

5.7. Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone (g-cd-sill-ksp-Zone)

Die Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone liegt im westlichen Kaokogürtel und ist im Hoarusib-Tal von Pkt. 417/18°49,07 S; 12°54,75 E bis Punkt N 62/ 18°57,37 S; 12°44,80 E aufgeschlossen. Die g-cd-sill-ksp-Zone reicht jedoch bis an die Atlantikküste; in Dingeldey (1997) ist das Auftreten von Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneisen im 50 km südlich gelegenen Hoanib-Profil auch aus Aufschlüssen an der Atlantikküste beschrieben. Das erste Auftreten von Cordierit ist Ergebnis der Reaktion

Biotit + Sillimanit + Quarz = Cordierit + Kalifeldspat + H₂O (KFMASH).

Auf dem Weg zum Metamorphosehöhepunkt kam es dann noch zu Schmelzbildungsreaktionen, die in Form der Reaktion

Biotit + Sillimanit + Quarz = Granat + Cordierit + Kalifeldspat + Schmelze (KFMASH)

formuliert werden können. Nach Blümel & Schreyer (1977) führt die 2. Reaktion zu granulitfaziellen Gesteinen.

Im westlichen Kaokogürtel liegen die Metapelite in Form von migmatitischen Gneisen und Migmatiten vor. In ihnen können folgende Mineralphasen beobachtet werden:

- Granat + Cordierit + Sillimanit + Biotit + Kalifeldspat + Plagioklas + Quarz + Akzessorien + Schmelze.

Als fazieskritisch wird das gemeinsame Auftreten von Granat, Cordierit, Sillimanit, Kalifeldspat und Schmelze angesehen. Der Zusammenhang zwischen Granat- und Schmelzbildung ist auch makroskopisch dadurch belegt, daß sich große Granatporphyroblasten innerhalb des Leukosoms gebildet haben. Die Granat-Cordierit-Sillimanit-Gneise zeigen verschiedene Grade von Aufschmelzung, das reicht von Segregationsschmelzen im cm-Bereich (Abb. 5.35 a) bis zur anatektischen Aufschmelzung, die größere Bereiche erfaßt. Typische Vertreter der g-cd-sill-ksp-Zone sind die migmatitischen Gneise GK 96-108, GK 96-113, GK 96-114, GK 96-115, GK 96-116, GK 96-117, GK 97-05, GK 97-06, GK 97-14 und GK 97-91.

Der westliche Kaokogürtel wird vom mittleren bis westlichen Hoarusib-Tal in großen Teilen von Metagranitoiden und Granitoiden beherrscht. In Analogie zu dem im Hoanib-Tal im Süden aufgeschlossenen Gesteinen handelt es sich bei den stark deformierten prätektonischen Metagranitoiden um Gesteine mit einem Intrusionsalter von ca. 650 Ma (Seth, 1999). Die zu beobachtenden syn- bis posttektonischen Granitoide haben ein Intrusionsalter von ca. 580 - 540 Ma und sind aus einer Mischung von ehemaligen panafrikanischen Sedimenten und anderen Krustenkomponenten entstanden (Seth & Kröner, 1999; Seth, 1999).

5.7.1. Petrographie

Proben GK 96-108, GK 96-113, GK 96-116, GK 97-06, GK 97-14

Nicht in allen untersuchten Proben sind die im folgenden beschriebenen Minerale und Gefüge gleich gut ausgebildet.

Cordierit (10 - 20 Vol-%) liegt in zwei Generationen vor. Cordierit der Generation 1 bildet bis 2 mm große Blasen mit unregelmäßigen, lappigen Korngrenzen. Er liegt meist in der Matrix vor und weist häufig Einschlüsse von Quarz, Biotit und Sillimanit auf. Es sind noch deutlich prograde Reaktionsgefüge erhalten, die das erste Auftreten von Cordierit anzeigen. In den Proben GK 96-116B und GK 97-14A sind Sillimaniteinschlüsse im Kern, umgeben von sillimanitfreien Höfen in Cordierit zu beobachten (Abb. 5.36 a+b). In Abb. 5.36 a) sind neben Sillimaniteinschlüssen auch ein reliktscher Biotiteinschluß in Cordierit sowie die Neubildung von Kalifeldspat neben Cordierit zu erkennen. Diese Reaktionstextur zeigt eine Cordierit- und Kalifeldspatbildung nach der Reaktion



an. Später werden diese Cordierite der Generation 1 z.T. von peakmetamorph gebildeten Granatporphyroblasten umschlossen (Abb. 5.35 d und 5.36 c). Daß es sich z.B. bei dem Einschluß in Granat von Abb. 5.36 a) wirklich um Cordierit handelt belegen die Mikrosondenanalysen trotz ihrer schlechten Qualität (Anhang D.7). Eine zweite Cordieritgeneration wird im Zuge der Schmelzbildung gemeinsam mit Granat als Ergebnis der Reaktion



gebildet. Die bis zu 4 mm großen lappig-begrenzten Cordieritblasen liegen im Leukosom der Gesteine gemeinsam mit Granat 2, Kalifeldspat und Quarz vor (Abb. 5.35 e). Oft bilden Cordierite beider Generationen lamellare Zwillinge aus. Meist sind sie in der Hauptschieferung ausgelängt und weisen retrograde Überprägungen im Form von Pinitisierungserscheinungen auf (besonders ausgeprägt in den Proben GK 96-113, GK 97-05, GK 97-91). Weiterhin sind massive Cordierit-Abbaureaktionen zu beobachten, auf die weiter unten näher eingegangen wird.

Chemisch zeigen sich geringe Unterschiede zwischen den Cordieriten der Generation 1 und der Generation 2. Die Cordierite sind insgesamt magnesiumreich, mit etwas geringeren Magnesium-Eisen-Verhältnissen von $X_{\text{Mg}} = 0.61 - 0.63$ in Generation 1 und gering höheren Magnesium-Eisen-Verhältnissen von $X_{\text{Mg}} = 0.63 - 0.66$ in Generation 2. Cordierite im Kontakt zu Granat zeigen bereits einen retrograder Kationenaustausch zwischen den beiden Mineralphasen an. Die untersuchten Cordierite sind allerdings insgesamt recht inhomogen, wobei keine Tendenzen bei der Elementverteilung vom Kern zum Rand festzustellen sind.

Granat (2 - 10 Vol-%) ist ebenfalls in zwei unterschiedlichen Formen ausgebildet. Es treten hypidiomorphe Körner bis 0.8 mm auf (z.B. GK 97-14A), die einschlußfrei sind und als Relikte der prograden Entwicklung angesehen werden. Meist sind jedoch Poikiloblasten oder porphyroblastische Skelett-/Atollgranate (z.B. GK 96-108B) bis 1.5 cm im Leukosom zu beobachten. Sie führen Einschlüsse von Quarz, Biotit, Ilmenit und z.T. Cordierit (GK 96-116, GK 97-14, Abb. 5.35 d). Besonders interessant ist ein Cordieriteinschluß mit Sillimanit und Biotit in Probe GK 96-116 (Abb. 5.36 c), der als Relikt der prograden Mineralparagenese Cordierit 1 + Sillimanit 1 + Biotit 1 angesehen wird. Die porphyroblastischen Granate kommen in der Regel gemeinsam mit Cordierit 2 und Kalifeldspat im Leukosom der Gesteine vor, was besonders gut in Probe GK 96-113 zu beobachten ist (Abb. 5.35 e). Die Bildung dieser Granate wird als ein Ergebnis der o.g. Schmelzbildungsreaktion angesehen. Bei dieser Reaktion wird der Großteil der prograden Biotite und Sillimanite aufgebraucht. Retrograd wird Granat gemeinsam mit Cordierit 2 und

Kalifeldspat zu Biotit 2 und Sillimanit 2 abgebaut (z.B. Proben GK 97-06B und GK 97-14A, Abb. 5.36 d-f); weitere Erläuterungen dazu in einem späteren Absatz.

Chemisch sind alle Granate sehr ähnlich. Im Elementzonierungsmuster ist keinerlei prograde Wachstumszonierung mehr erkennbar (Abb. 5.35 b). Die flachen Zonierungsmuster weisen auf ausgeprägte Diffusionsprozesse hin; die Zunahme im Eisen-Magnesium-Verhältnis und im Spessartingehalt am Granatrand zeigt Granatabbau- und retrograde Kationenaustauschprozesse an. Letzteres wird besonders bei Granaten im unmittelbaren Kontakt zu Biotit und Cordierit deutlich (Anhang D, Tabelle D.2). Die Granat-Biotit- und Granat-Cordierit-Thermometrie solcher Mineralpaare zeigt demzufolge nicht den Temperaturhöhepunkt, sondern Temperaturen auf dem retrograden Metamorphoseast an.

Biotit (10 - 25 Vol-%) tritt ebenfalls in mehreren Generationen auf. Biotit 1 ist z.B. in Form von reliktschen Einschlüssen in Cordierit oder Granat erhalten und kann nur noch selten beobachtet werden. Der Hauptteil von früher vorhandenem prograden Biotit dürfte durch fluidunabhängiges Dehydratationsschmelzen unter Bildung von Granat 2, Cordierit 2 und Schmelze ausreagiert sein. Möglicherweise stellen die bis zu 1 mm langen Schuppen, die z.B. in Probe GK 96-116 und GK 96-117 neben Quarz und Plagioklas in die Hauptschieferung eingeregelt sind, noch Reste solcher prograden Biotite dar; eine sichere Zuordnung ist aber nicht möglich. Meist sind Lepidoblasten einer zweiten Biotitgeneration zu beobachten, die eine Länge von 2.5 mm erreichen, in der Regel neben Granat 2 und Cordierit 2 vorkommen und gemeinsam mit Sillimanit 2 im Ergebnis des Granat-Cordierit-Kalifeldspat-Abbaus gebildet wurden (Abb. 5.36 e,f). Diese Biotite sind zum großen Teil ebenfalls in die Hauptschieferung eingeregelt, können aber auch als unregelmäßige bis strahlige Aggregate vorliegen.

Im Eisen-Magnesium-Verhältnis lassen sich so gut wie keine Beziehungen zwischen Mineralchemie der Biotite und ihrer textuellen Position erkennen. Das Eisen-Magnesium-Verhältnis von Biotiteinschlüssen in Cordierit schwankt zwischen $X_{\text{Fe}} = 0.45 - 0.51$, das von Biotiten neben Cordierit zwischen $X_{\text{Fe}} = 0.45 - 0.50$, von Biotiten neben Plagioklas und/oder Sillimanit zwischen $X_{\text{Fe}} = 0.48 - 0.50$, und ein Biotiteinschluß in Granat zeigt ein X_{Fe} von 0.49. Biotite in direktem Kontakt zu Granat weisen alle recht einheitlich hohe Eisen-Magnesium-Verhältnisse um $X_{\text{Fe}} 0.49$ auf. Es gibt auch keine erkennbaren Beziehungen zwischen der textuellen Position der Biotite und ihrem Ti-Gehalt. Die Biotite sind jedoch mit 2.8 - 5.4 Gew.-% TiO_2 insgesamt Ti-reich, was für Hochtemperatur-Biotite charakteristisch ist.

Sillimanit (5 - 10 Vol-%) tritt in zwei Generationen auf. Die reliktsche prograde Sillimanitgeneration 1 liegt in Form von nadeligen Einschlüssen in Cordierit 1 vor (Abb. 5.36 a,b). Diese Reaktionstexturen zeigen die oben genannte Cordierit-"in"-Reaktion unter Beteiligung von Biotit an. Die retrograde Sillimanitgeneration 2 ist ein Ergebnis des Granat-Cordierit-Kalifeldspat-Abbaus und bildet meist parallel orientierte Büschel bis 2 mm Länge (Abb. 5.35 c,d). Es treten aber auch nadelige, radialstrahlige Abbauprodukte auf (Abb. 5.36 d).

Kalifeldspat (20 - 35 Vol-%) tritt in Form von bis zu 1 cm großen Xenoblasten auf. Er entsteht sowohl als Produkt der ersten Cordieritbildung als auch im Zuge der Schmelzbildungsreaktion (siehe oben). Im ersten Fall liegt Kalifeldspat neben Cordierit 1 (Abb. 5.36 a), im zweiten Fall

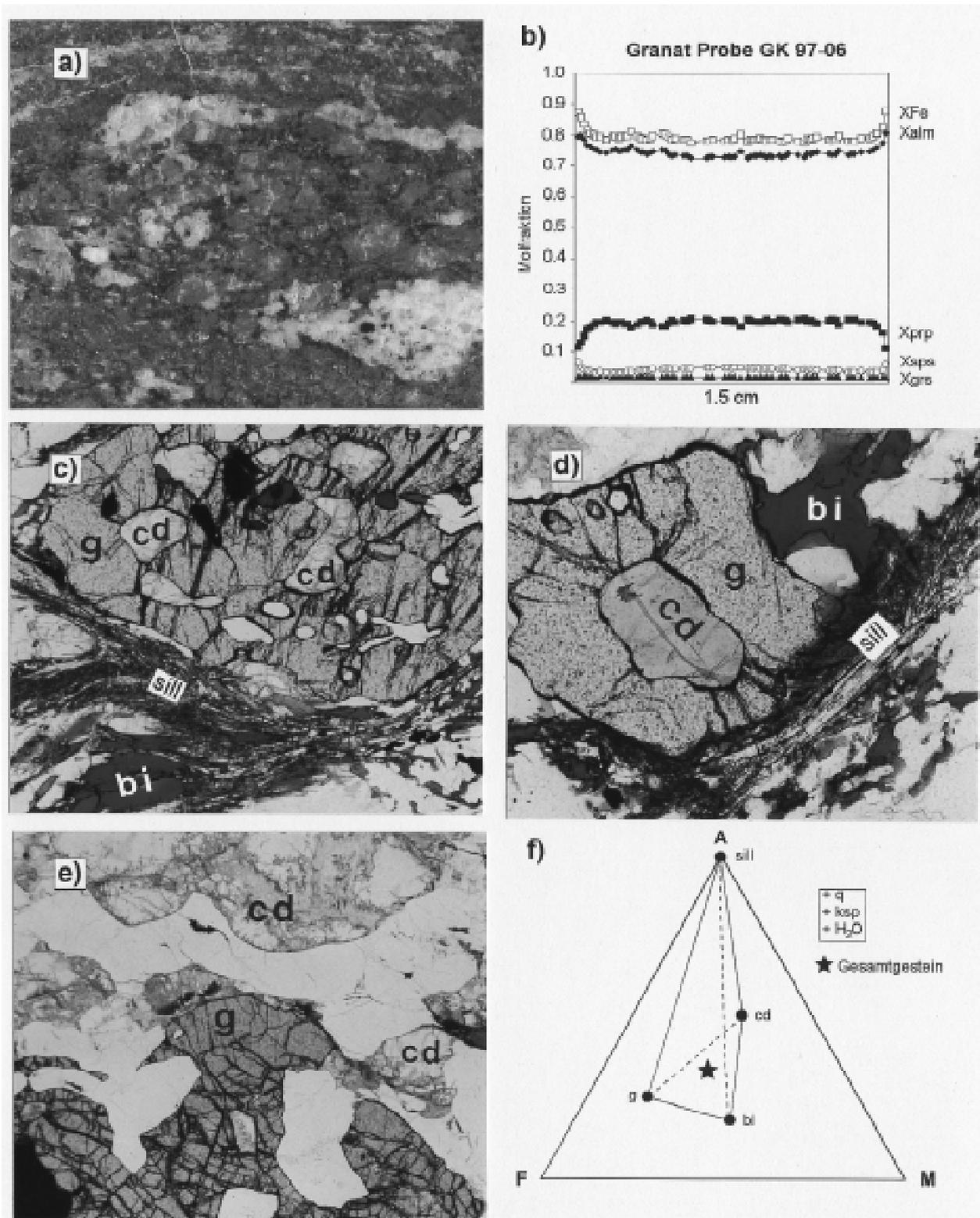


Abb. 5.35: Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone. a) Migmatitischer Gneis, Probe GK 97-06, Pkt. N 20. Bildbreite 8 cm. b) Elementzonierungsmuster eines 1.5 cm großen Granatporphyroblasten in Probe GK 97-06. c) Typische Mineralparagenese Granat - Cordierit - Sillimanit - Biotit. Probe GK 97-14A, Bildbreite 3.0 mm. d) Cordieriteinwuchs in Granat, Probe GK 97-14A, Bildbreite 1.8 mm. e) Granat- und Cordieritporphyroblasten im Leukosom von Probe GK 96-113 zeigen eine Schmelzbildungsreaktion unter Neubildung von Granat und Cordierit an. Bildbreite 6 mm. f) Darstellung der typischen Mineralparagenese im AFM-Diagramm.

neben Cordierit 2 und Granat 2 im Leukosom vor (Abb. 5.35 e). Er wird retrograd gemeinsam mit Cordierit + Granat zu Sillimanit 2 und Biotit 2 abgebaut. Kalifeldspäte in der Matrix, die nicht unmittelbar neben Cordierit vorkommen, sind möglicherweise ein Ergebnis der auf dem prograden Metamorphoseast stattgefundenen Muskovit-"aus"-Reaktion. Die bei dieser prograden Reaktion ebenfalls gebildeten Sillimanite werden durch die Sillimanitgeneration 1 in Cordierit 1 repräsentiert. Chemisch sind die Kalifeldspäte sehr inhomogen und zeigen Entmischungsgefüge. Es treten pethitische bis kryptoperthitische Entmischungen in Spindelform, Mikroklin-Perthite (z.B. GK 96-108) sowie symplektitische Entmischungsformen (z.B. GK 97-06) von Plagioklas in Kalifeldspat auf. So wurden z.B. Albitlamellen mit or_{05} und ab_{79} in einem Kristall mit Kalifeldspatlamellen mit or_{91} und ab_{08} beobachtet. Dazwischen gibt es Übergänge, die zum Teil Mischanalysen darstellen, da die Entmischungslamellen oft mikroskopisch nicht auflösbar sind. Diese Gefüge zeigen an, daß bei peakmetamorphen Bedingungen ein Alkalifeldspat-Mischkristall existiert hat, der bei Abkühlung entmischt. Weiterhin sind retrograde Muskovitneubildungen auf Kosten von Kalifeldspat zu beobachten.

Plagioklas (10 - 20 Vol-%) bildet xenomorphe bis hypidiomorphe Körner bis 2 mm (meist um 0.3 - 1 mm) und ist häufig polysynthetisch verzwilligt. Chemisch sind die Plagioklase recht einheitlich aufgebaut; es handelt sich um Oligoklase mit an_{18-22} ohne nennenswerte Orthoklas-komponenten. In einigen Proben zeigen Serizitisierungserscheinungen eine retrograde Überprägung der Plagioklase unter Fluidzufuhr an.

Die xenomorphen Quarze (20 - 30 Vol-%) sind bis 2 mm lang, oft in Richtung der Hauptschieferung ausgelängt und bilden ein dekussates Gefüge. Grobkörnige Individuen sind im Leukosom angereichert.

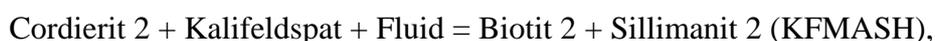
Bei den beobachteten Opakmineralen handelt es sich meist um Ilmenite. Diese werden sowohl als Einschlüsse in Granat als auch in der Matrix beobachtet und erreichen Korngrößen bis 1 mm. Es kommen jedoch auch Rutil vor, die z.B. in Probe GK 97-06 lamellenartige Ilmenit-Rutil-Verwachsungen bilden.

Weiterhin treten retrograde Muskovit- und selten auch Chloritneubildung (z.B. GK 96-113) in den Gesteinen der g-cd-sill-ksp-Zone auf.

Wie bereits mehrfach erwähnt, sind in den Gesteinen der g-cd-sill-ksp-Zone retrograde Reaktionsgefüge und umfangreiche retrograde Neubildungen von Mineralen zu beobachten. So werden Granat, Cordierit und Kalifeldspat zu retrogradem Biotit und Sillimanit gemäß der Reaktion



abgebaut (siehe Proben GK 97-06B und GK 97-14A, Abb. 5.36 d-f). In einigen Proben kann auch die Reaktion



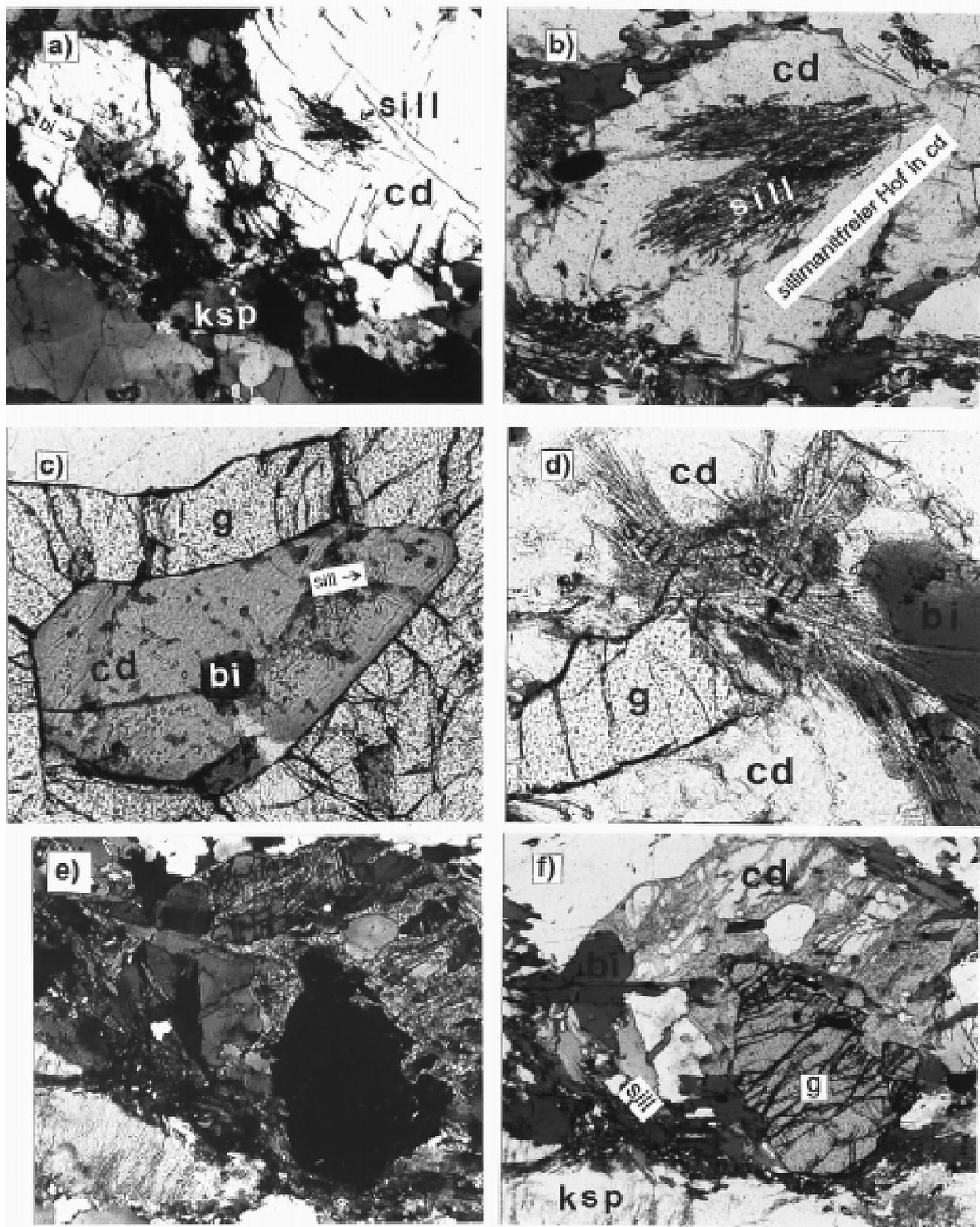


Abb. 5.36: Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone. a) Biotit- und Sillimaniteinschlüsse in Cordierit sowie sillimanitfreier Hof in Cordierit. Probe GK 96-116, Bildbreite 2mm, XPL. b) Sillimanitfreier Hof in Cordierit. Probe GK 97-14A, Bildbreite 1.3 mm, PPL. c) Cordieriteinschluß mit Sillimanit und Biotit in einem Granatporphyroblasten im Leukosom. Probe GK 96-116, Bildbreite 0.7 mm, PPL. d) Retrograder Abbau von Granat und Cordierit zu Sillimanit und Biotit. Probe GK 97-06, Bildbreite 1.2 mm, PPL. e) + f) Retrograder Abbau von Granat, Cordierit und Kalifeldspat zu Sillimanit und Biotit. Probe 96-114A, Bildbreite 3.2 mm, e) XPL, f) PPL.

ohne Beteiligung von Granat, beobachtet werden (z.B. GK 97-06A+B). Diese Reaktionen führen zur Neubildung von Biotit und Sillimanit in größerem Umfang. Der Hauptteil der im Gestein zu beobachtenden Sillimanite und Biotite dürfte retrograd gebildet sein. Die Neubildung größerer Mengen von Biotit erfordert eine umfangreichere Fluidzufuhr. Es gibt drei Möglichkeiten, die für die retrograden Reaktionen erforderlichen Fluide zur Verfügung zu stellen:

1. Durch allocheme Fluidzufuhr. Retrograde Neubildung von OH-haltigen Mineralen unter Fluidzufuhr entlang von Rissen im Gestein oder in Mineralen ist im gesamten Kaokogürtel zu beobachten.
2. Zufuhr von Fluiden, die aus der Schmelze stammen. Bei Schmelzbildungsreaktionen werden auch Fluide in der silikatischen Schmelze gelöst, welche beim Erstarren der Schmelze wieder freigesetzt werden. Der Aufschmelzgrad und die Menge der in der Schmelze gelösten Fluide ist direkt proportional zur Menge an wasserhaltigen Mineralen im Gestein und der Temperatur, bei der Dehydratationsschmelzreaktionen auftreten können (Le Breton & Thompson, 1988). „Rückreaktionen“ zwischen Restiten und in-situ kristallisierender Schmelze, bei denen wasserhaltige Minerale gebildet werden, beschreiben z.B. Kriegsman & Hensen (1999). Dabei stehen die in der Schmelze gelösten Fluide beim Erstarren der Schmelze für die Neubildung wasserhaltiger Minerale wie Biotit zur Verfügung. Das erfordert jedoch, daß die Schmelze in-situ gebildet und erstarrt ist und nicht wegtransportiert wurde. Bei den hier beschriebenen migmatitischen Gneisen dürfte das gewährleistet sein. Bei Migmatiten und Anatexiten in großen Teilen des westlichen Kaokogürtels ist jedoch im Geländebefund erkennbar, daß die Schmelze transportiert wurde und nicht mehr in-situ vorliegt.
3. Fluidzufuhr aus intrudierenden Granitoidschmelzen. Der westliche Kaokogürtel ist durch die Intrusion syn- bis posttektonischer Granitoide charakterisiert. Die intrudierenden Granitoidschmelzen können beim Erstarren Fluide freisetzen, die in den benachbarten Metasedimenten die Neubildung wasserhaltiger Minerale ermöglichen.

Zur retrograden Überprägung der Gesteine in der g-cd-sill-ksp-Zone haben wahrscheinlich alle drei Prozesse beigetragen. Für die Neubildung von Biotit und Sillimanit auf Kosten von \pm Granat, Cordierit und Kalifeldspat wird jedoch hauptsächlich der Prozeß der „Rückreaktion“ unter Fluidzufuhr aus erstarrenden Schmelzen verantwortlich gemacht. Dafür gibt es texturell die meisten Hinweise. Nach Spear et al. (1999) ist die Bildung von Biotit und Sillimanit durch die Verdrängung von Granat und Cordierit typisch für Gesteine, bei denen die Schmelze nicht abtransportiert wurde.

Texturell sind die migmatitischen Gneise durch Seggregationsgefüge charakterisiert. Es sind Lagen von grobkristallinem Leukosom aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz neben Cordierit 2 und Granat 2 sowie feinkörnige bis mittelkörnige Restitlagen auszuhalten. Die Hauptschieferung im Gestein ist noch erkennbar; sie wird durch eingeregelter Biotite und Sillimanite, ausgelängte Cordierite und die sich bildenden Leukosome nachgezeichnet. Die Aufschmelzerscheinungen beginnen die Hauptschieferung jedoch aufzulösen.

Zusammenfassung Petrographie:

Die migmatitischen Gneise aus der g-cd-sill-kps-Zone sind durch die peakmetamorphe Mineralparagenese Granat, Cordierit und Kalifeldspat in Verbindung mit Schmelzbildung charakterisiert. Das erste Auftreten von Cordierit ist Ergebnis der Reaktion



Zum Höhepunkt der Metamorphose kam es zum Biotit-Dehydratationsschmelzen, und es wurde die Reaktion



überschritten. Dies führte zur Bildung granulitfazieller Paragenesen. Retrograd wird ein massiver Abbau der peakmetamorphen Minerale Granat, Cordierit und Kalifeldspat unter Neubildung von Sillimanit und Biotit beobachtet, was durch eine Fluidzufuhr von freiwerdenden Fluiden aus in-situ kristallisierenden Schmelzen ermöglicht wird. Die ursprüngliche Hauptschieferung im Gestein ist noch erkennbar, wird aber durch die in Richtung Westen zunehmende Schmelzbildung überdeckt. Während im oberen Hoarusib-Tal migmatitische Gneise auftreten, werden Richtung Westen immer höhere Aufschmelzgrade beobachtet, die bis zu Migmatiten sowie zur Bildung von intrusionsfähigen Schmelzen führt.

5.7.2. Druck-Temperatur-Entwicklung

Prograde Metamorphoseentwicklung und Metamorphosehöhepunkt

Von der prograden Metamorphoseentwicklung sind zwei Merkmale erhalten. Das erste Merkmal sind die Sillimaniteinschlüsse in Cordierit. Diese zeigen an, daß bereits prograd Sillimanit und nicht Disthen stabil war. Das zweite Merkmal sind die Cordierite der Generation 1, die z.T. als Einschlüsse in den peakmetamorph gebildeten Granaten der Generation 2 vorliegen. So zeigt z.B. ein Cordieriteinschluß mit Sillimanit und Biotit (Probe GK 96-116, Abb. 5.36 c) in Granat an, daß prograd die Mineralparagenese $\text{bi} 1 + \text{sill} 1 + \text{cd} 1 \pm \text{g} 1$ existierte und der prograde Metamorphoseast durch die typische Niederdruck-Mineralphase Cordierit charakterisiert war. Prograder Muskovit tritt nicht mehr auf, die Muskovit-“aus“-Reaktion wurde bereits während der prograden Metamorphoseentwicklung überschritten. Geothermobarometrische Berechnungen an Einschlußparagenesen sind unsinnig, da evtl. prograd vorhanden gewesene Elementsignaturen und Elementverteilungskoeffizienten längst ausgelöscht sind.

Ein ähnliches Problem stellt sich bei der Druck-Temperatur-Abschätzung der peakmetamorphen Bedingungen mit konventioneller Geothermobarometrie. Die prograden Biotite sind durch Dehydratationsschmelzen ausreagiert oder durch retrograden Kationenaustausch überprägt. Der überwiegende Teil der zu beobachtenden Biotite sind retrograde Abbauprodukte. Die peakmetamorphen Granate zeigen in ihrer Elementverteilung Diffusionszonierungsmuster und sind, genau wie die peakmetamorphen Cordierite, zumindest randlich stark abgebaut. In den Gesteinen ist insgesamt eine starke retrograde Reequilibrierung zu beobachten. Die mit Granat-Biotit-Thermo-

metrie ermittelten Temperaturen sind demzufolge Mindesttemperaturen, die peakmetamorphen Bedingungen müssen darüber gelegen haben.

Das P-T-Diagramm im System NKF₂MASH nach Spear et al. (1999, Abb. 5.31) ermöglicht eine erste Abschätzung der peakmetamorphen Temperaturen. Die Reaktion $bi + as = g + cd + L$ (2) wurde in den migmatitischen Gneisen bereits überschritten, die Reaktion $g + bi = opx + cd + L$ (3) dagegen noch nicht. Das weist auf peakmetamorphe Temperaturen von > 720 und < 800 °C bei 4 - 5 kbar hin.

Für die Druck-Temperatur-Abschätzungen zur Ermittlung des Metamorphosehöhepunktes mit konventionellen Geothermobarometern wurden Analysen von Granat- und Cordieritkernen der Granatgeneration 2 und Cordieritgeneration 2 sowie Plagioklas-Randzusammensetzungen verwendet. Dabei wurden folgende Metamorphosebedingungen ermittelt:

- 720 - 780 °C mit dem Granat-Cordierit-Geothermometer nach Bhattacharya et al. (1988),
- 720 bis 770 °C (± 30 °C) mit den Na-in-Cordierit-Thermometer von Mirwald (1986),
- mit dem Granat-Cordierit-Geobarometer nach Nichols et al. (1992) ca. 4 kbar im System MAS und ca. 5 kbar im System FAS (fluidfrei),
- 5.0 - 5.5 kbar mit dem GASP-Barometer nach Newton & Hazelton (1981) und Koziol & Newton (1988),
- 4.0 - 4.5 kbar mit dem GASP-Barometer nach Powell & Holland (1988).

Die Anwendung des Zwei-Feldspat-Thermometers nach Fuhrman & Lindsley (1988) erbrachte recht inkonsistente Ergebnisse. Die aus den Aktivitäten der Albit- und Anorthit-Komponenten in Plagioklas und Kalifeldspat ermittelten Temperaturen liegen bei $T_{(Albit)} = 730 - 770$ °C, $T_{(Anorthit)} = 710 - 770$ °C. Die aus den Aktivitäten der Orthoklas-Komponenten ermittelten Temperaturen weichen deutlich davon ab und liegen bei $T_{(Orthoklas)} = 620 - 630$ °C (Aktivitätsmodelle von Fuhrman & Lindsley, 1988).

Die mit Hilfe der Granat-Biotit-Thermometrie berechneten Temperaturen zeigen aufgrund von Reequilibrierungsprozessen nicht mehr den Temperaturhöhepunkt an. Unter Nutzung von Analysen aus Granatkernen und Biotiten in der Matrix wurden Temperaturen zwischen 660 - 690 °C nach Bhattacharya et al. (1992), 670 - 680 °C nach Perchuk & Lavrent'eva (1983) und 640 - 670 °C nach Kleemann & Reinhard (1994) ermittelt. Berührungsparagenesen zwischen retrograden Granaträndern und Biotiten der Generation 2 erbrachten Temperaturen von 510 - 550 °C nach Kalibrationen der eben genannten Autoren.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die peakmetamorphen Bedingungen der g-cd-sill-ksp-Zone im Bereich der niederen Granulitfazies bei 750 ± 30 °C und 4 - 5.5 kbar liegen.

P-T-Pfad: P-T-Pseudoschnitt

Als Beispiel für die g-cd-sill-ksp-Zone wurde ein P-T-Pseudoschnitt für den migmatitischen Granat-Cordierit-Gneis GK 96-116 berechnet. Die Berechnung erfolgte im erweiterten metapelitischen Modellsystem KMnFMASH für die normalisierte Gesamtgesteinschemie $K_2O : MnO$
:

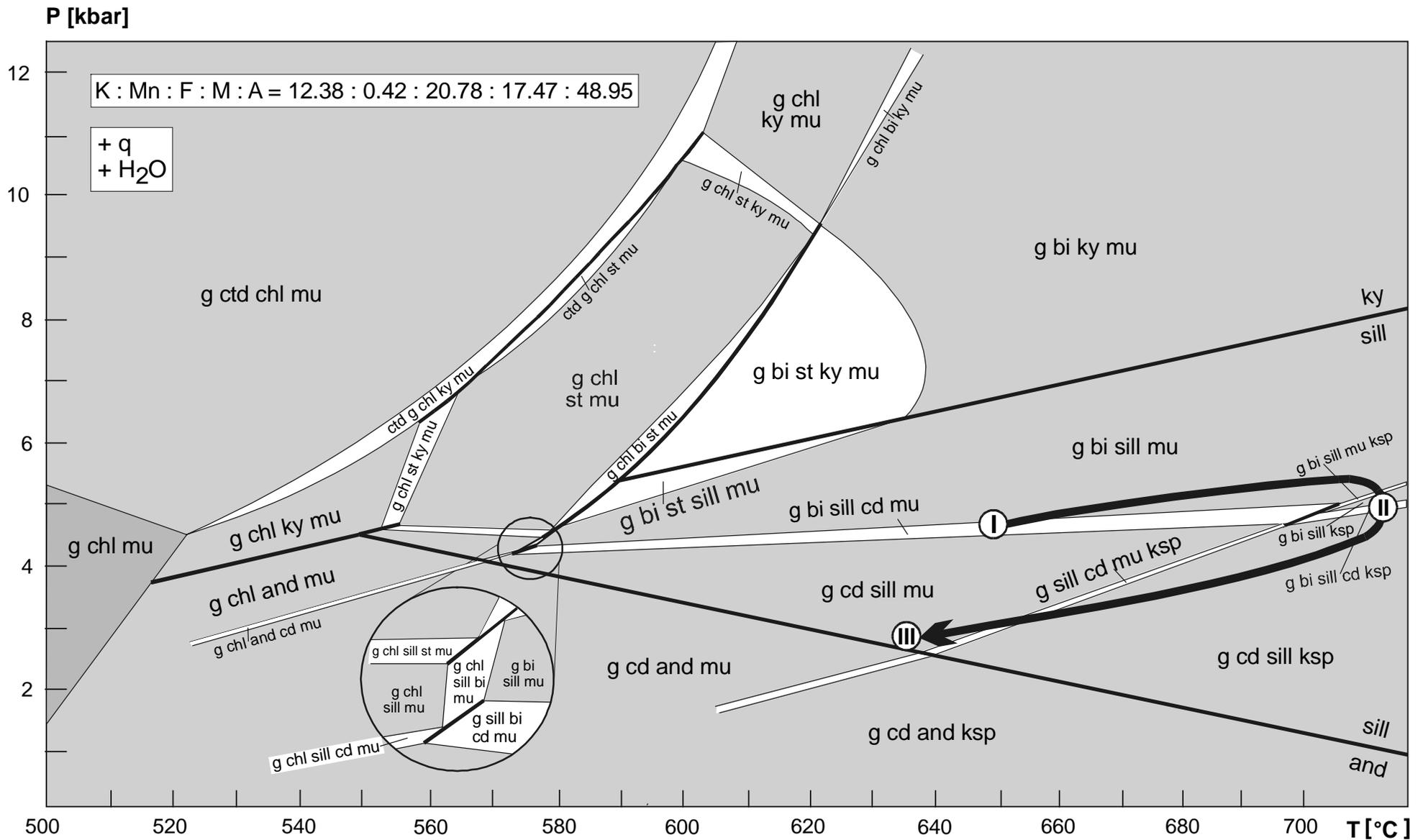


Abb. 5.37: P-T-Pseudoschnitt für den migmatitischen Granat-Cordierit-Gneis GK 96-116 aus der g-cd-sill-ksp-Zone. Der Pseudoschnitt wurde im erweiterten metapelitischen Modellsystem KMnFMASH für die oben links angegebene normalisierte Gesamtgesteinschemie berechnet. Quarz und Wasser sind Überschußphasen. Dicke Linien: univariante Reaktionen, in weiß: divariante Felder, in hellgrau: trivariante Felder, in dunkelgrau: quadrivariantes Feld. Erläuterungen im Text.

$\text{FeO} : \text{MgO} : \text{Al}_2\text{O}_3 = 12.38 : 0.42 : 20.78 : 17.47 : 48.95$ [Mol-%, normiert auf 100]. Als Grundlage für die Berechnung wurde ein petrogenetisches Netz von Will (pers. Mitt., Anhang E, Abb. E.5) verwendet, in dem Muskovit nicht als Überschußphase vorliegt, um den Muskovitzerfall und die Kalifeldspatbildung erfassen zu können.

Die Mineralstabilitätsfelder und univarianten Reaktionen im P-T-Pseudoschnitt der Abb. 5.37 lassen sich mit den Beobachtungen im Dünnschliff in Zusammenhang bringen. Die Einschlußverhältnisse im Granat (siehe auch Foto 5.36 c) zeigen an, daß prograd die Mineralparagenese $g + bi + sill + cd + q + \text{H}_2\text{O}$ im Muskovitstabilitätsfeld existierte (Punkt I). Dann wurde die Muskovit-“aus“-Reaktion überschritten und kalifeldspatführende Paragenesen stabilisiert (von Punkt I zu II). Die peakmetamorphe Mineralparagenese $g + cd + ksp + \text{Schmelze}$ ist im P-T-Pseudoschnitt nicht darstellbar, da Schmelzbildungsreaktionen und schmelzführende Paragenesen mit den verwendeten thermodynamischen Daten nicht berechenbar sind. Retrograd ist dann die Mineralparagenese $g + cd + bi + sill + ksp + q + \text{H}_2\text{O}$ stabil (Punkt II), die im Dünnschliff die vorherrschende Paragenese ist. Später wird dann noch retrograder Muskovit gebildet (Punkt III). Zusammengenommen ergeben diese Befunde das abgebildete P-T-Pfadsegment, welches anzeigt, daß das Gestein während seiner tektonometamorphen Geschichte eine Hochtemperatur-Niedrigdruck-Entwicklung durchlaufen hat. Dabei lassen sich aus dem P-T-Pseudoschnitt die absoluten peakmetamorphen Temperaturen nur ungenau ableiten, da, wie bereits gesagt, Schmelzbildungsprozesse nicht berücksichtigt sind. Es ist jedoch ersichtlich, daß der Temperaturhöhepunkt bei $> 720^\circ\text{C}$ gelegen haben muß.

Bei Anwendung des P-T-Pseudoschnittes muß darauf hingewiesen werden, daß dieser für eine Wasseraktivität von $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0$ berechnet wurde. Da es keinerlei konkrete Anhaltspunkte auf die während der prograden und peakmetamorphen Metamorphoseentwicklung geherrschten Wasseraktivitäten oder Fluidzusammensetzungen gibt, wurden auch keine weiteren Berechnungen mit verringerten Wasseraktivitäten oder veränderten Fluidzusammensetzungen durchgeführt. Aufgrund der in großem Umfang retrograd gebildeten OH-haltigen Minerale (was als Ergebnis von Rückreaktionen unter Fluidfreisetzung aus der erstarrenden Schmelze angesehen wird) kann vermutet werden, daß zum Metamorphosehöhepunkt keine sehr stark reduzierten Wasseraktivitäten geherrscht haben. Diese Aussage ist jedoch spekulativ.

Auf den Problemkreis Wasseraktivitäten, Fluidzusammensetzung und Schmelzbildungsprozesse im Zusammenhang mit den in der vorliegenden Arbeit berechneten P-T-Pseudoschnitten wird in den Kapiteln 5.6. und E.5 näher eingegangen.

5.7.3. Zusammenfassung Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone

Die g-cd-sill-ksp-Zone liegt im westlichen Kaokogürtel, ist im Hoarusib-Tal aufgeschlossen und reicht von Pkt. 417/18°49,07 S; 12°54,75 E bis zur Atlantikküste. Die Metapelite treten meist in Form von migmatitischen Gneisen und Migmatiten mit unterschiedlichen Aufschmelzgraden auf. Der Grad der Aufschmelzung reicht bis zur Generierung intrusionsfähiger Schmelzen.

Die migmatitischen Gneise aus der g-cd-sill-ksp-Zone sind durch die peakmetamorphe Mineralparagenese Granat, Cordierit und Kalifeldspat in Verbindung mit Schmelzbildung charakterisiert.

In den Metapeliten können folgende Mineralphasen beobachtet werden.

- Granat + Cordierit + Sillimanit + Biotit + Kalifeldspat + Plagioklas + Quarz + Akzessorien + Schmelze.

Die Bildung der peakmetamorphen Mineralparagenese erfolgte während der Hauptdeformation, die zum Metamorphosehöhepunkt gebildeten Granate, Cordierite und die Segregationsschmelzen sind entlang der Hauptschieferung ausgebildet. Während des Abkühlungsprozesses kam es im Zuge der Schmelzerstarrung zu einer Fluidfreisetzung, die umfangreiche Neubildungen retrograder OH-haltiger Minerale ermöglichte.

Trotz des hohen Aufschmelzgrades von metapelitischen Gesteinen sind immer noch verschiedene Stoffbestände der ehemaligen Sedimente erkennbar, auch wenn die ehemalige Schichtung völlig ausgelöscht ist. So sind z.B. mächtige Lagen von Marmoren und Kalksilikatgneisen erhalten.

Für die Metamorphoseentwicklung wurde ein flacher Druck-Temperatur-Pfad in Uhrzeigerrichtung rekonstruiert (Abb. 5.38). Der Höhepunkt der Metamorphose liegt bei 750 ± 30 °C und 4.0 - 5.5 kbar, in der niederen Granulitfazies. Wichtig ist, daß bereits prograd die Al_2SiO_5 -Phase Sillimanit sowie Cordierit stabil waren. Damit unterlag die g-cd-sill-ksp-Zone, ebenfalls wie die sill-ksp-Zone (Kapitel 5.6.), einer Hochtemperatur-Niedrigdruck-Entwicklung. Während der prograden Metamorphose erfolgte nur eine geringe Versenkung der Sedimentschichten bei einem hohem Wärmerfluß.

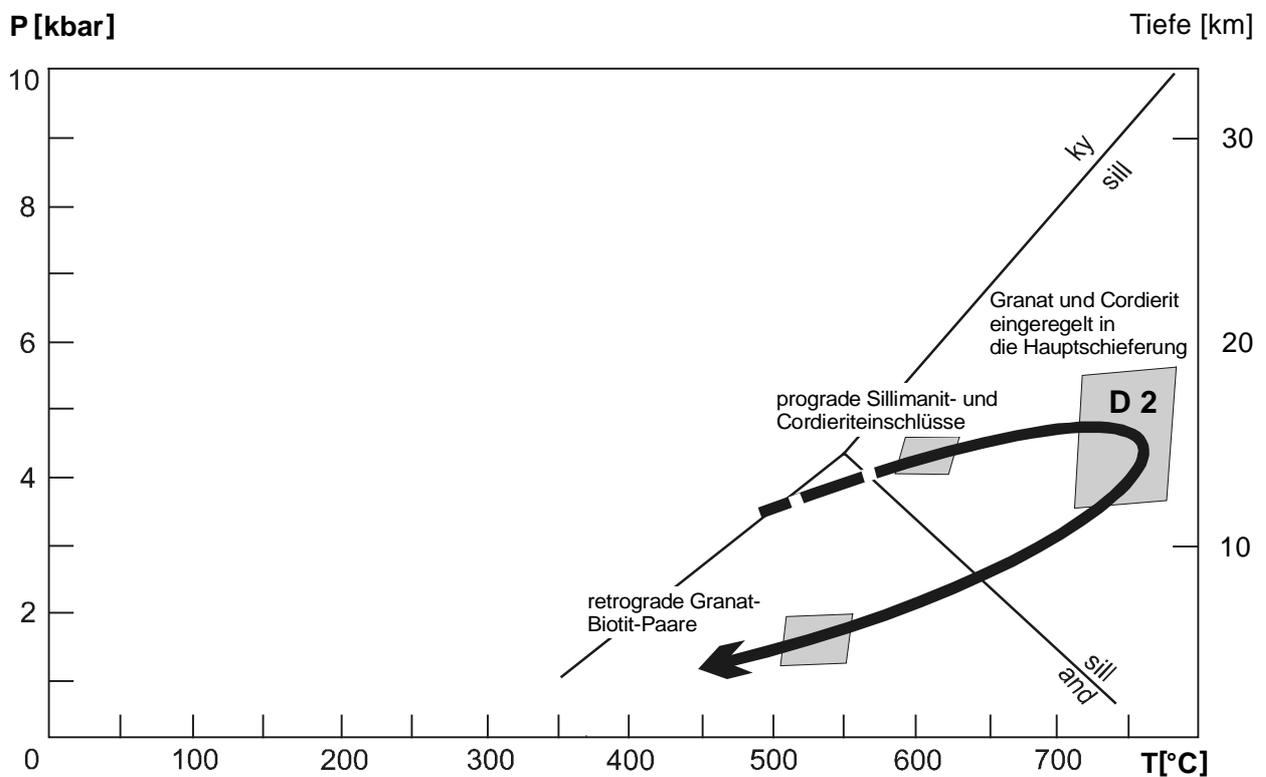


Abb. 5.38: P-T-Pfad für die g-cd-sill-ksp-Zone im westlichen Kaokogürtel/ Hoarusib-Tal. Zusammenfassung der Ergebnisse aus der konventionellen Geothermobarometrie, den phasenpetrologischen Untersuchungen sowie der Gefügemerkmale im Dünnschliff.