit
UG 18a-1-01	2° 33.28' N	33° 51.16' E	Metapelit
UG 18b-1-01	2° 31.86' N	33° 50.94' E	Metapelit
UG 22b-01	2° 29.80' N	33° 54.18' E	Metapelit
<b>gesammelt in 2005</b>			
UG 2	2° 35.41' N	33° 44.53' E	Augengneis
UG 3	2° 35.47' N	33° 44.33' E	Augengneis
UG 4	2° 36.56' N	33° 44.01' E	Augengneis, 2-Px-Granulit
UG 5	2° 37.33' N	33° 43.18' E	Metapelit
UG 6	2° 38.76' N	33° 43.04' E	granitischer Gneis
UG 7	2° 40.59' N	33° 42.89' E	Charnockit
UG 8	2° 41.30' N	33° 43.19' E	Grt-Bt-Schiefer
UG 9	2° 41.57' N	33° 43.27' E	Charnockit
UG 10	2° 45.29' N	33° 43.70' E	Charnockit, Quarzit
UG 11	2° 44.78' N	33° 40.40' E	Augengneis
UG 12	2° 42.99' N	33° 39.58' E	Augengneis
UG 13	2° 41.54' N	33° 39.23' E	Augengneis, Kalksilikat
UG 15	2° 38.99' N	33° 39.53' E	Augengneis
UG 16	2° 32.93' N	33° 49.66' E	Metapelit
UG 17	2° 30.12' N	33° 57.26' E	Charnockit, Kalksilikat
UG 18	2° 30.04' N	33° 55.35' E	granitischer Gneis
UG 19	2° 30.70' N	33° 56.42' E	Metabasit
UG 20	2° 31.07' N	33° 56.41' E	Charnockit
UG 21	2° 31.89' N	33° 56.64' E	Metabasit
UG 22	2° 32.47' N	33° 57.16' E	Metapelit
UG 23	2° 33.15' N	33° 57.19' E	Charnockit
UG 24	2° 33.11' N	33° 56.13' E	granitischer Gneis
UG 25	2° 34.03' N	33° 55.18' E	Charnockit
UG 26	2° 30.51' N	33° 52.54' E	Metabasit
UG 27	2° 35.64' N	33° 43.08' E	Augengneis
UG 28	2° 35.44' N	33° 42.69' E	Augengneis
UG 29	2° 35.49' N	33° 38.81' E	Grt-Opx-Gneis
UG 30	2° 29.22' N	33° 36.54' E	Augengneis
UG 31	2° 29.01' N	33° 36.07' E	Augengneis
UG 32	2° 35.74' N	33° 37.61' E	Charnockit
UG 33	2° 36.40' N	33° 36.30' E	Metabasit
UG 34	2° 38.03' N	33° 33.95' E	Charnockit
UG 35	2° 42.78' N	33° 38.87' E	Charnockit
UG 36	2° 43.00' N	33° 36.38' E	Metabasit
UG 37	2° 31.27' N	33° 51.77' E	Metapelit, Metabasit
UG 38	2° 29.89' N	33° 53.27' E	Metapelit
UG 39	2° 35.11' N	33° 54.84' E	Charnockit
UG 40	2° 36.77' N	33° 52.29' E	Charnockit
UG 41	2° 43.34' N	33° 53.14' E	granitischer Gneis, Metapelit, Metabasit
UG 42	2° 45.38' N	33° 53.68' E	Metapelit
UG 43	2° 55.07' N	33° 50.71' E	granitischer Gneis, Metabasit
UG 44	2° 50.76' N	33° 46.87' E	granitischer Gneis, Metapelit, Metabasit

Tabelle C.10: (fortgesetzt)

Aufschlussnummer	Breite	Länge	Gesteinstyp
UG 45	2° 50.42' N	33° 46.67' E	Metasemipelit, Metabasit
UG 46	2° 49.99' N	33° 45.28' E	granitischer Gneis, Metapelit, 2-Px-Granulit
UG 47	2° 35.67' N	33° 45.79' E	Metapelit
UG 48	2° 35.64' N	33° 46.83' E	granitischer Gneis
UG 49	2° 35.43' N	33° 47.29' E	Metapelit
UG 50	2° 37.21' N	33° 43.22' E	Metapelit
UG 51	2° 37.22' N	33° 42.19' E	Augengneis
UG 52	2° 37.49' N	33° 42.79' E	Metapelit
UG 53	2° 42.28' N	33° 40.08' E	Augengneis
UG 54	2° 49.92' N	33° 45.19' E	Metapelit, Metabasit
UG 55	2° 50.09' N	33° 46.67' E	Metapelit
UG 56	2° 56.95' N	33° 53.19' E	Grt-Bt-Gneis
UG 57	2° 59.43' N	34° 00.00' E	Blastomylonit
UG 58	3° 08.08' N	34° 07.25' E	granitischer Gneis
UG 59	3° 20.02' N	34° 07.12' E	granitischer Gneis
UG 60	3° 30.11' N	34° 09.90' E	Metabasit
UG 61	3° 32.10' N	34° 07.34' E	Metabasit
UG 62	3° 33.10' N	34° 06.91' E	Metabasit
UG 63	3° 35.51' N	34° 06.40' E	Metabasit
UG 64	3° 38.83' N	34° 11.02' E	Metabasit
UG 65	3° 44.95' N	34° 13.77' E	Charnockit
UG 66	3° 23.70' N	33° 32.45' E	Metabasit, Augengneis
UG 67	3° 29.28' N	33° 34.03' E	Charnockit
UG 68	3° 31.03' N	33° 43.60' E	Hbl-Bt-Gneis
UG 69	3° 41.29' N	33° 56.85' E	Gabbro
UG 70	3° 38.74' N	34° 04.44' E	Charnockit
UG 71	3° 40.47' N	34° 11.28' E	Grt-Sil-Quarzit
UG 72	3° 40.96' N	34° 10.32' E	granitischer Gneis
UG 73	3° 42.15' N	34° 09.68' E	Metabasit
UG 74	3° 42.13' N	34° 09.53' E	Metabasit
UG 75	3° 45.90' N	34° 14.08' E	Metapelit, Metabasit
UG 76	3° 46.17' N	34° 14.17' E	Grt-Bt-Gneis, Charnockit
UG 78	2° 32.09' N	34° 24.57' E	Kalksilikat
UG 79	2° 32.24' N	34° 28.88' E	granitischer Gneis
UG 81	2° 31.48' N	34° 40.76' E	Marmor, Grt-Ky-Gneis
UG 82	2° 12.24' N	34° 18.26' E	granitischer Mylonit
UG 83	2° 11.86' N	34° 18.72' E	granitischer Mylonit
UG 84	1° 57.74' N	34° 26.96' E	Augengneis, Metabasit
UG 85	2° 06.74' N	34° 13.71' E	granitischer Gneis
UG 86	1° 53.35' N	33° 55.66' E	granitischer Gneis



# Curriculum vitae

## Persönliche Daten

Name Denny Loose  
Anschrift Blocksberg 11b, 24103 Kiel  
E-Mail dl@min.uni-kiel.de  
Geburtsdatum 08. Juni 1977  
Geburtsort Ostseebad Kühlungsborn  
Staatsangehörigkeit deutsch

## Ausbildung

Heinrich Schliemann Gymnasium, 1996 Abitur  
Neubukow

Universität Kiel  
1997–2003 Studium der Geologie / Paläontologie  
2001–2003 Studium der Mineralogie  
März 2003 Abschluss als Diplom-Geologe  
Seit Oktober 2003 Promotionsstudium der  
Mineralogie

Kiel, im März 2007

