

5.6. Sillimanit-Kalifeldspat-Zone (sill-ksp-Zone)

Die Sillimanit-Kalifeldspat-Zone liegt im westlichen Kaokogürtel und reicht etwa von Pkt. 482/18°47,43 S; 12°56,18 E bis zur Atlantikküste (Abb. 2.1 und 2.2). Die sill-ksp-Zone ist durch das Auftreten von Kalifeldspat neben Sillimanit charakterisiert. Das erste Auftreten von Kalifeldspat ist Ergebnis der Reaktion

Muskovit + Quarz = Kalifeldspat + Sillimanit + H₂O (KASH) bzw.

Muskovit_(SS) + Albit_(SS) + Quarz = Kalifeldspat_(SS) + Sillimanit + H₂O (KNASH).

Fazieskritisch für die sill-ksp-Zone ist das Fehlen von Muskovit und das Auftreten von Sillimanit neben Kalifeldspat. Dies trifft auch für die Granat-Cordierit-Sillimanit-Kalifeldspat-Zone im westlichen Kaokogürtel zu, daher wird diese als eine gesonderte Zone innerhalb der sill-ksp-Zone ausgehalten. In diesem Kapitel sollen jedoch vorrangig die Gesteine zwischen Pkt. 482 und ca. Pkt. 417/ N22, d.h. bis zum ersten Auftreten von Cordierit, behandelt werden. In den Metapeliten der sill-ksp-Zone können bis zum ersten Auftreten von Cordierit folgende Minerale beobachtet werden:

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

In dem genannten Bereich bis Pkt. 417 sind makroskopisch im Gestein jedoch auch erste Schmelzbildungen zu beobachten, wenn auch in geringem Umfang. Typische Vertreter der sill-ksp-Zone sind die Granat-Gneise GK 96-104, GK 96-109, GK 96-110, GK 96-112, GK 96-25 und GK 97-27; zusätzlich die Probe GK 98-14 von der Atlantikküste.

Bei den meisten Proben ist auffällig, daß die Sillimanitneubildung entlang der Hauptschieferung erfolgte. Die Minerallineation der Sillimanite ist dabei N-S bis NNW-SSE gerichtet, d.h. in etwa parallel zum Puros-Lineament. Weiterhin sind die meisten Proben deutlich mylonitisch bis kataklastisch deformiert. Die durch die Deformation entstandenen Risse bilden Wegbarkeiten für eine späte Fluidzufuhr, die zur retrograden Neubildung von Muskovit, Biotit und Chlorit führte. Probe GK 96-110 ist die am geringsten mylonitisch deformierte und retrograd überprägte Probe, daher wird auf diese im folgenden näher eingegangen.

Es muß noch erwähnt werden, daß große Teile der sill-ksp-Zone östlich des oberen Hoarusib-Tales durch eine vulkano-sedimentäre Sequenz eingenommen werden, in der in größerem Umfang saure Metavulkanite auftreten.

5.6.1. Petrographie

Probe GK 96-110

Bei dieser Probe handelt es sich um einen Granat-Sillimanit-Gneis aus dem oberen Hoarusib-Tal (Pkt. 417), der durch seine starke Granat- und Sillimanitführung bereits makroskopisch auffällig ist. In diesem Gneis wurden folgende Minerale beobachtet:

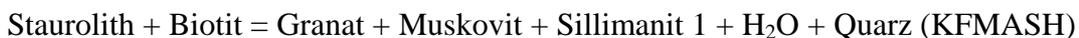
- Granat + Sillimanit + Kalifeldspat + Biotit + Plagioklas + Quarz + Graphit + Ilmenit + Rutil + Akzessorien.

Granat (ca. 40 Vol-%) bildet Porphyroblasten 4.5 bis mm Länge in einer mittelkörnigen Matrix. Er ist in der Hauptschieferung abgeplattet und wurde senkrecht zur Hauptschieferung zerbrochen, was sich in vielen Rissen dokumentiert (Abb. 5.27 c). Er führt Einschlüsse von Sillimanit 1, Biotit 1, Plagioklas 1, Rutil, Ilmenit, Graphit und Quarz. Sehr vereinzelt können noch winzige Relikte von Hellglimmereinschlüssen beobachtet werden (Abb. 5.27 d). Die Granate werden meist von Sillimanit umgeben und von diesem gemeinsam mit Biotit abgebaut. Der retrograde Granatabbau wird als ein Ergebnis der Reaktion



angesehen. Diese Reaktion erfordert eine retrograde Zufuhr wässriger Fluide. Chemisch zeigt der Granat ein flaches Elementzonierungsmuster, das offensichtlich durch Diffusionsprozesse bei hohen Temperaturen ausgeglichen ist (Abb. 5.27 b). Nur am äußersten Granatrand sind noch Reste eines Elementzonierungsmusters erhalten, das auf eine Temperaturzunahme während des Granatwachstums hinweist (Zunahme des Pyropanteils und Abnahme des X_{Fe}). Auffällig ist der hohe Pyropanteil von etwa 35 Mol-% im Granat, das spricht für einen hohen Metamorphosegrad (siehe dazu Kapitel 4.).

Sillimanit (ca. 15 Vol-%) tritt in mehreren Generationen auf: (i) als Einschluß im Granat und einmal als relikthisches Mineralkorn in der Matrix (Abb. 5.27 d+e), (ii) Sillimanit neben Kalifeldspat und (iii) retrograd gebildeter unregelmäßiger Sillimanit neben Biotit. Wahrscheinlich ist die Sillimanitgeneration 1 während der prograden Metamorphose durch die Reaktion



gebildet und z.T. in Granat eingeschlossen worden. Staurolithrelikte, die ein Beleg für den Ablauf dieser Reaktion wären, treten jedoch nicht (mehr) auf. Die Sillimanitgeneration 2 ist ein Ergebnis der am Anfang des Kapitels genannten Muskovit-“aus“-Reaktion. Diese Sillimanite liegen neben Kalifeldspat in der Matrix vor (Abb. 5.28 b). Da die Dünnschliffe senkrecht zur Minerallineation geschnitten sind, zeigen diese Sillimanite meist Kopfschnitte bis 0.3 mm Durchmesser. Die Sillimanitgeneration 2 definiert die Hauptschieferung, was auch makroskopisch gut erkennbar ist. Die Sillimanite der Generation 3 bilden langprismatische, z.T. radialstrahlige Kristalle bis 1.5 mm Länge, die retrograd durch die o.g. Granat- und Kalifeldspat-Abbaureaktion gebildet wurden.

Bei den Biotiten (ca. 5 Vol-%) lassen sich ebenfalls 3 Generationen aushalten: (i) relikthische Einschlüsse in Granat, (ii) winzige Biotite in der Matrix und (iii) retrograde Biotite, die Granat abbauen. Die Einschluß-Biotite 1 zeigen ein etwas geringeres Eisen-Magnesium-Verhältnis ($X_{\text{Fe}} = 0.20 - 0.29$) als die retrograden Biotite 3, sie sind jedoch durch Kationenaustausch mit dem umgebenden Granat bereits verändert (siehe Kapitel 4., Abb. 4.4). Die bis zu 0.1 mm großen Biotite 2 liegen in der Matrix neben Sillimanit 2, Kalifeldspat, Plagioklas oder Quarz vor und sind mehr oder weniger in die Hauptschieferung eingeregelt. Ihre Eisen-Magnesium-Verhältnisse sind mit $X_{\text{Fe}} = 0.29 - 0.30$ denen der Generation 3 sehr ähnlich. Die lepidoblastischen Biotite der Generation 3 erreichen bis 0.7 mm Länge und werden retrograd durch Granatabbau nach der o.g. Reaktion gebildet. Sie zeigen Eisen-Magnesium-Verhältnisse zwischen $X_{\text{Fe}} = 0.29$ und 0.32. Den mengenmäßigen Hauptanteil an Biotit nimmt die Biotitgeneration 3 ein. Biotiteinschlüsse und

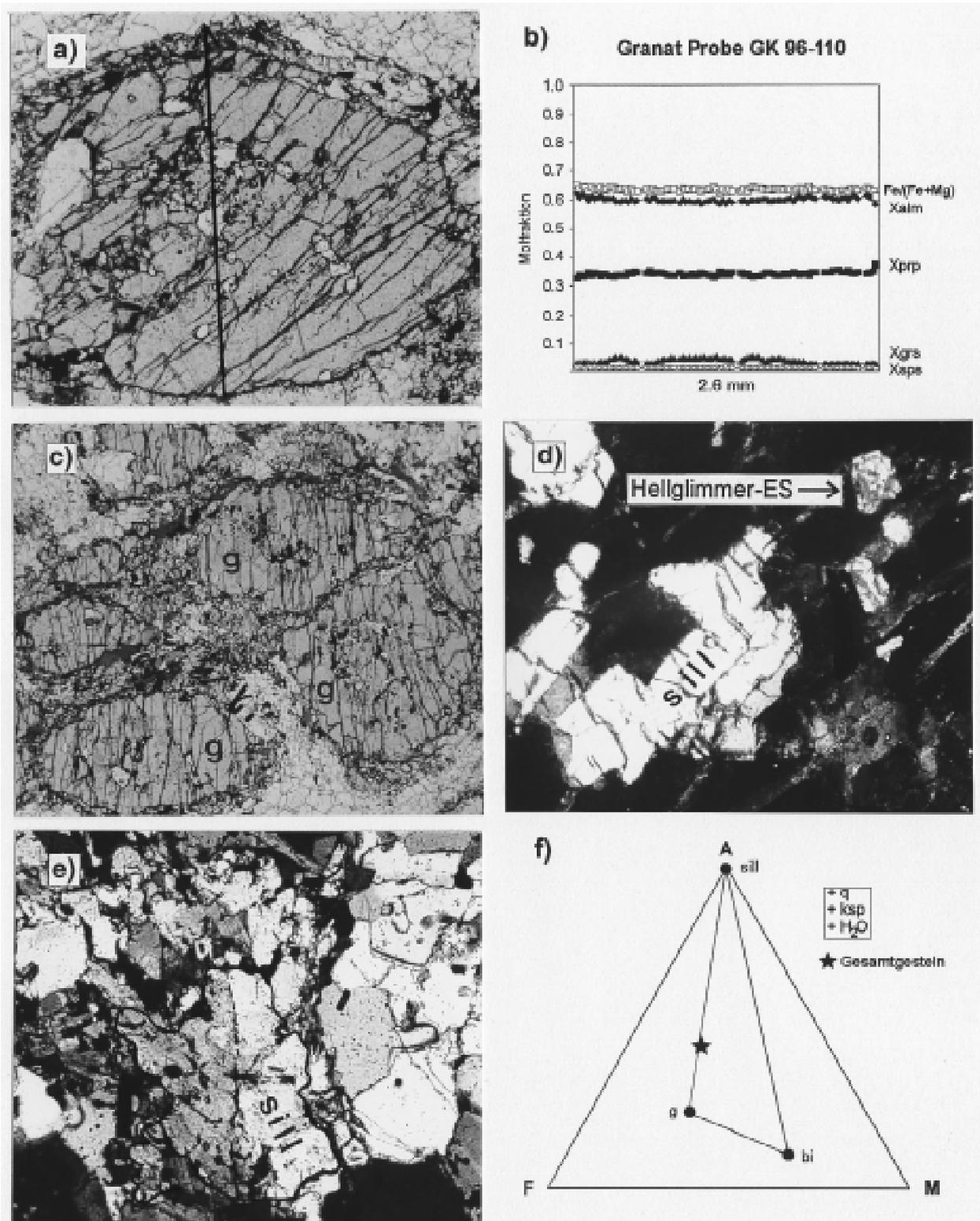
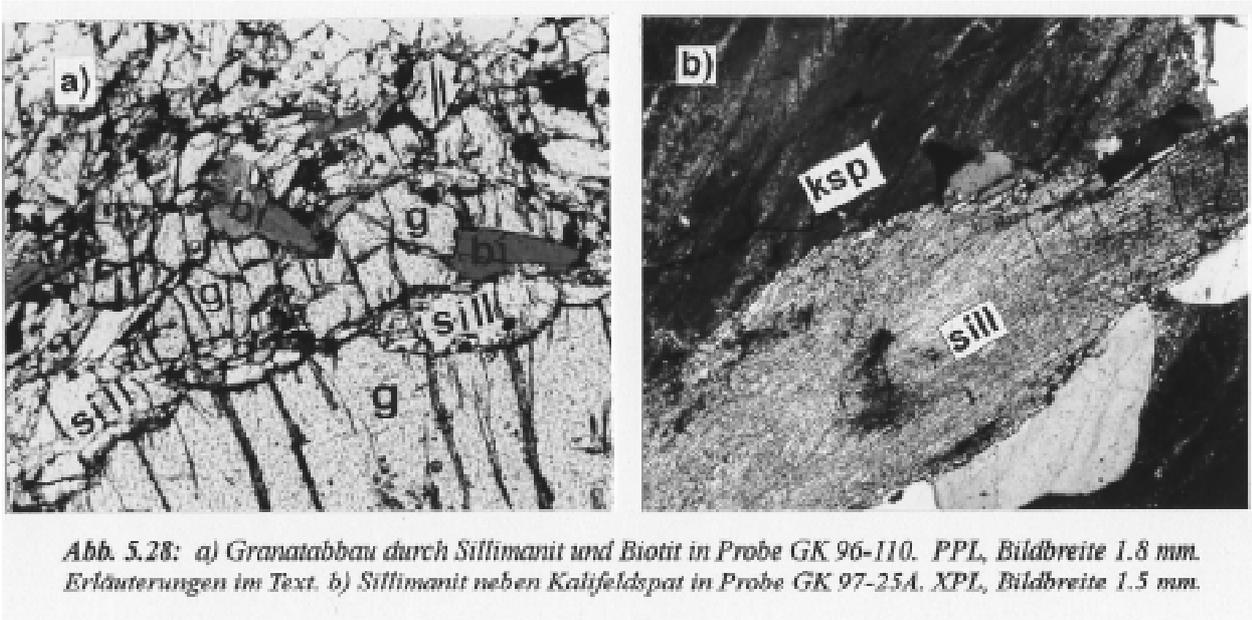


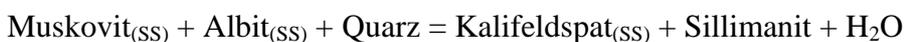
Abb. 5.27: Sillimanit-Kalifeldspat-Zone. Probe GK 96-110. a) Porphyroblastischer Granat mit Markierung des gemessenen Granatprofils. PPL, Bildbreite 3 mm. b) Elementzonierungsmuster des unter a) abgebildeten Granates. c) Abgeplattete Granate in einer Matrix aus Sillimanit, Biotit, Kalifeldspat, Quarz und Plagioklas. PPL, Bildbreite 7 mm. d) Einschlüsse von Sillimanit 1 und Hellglimmer (blau) in Granat. XPL, Bildbreite 0.4 mm. e) Reliktischer Sillimanit 1 in der Matrix. XPL, Bildbreite 1.3 mm. f) Darstellung der peakmetamorphen Mineralparagenese im AFM-Diagramm.



Biotite in der Matrix (Generation 1 und 2) treten viel weniger auf. Eine Erklärung dafür wäre die Biotitkonsumtion während der Bildung von Sillimanit 1 nach der o.g. Sillimanit-Bildungsreaktion auf Kosten von Staurolith und Biotit.

Prograder Muskovit ist bereits ausreagiert. Einige winzige Hellglimmereinschlüsse sind noch sehr vereinzelt in Granat erhalten (Abb. 5.27d) und stellen wahrscheinlich Relikte der prograden Metamorphoseentwicklung dar. Sie erbrachten jedoch keine verwertbaren Mikrosondenanalysen.

Kalifeldspat (ca. 15 Vol-%) tritt meist neben Sillimanit und Granat auf. Er ist sehr klar und auf den ersten Blick schwer von Quarz zu unterscheiden. Er bildet Xenoblasten bis 0.5 mm und wird gemeinsam mit Granat retrograd zu Sillimanit und Biotit abgebaut. Die Kalifeldspäte haben deutliche Albitkomponenten bis 29 Mol-%. Das weist darauf hin, daß bei der Kalifeldspatbildung Albit und wahrscheinlich auch paragonitreicher Muskovit beteiligt waren. Damit ist die Kalifeldspat-Bildungsreaktion



im System KNASH zutreffender als die o.g. Mineralendgliederreaktion im System KASH.

Die xenomorphen bis hypidiomorphen Plagioklase (ca. 5 Vol-%) bilden häufig polysynthetische Zwillinge und erreichen eine Korngröße von 0.4 mm. Sie treten als Einschlüsse in Granat und in der Matrix auf. Die Einschluß-Plagioklase sind etwas Ca-reicher (an_{32-33}) als die Matrix-Plagioklase (an_{29-32}). Das weist auf Wechselwirkungen zwischen Plagioklaseinschluß und Granat hin. Im Granatprofil Abb. 5.27 b) sind im Grossular-Zonierungsmuster Lücken zu sehen, die Plagioklaseinschlüsse repräsentieren. Es ist erkennbar, daß der Ca-Gehalt am Kontakt zu den Plagioklaseinschlüssen abnimmt. Die Plagioklase in der Matrix sind leicht zoniert und zeigen eine Ca-Abnahme vom Kern zum Rand: an_{32} im Kern zu an_{30} am Rand.

Quarz (ca. 10 Vol-%) erreicht Korngrößen bis 0.5 mm und ist häufig in der Hauptschieferung ausgelängt.

Als Opakmineralphasen treten Rutil, Ilmenit und Graphit auf. Sie werden sowohl als Einschlüsse in Granat als auch in der Matrix beobachtet. Hämatit oder Magnetit treten nicht auf.

Besonders interessant ist dabei, daß relativ häufig Graphit in Form von schuppigen, randlich ausgefranzten Individuen bis 0.5 mm Länge auftritt. Die Anwesenheit von Graphit ist ein Hinweis darauf, daß im Gestein reduzierte Wasseraktivitäten von $a_{\text{H}_2\text{O}} < 1.0$ herrschten (Ohmoto & Kerrick, 1977; Spear 1993). Im P-T-Diagramm nach Ohmoto & Kerrick (1977) in Abb. 5.29 sind die maximal möglichen H_2O -Gehalte in Fluiden im Gleichgewicht mit Graphit aufgezeigt. Es wird deutlich, daß im Fall der Probe GK 96-110 zum Zeitpunkt des Metamorphosehöhepunktes Wasseraktivitäten von *maximal* $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.82$ geherrscht haben können. Es muß jedoch davon ausgegangen werden, daß die Wasseraktivitäten noch deutlich geringer waren. In Probe GK 96-110 sind in der peakmetamorphen Mineralparagenese kaum noch wasserhaltige prograde Mineralphasen vorhanden: Muskovit ist ausreagiert, Biotite der Generation 1 und 2 treten nur in geringem Umfang auf. Bei Fluiduntersuchungen von U. Hünken (pers. Mitt.) konnten keinerlei Fluideinschlüsse beobachtet werden. Das alles zusammen deutet darauf hin, daß zum Höhepunkt der Metamorphose eine sehr niedrige Wasseraktivität vorlag, wahrscheinlich um $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$ oder sogar noch geringer.

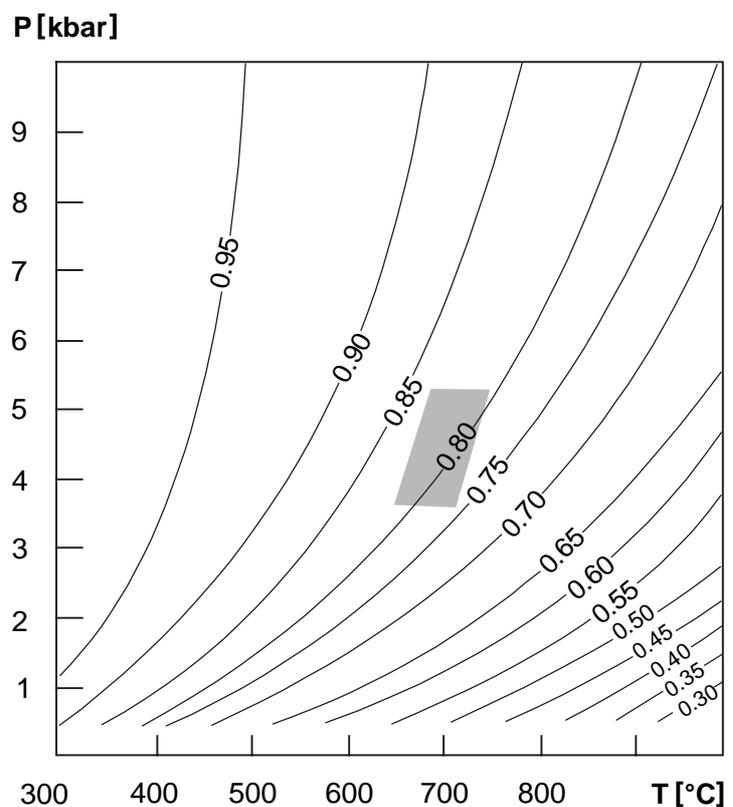


Abb. 5.29: P-T-Diagramm mit Isoplethen für den maximalen H_2O -Gehalt in C-O-H-Fluiden im Gleichgewicht mit Graphit nach Ohmoto & Kerrick (1977). In grau sind die peakmetamorphen P-T-Bedingungen der Probe GK 96-110 eingezeichnet.

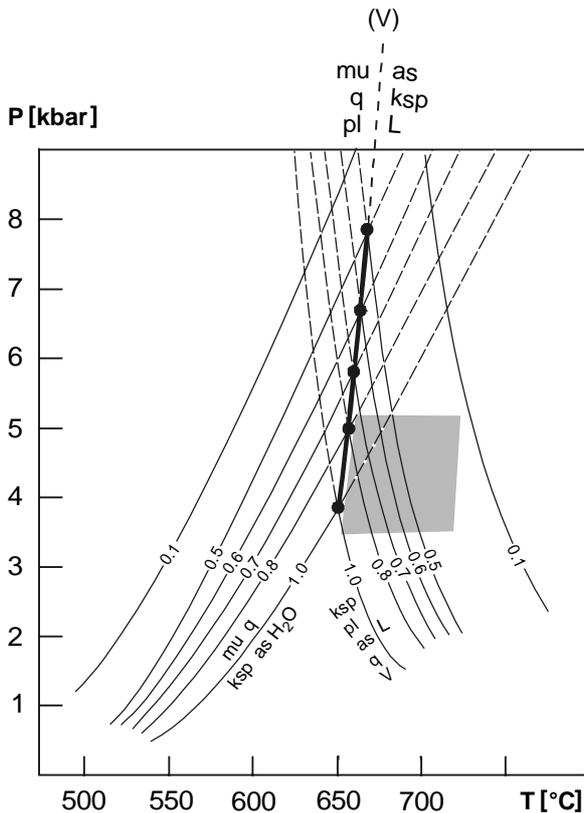


Abb. 5.30: P-T-Diagramm mit der Lage der Reaktionen $\mu + q = ksp + as + V$ und $ksp + pl + as + q + V = L$ in Abhängigkeit von der Wasseraktivität nach Kerrick (1972) und aus Zeh (1995). Es wird deutlich, daß sich bei Verringerung der Wasseraktivität Dehydratationsreaktionen hin zu niedrigeren und Schmelzreaktionen hin zu höheren Temperaturen verschieben. Die Reaktion $\mu + q + pl = sill + ksp + L$ (dicke Linie) ist unabhängig von der Wasseraktivität. In grau sind die für Probe GK 96-110 ermittelten peakmetamorphen P-T-Bedingungen eingezeichnet.

Verringerte Wasseraktivitäten verschieben Dehydratationsreaktionen hin zu niedrigeren und Schmelzreaktionen hin zu höheren Temperaturen. Das wird z.B. im P-T-Diagramm nach Kerrick (1972) deutlich (Abb. 5.30). Dargestellt sind die Dehydratationsreaktion $\mu + q = ksp + as + H_2O$ und die Schmelzreaktion $ksp + pl + as + q + V = L$ sowie die Lage dieser Reaktionen in Abhängigkeit von der Wasseraktivität im Gestein. Die Reaktion $\mu + q + pl = as + ksp + L$ ist unabhängig von der Wasseraktivität. Die für den Höhepunkt der Metamorphose ermittelten P-T-Bedingungen der Probe GK 96-110 (siehe 5.6.2.) reichen dabei bis in den Bereich der Schmelzreaktionen bei Wasseraktivitäten von $a_{H_2O} = 0.2$. Die fluidunabhängige Reaktion $\mu + q + pl = as + ksp + L$ wurde bereits überschritten.

Es kann also davon ausgegangen werden, daß bereits Schmelzbildungsreaktionen in geringem Umfang stattgefunden haben. Wahrscheinlich ist eine Reaktion in der Form

Muskovit + Albit + Quarz = Alumosilikat + Kalifeldspat + Schmelze (NKASH).

Das P-T-Diagramm im System NKFMAH von Spear et al. (1999) zeigt ausgewählte Dehydratations- und Schmelzreaktionen (Abb. 5.31). Die Reaktion $\mu + ab = as + ksp + L$ (1) wurde in Probe GK 96-110 bereits überschritten, die Reaktion $bi + as = g + cd + L$ (2) dagegen noch nicht. Das weist auf peakmetamorphe Temperaturen von 660 - 710 °C bei etwa 4 kbar hin. Die beiden genannten Schmelzreaktionen (1) und (2) sind fluidunabhängig.

In Probe GK 96-110 weisen die Einschlußverhältnisse in Granat auf die prograde Mineralparagenese Granat (zwischen Kern/Rand) + Sillimanit 1 + Biotit 1 + Plagioklas 1 hin. Die

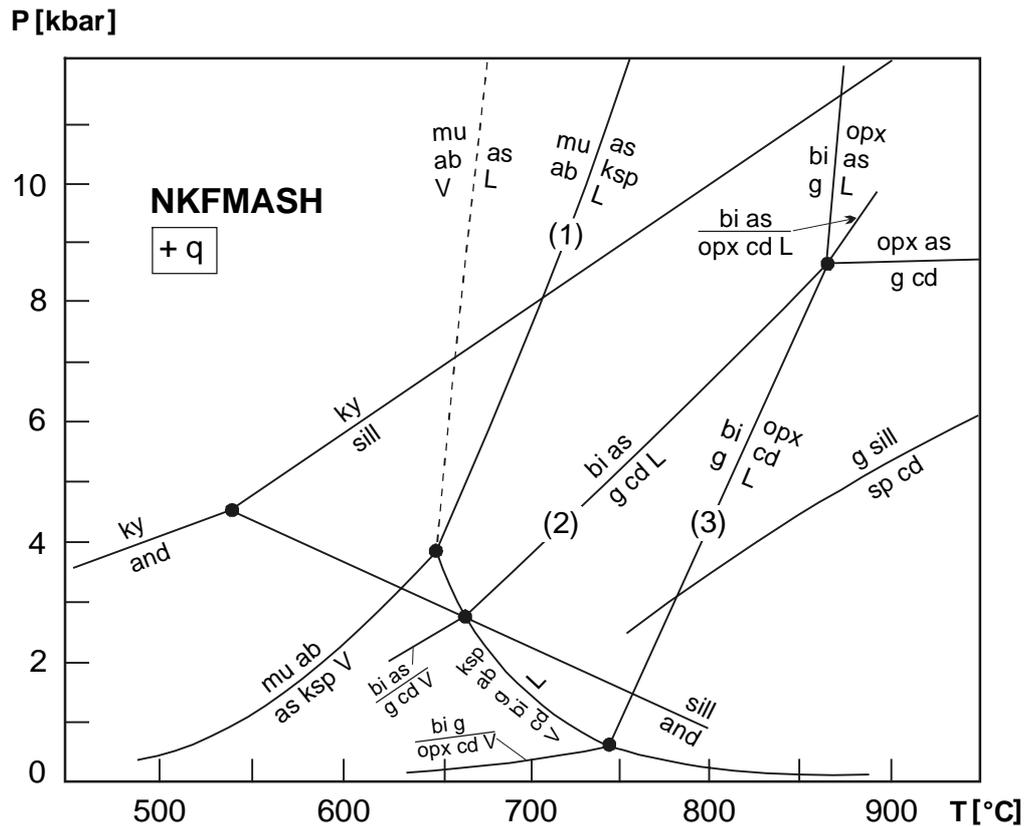


Abb. 5.31: P-T-Diagramm im System NKF MASH mit ausgewählten Dehydratations- und Schmelzreaktionen nach Spear et al. (1999). Die Subsystemreaktionen sind nur z.T. mit dargestellt. Erläuterungen im Text.

peakmetamorphe Mineralparagenese ist durch das gemeinsame Auftreten von Sillimanit neben Kalifeldspat charakterisiert und umfaßt Granatrand + Sillimanit 2 + Kalifeldspat + Biotit 2 + Plagioklas 2 + Schmelze. Retrograd werden Biotit 3 und Sillimanit 3 auf Kosten von Granat und Kalifeldspat unter Fluidzufuhr gebildet.

Zusammenfassung Petrographie:

Die Granat-Gneise aus der Sillimanit-Kalifeldspat-Zone sind durch das gemeinsame Auftreten von Sillimanit neben Kalifeldspat charakterisiert, was ein Ergebnis der Muskovit-“aus“-Reaktion ist. Weiterhin treten bereits erste Schmelzbildungen auf, die jedoch makroskopisch nur untergeordnet in Erscheinung treten. Die Neubildung von Sillimanit zum Höhepunkt der Metamorphose erfolgte entlang der Hauptschieferung S 2. Die Minerallineation ist N-S bis NNW-SSE gerichtet. Die Hauptschieferung im Gestein wird hauptsächlich von Biotit und Sillimanit definiert.

Große Bereiche der sill-ksp-Zone sind von einer starken Zerschering bis Mylonitisierung erfaßt, die zwischen Aufschlußpunkt 492a bis N19 besonders markant ist. Diese schaffte Wegbarkeiten für eine retrograde Fluidzufuhr, die im Gestein zur Neubildung von retrograden OH-haltigen Mineralen führte. Die sill-ksp-Zone liegt direkt westlich der Puros-Lineament-Scherzone und es gibt möglicherweise eine Verbindung zwischen dem Puros-Lineament und den zu beobachtenden Deformationsstrukturen in der sill-ksp-Zone. Eine weitere markante geomorphologische Struktur in der sill-ksp-Zone, möglicherweise eine weitere Scherzone, verläuft NNW-SSE bei Pkt. N19/ 486/500a (siehe Satellitenbild Abb. 1.2).

5.6.2. Druck-Temperatur-Entwicklung

Prograde Metamorphoseentwicklung und Metamorphosehöhepunkt

Von der prograden Metamorphoseentwicklung sind Sillimanit- und Plagioklaseinschlüsse in Granat erhalten. Das zeigt an, daß von den Alumosilikaten bereits prograd Sillimanit anstelle von Disthen stabil war. Die Plagioklaseinschlüsse in Granat erlauben bei Anwesenheit von Sillimanit eine Druckabschätzung mit dem GASP-Barometer. Es wurden Plagioklaseinschlüsse mit dem umgebenden Granat verrechnet (mit GASP-Barometrie nach Powell & Holland, 1988); dabei ergaben sich folgende Drucke:

- Plagioklaseinschluß im Granatkern: ca. 4.7 kbar,
- Plagioklaseinschluß zwischen Granatkern und -rand: ca. 4.4 kbar.

Die Biotiteinschlüsse in Granat sind bereits zu stark reequilibriert (Kapitel 4., Abb. 4.4) und nicht mehr für die Ermittlung von prograden Metamorphosetemperaturen geeignet.

Weiterhin wurden mit konventionellen Geothermobarometern Druck-Temperatur-Abschätzungen zur Ermittlung des Metamorphosehöhepunktes vorgenommen. Dabei wurden folgende peak-metamorphen Bedingungen ermittelt:

- 640 - 680 °C mit Granat-Biotit-Thermometrie nach Bhattacharya et al. (1992), Kleemann & Reinhard (1994) und Perchuk & Lavrent'eva (1983) (äußerster Granatrand und Matrix-Biotite der Generation 2) und
- 3.5 - 4 kbar mit dem GASP-Barometer nach Powell & Holland (1988) (Granatrand und Rand der Matrix-Plagioklase).

Diese Geothermobarometer beruhen auf fluidfreien Reaktionen.

Ein Vergleich der mit der selben Methode (GASP-Barometrie) ermittelten Drucke während des Granatwachstums vom Kern zum Rand zeigt eine leichte Druckabnahme vom 4.7 kbar (im Granatkern) über 4.4 kbar (zwischen Kern und Rand) auf < 4 kbar (am Granatrand). Da Reequilibrierungsprozesse zwischen Plagioklaseinschlüssen und Granat nicht ganz ausgeschlossen werden können, ist diese Druckabnahme eine eher qualitative Aussage und sollte auch nur als solche bewertet werden.

Im P-T-Diagramm nach Spear et al. (1999) lassen sich durch bereits überschrittene und noch nicht überschrittene Schmelzreaktionen (Reaktionen (1) und (2) in Abb. 5.31) die peakmetamorphen Bedingungen auf 660 - 710 °C bei ± 4 kbar eingrenzen

Als eine weitere Methode zur Ermittlung der P-T-Bedingungen des Metamorphosehöhepunktes wurden linear unabhängige Mineralendgliederreaktionen genutzt. Dabei wurden für Probe GK 96-110 mit Hilfe des „intern-konsistenten“ Datensatzes von Holland & Powell (1992b) und dem Computerprogramm Thermocalc v2.5 (Powell & Holland, 1988) sechs linear unabhängige Mineralendgliederreaktionen zwischen den Endgliedern der Minerale Granat, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat, Ilmenit, Rutil, Sillimanit und Quarz formuliert (Methode und Reaktionen im Anhang E.3). Drei der Mineralendgliederreaktionen sind fluidabhängige Reaktionen. Daher wurden bei den Berechnungen unterschiedliche Fluidzusammensetzungen vorgegeben. Es wurden folgende P-T-Bedingungen ermittelt:

- $X_{H_2O} = 0.6$, $X_{CO_2} = 0$: 852 ± 63 °C, 7.5 ± 1.6 kbar,
- $X_{H_2O} = 0.4$, $X_{CO_2} = 0$: 801 ± 59 °C, 7.1 ± 1.5 kbar,
- $X_{H_2O} = 0.2$, $X_{CO_2} = 0$: 723 ± 55 °C, 6.5 ± 1.6 kbar.

Wie zu erkennen ist, sind die Fehlergrenzen beträchtlich. Es ist jedoch ein Vorteil dieser Methode, daß die Fehler mit angegeben werden und die Schwankungsbreiten der Druck-Temperatur-Abschätzung ersichtlich sind. Die so ermittelten peakmetamorphen Temperaturen für die verschiedenen Fluidzusammensetzungen liegen alle über denen der schmelzbildenden fluidunabhängigen Reaktion $\mu + q + pl = as + ksp + L$ (Abb. 5.30 und 5.31), die zwischen 660 °C (4 kbar) und 690 °C (8 kbar) verläuft.

Der im vorliegenden Fall zur Berechnung verwendete „intern-konsistente“ Datensatz von Holland & Powell (1992b) und das Computerprogramm Thermocalc v2.5 (Powell & Holland, 1988) berücksichtigen keine Schmelzreaktionen bzw. sind nicht in der Lage, solche zu kalkulieren, da im „intern-konsistenten“ Datensatz noch keine Schmelzendglieder enthalten sind. Erstmals wurde Ende 1998 von Holland & Powell ein „intern-konsistenter“ Datensatz mit silikatischen Schmelzendgliedern veröffentlicht; diese sind jedoch erst seit kurzem in ganz neuen Thermocalc-Versionen (Holland & Powell Homepage im Internet) enthalten, die in die vorliegende Arbeit nicht mehr einbezogen werden konnten. Die P-T-Bedingungen, die durch unabhängige Mineralendgliederreaktionen unter Verwendung des „intern-konsistenten“ Datensatzes von Holland & Powell (1992b) ermittelt wurden sind daher mit Bedacht anzuwenden.

Die Nutzung verschiedener Methoden wie

- konventionelle Geothermobarometrie,
- die Lage von Dehydratations- und Schmelzreaktionen in P-T-Diagrammen nach Kerrick (1972, Abb. 5.30) und Spear et al. (1999, Abb. 5.31),
- unabhängige Mineralendgliederreaktionen, berechnet mit „intern-konsistenten“ Datensätzen,
- Beobachtungen im Dünnschliff (z.B. das Auftreten von Graphit, kaum wasserhaltige Mineralphasen zum Metamorphosehöhepunkt, das völlige Fehlen von Fluideinschlüssen)

zusammengenommen, erlauben jedoch eine Abschätzung des Metamorphosehöhepunktes für Probe GK 96-110. Danach lag der Metamorphosepeak bei etwa 660 - 730 °C (690 ± 40 °C) und 3.5 - 5.5 kbar (4.5 ± 1 kbar). In diesem Bereich gibt es die meisten Überschneidungen bei Anwendung der verschiedenen Methoden, wobei sich besonders auf fluidunabhängige Reaktionen bezogen wurde. Die Wasseraktivität zum Höhepunkt der Metamorphose lag wahrscheinlich zwischen $a_{H_2O} = 0.5 - 0.2$.

P-T-Pfad: P-T-Pseudoschnitt

Als Beispiel für die sill-ksp-Zone wurde ein P-T-Pseudoschnitt für den Granat-Gneis GK 96-110 berechnet. Die Berechnung erfolgte für die normalisierte Gesamtgesteinschemie $K_2O : FeO : MgO : Al_2O_3 = 4.37 : 28.20 : 17.65 : 49.78$ [Mol-%, normiert auf 100]. Zuerst wurde ein P-T-Pseudoschnitt für eine Wasseraktivität von $a_{H_2O} = 1.0$ berechnet (Abb. 5.32). Das hat zwei Gründe:

- Im Niedrigtemperatur-Bereich sind Wasseraktivitäten von $a_{\text{H}_2\text{O}} = \text{ca. } 1.0$ wahrscheinlich. Selbst in Anwesenheit von Graphit liegt die maximal mögliche Wasseraktivität bei 5 - 6 kbar und 500 - 600 °C um $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.9$ (Abb. 5.29). Die Berechnung eines vollständigen P-T-Pseudoschnittes mit stark verringerten Wasseraktivitäten ist zumindest im Niedrigtemperatur- und Niederdruck-Bereich unrealistisch.
- Die Grundlage für die Berechnung von P-T-Pseudoschnitten bilden petrogenetische Netze. Diese existieren im Moment für *metapelitische* Modellsysteme nur für Wasseraktivitäten von $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0$ oder für fluidfreie Systeme (z.B. Powell & Holland, 1990; Xu et al. 1994; Will, 1998a; Will et al., 1998; Vielzeuf & Holloway, 1988; Hensen & Harley, 1990).

Im vorliegenden Fall muß außerdem ein petrogenetisches Netz verwendet werden, bei dem Muskovit nicht als Überschußphase vorliegt, um den Muskovitzerfall und die Kalifeldspatbildung mit erfassen zu können. Daher wurde für Probe GK 96-110 das petrogenetische Netz im Modellsystem KFMASH (+q + H₂O) von Will (pers. Mitt., Anhang E, Abb. E.3) als Grundlage für die Berechnung des P-T-Pseudoschnittes genutzt.

In den vorherigen Abschnitten wurde bereits darauf eingegangen, daß zum Zeitpunkt des Metamorphosehöhepunktes von Probe GK 96-110 stark verringerte Wasseraktivitäten geherrscht haben müssen. Aus diesem Grund wurde der Hochtemperatur-Bereich des P-T-Pseudoschnittes für eine verringerte Wasseraktivität von $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$ berechnet, um festzustellen, wie sich die Hochtemperatur-Stabilitätsfelder und Reaktionen bei verringerten Wasseraktivitäten verschieben (Abb. 5.33). Ein Vergleich der mit einer Wasseraktivität von $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0$ (Abb. 5.32) bzw. $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$ (Abb. 5.33) berechneten Hochtemperatur-Pseudoschnitt-Teile zeigt, daß sich die Mineralstabilitätsfelder und Reaktionen um etwa 100 °C hin zu niedrigeren Temperaturen verschieben. Das liegt daran, daß eine Verringerung der Wasseraktivität dazu führt, daß sich Dehydratationsreaktionen hin zu niedrigeren Temperaturen verschieben und damit natürlich auch die aus diesen Reaktionen resultierenden Mineralstabilitätsfelder. Eine weitere Verringerung der Wasseraktivität würde die betrachteten Hochtemperatur-Pseudoschnitt-Teile noch deutlicher hin zu niedrigeren Temperaturen verschieben, bei einer Wasseraktivität von $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.2$ etwa um weitere 50 - 60 °C im Vergleich zu einer Wasseraktivität von $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$ (Abb. 5.33).

Die Mineralstabilitätsfelder und univarianten Reaktionen im P-T-Pseudoschnitt mit $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$ (Abb. 5.33) lassen sich nun mit den Beobachtungen im Dünnschliff in Zusammenhang bringen. Die Einschlußverhältnisse im Granat zeigen an, daß prograd die Mineralparagenese $g + bi + as(\text{sill}) + mu + q + \text{H}_2\text{O}$ stabil war (Punkt I). Die Muskovit-“aus“-Reaktion wurde überschritten (von Punkt I zu II) und es bildete sich die peakmetamorphe Mineralparagenese $g + \text{sill} + \text{ksp} + q + \text{H}_2\text{O}$ (Punkt II). Retrograd wurde sowohl eine neue Biotit- als auch Sillimanitgeneration auf Kosten von Kalifeldspat und Granat gebildet (Punkt III). Cordierit wurde im Dünnschliff nicht beobachtet.

Vergleicht man die durch P-T-Pseudoschnitte ermittelten Stabilitätsbereiche der peakmetamorphen Mineralparagenese (bei unterschiedlichen Wasseraktivitäten) mit den durch Mineralendgliederreaktionen unter Verwendung „intern-konsistenter“ Datensätze berechneten, zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung zwischen beiden Methoden.

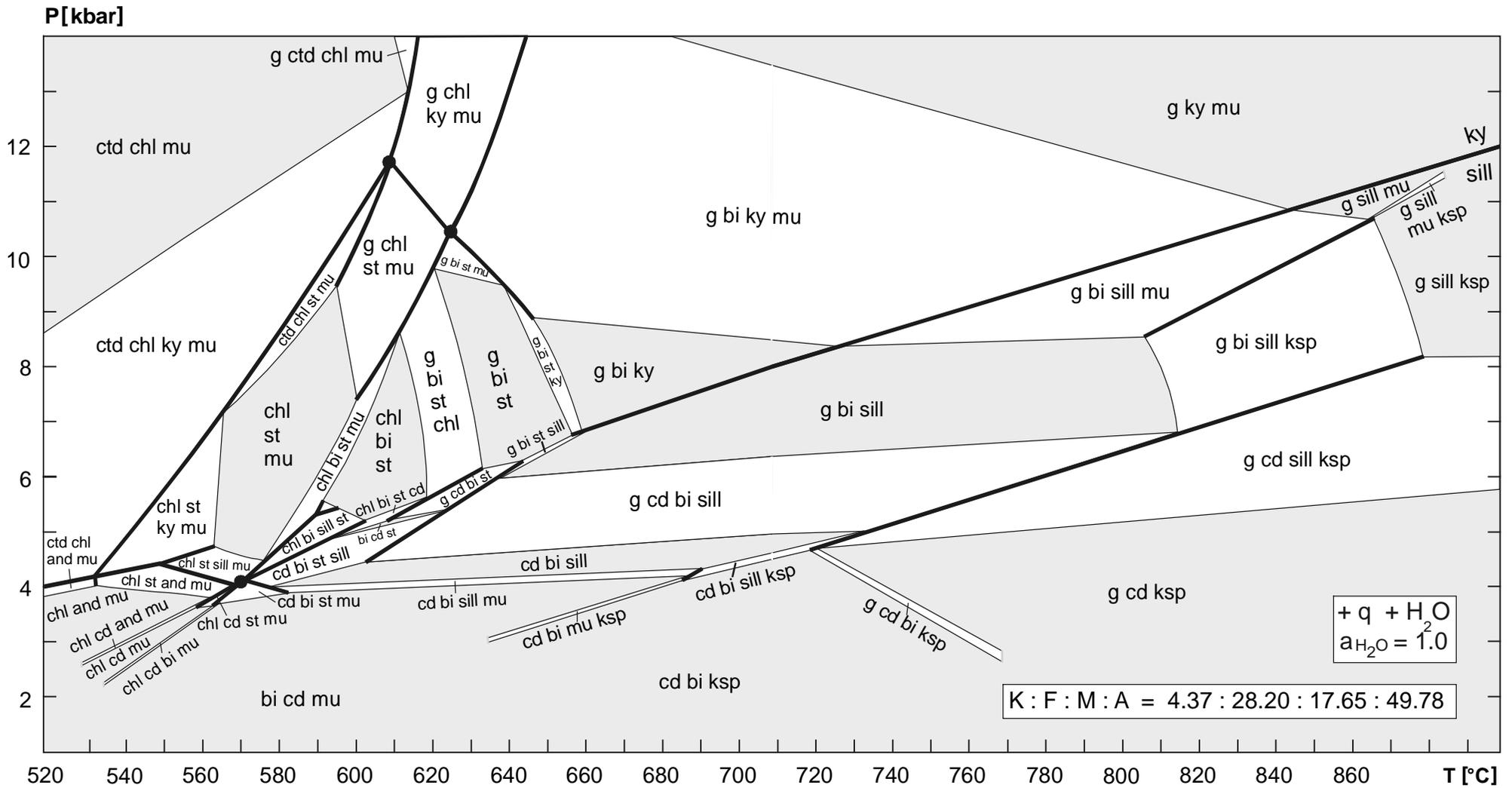


Abb. 5.32: P-T-Pseudoschnitt für den Granat-Gneis GK 96-110 aus der Sillimanit-Kalifeldspat-Zone. Der Pseudoschnitt wurde im metapelitischen Modellsystem KFMASH für die unten rechts angegebene normalisierte Gesamtgesteinschemie und für eine Wasseraktivität von 1.0 berechnet. Dicke Linien: univariante Reaktionen, in weiß: divariante Felder, in hellgrau: trivariante Felder. Erläuterungen im Text.

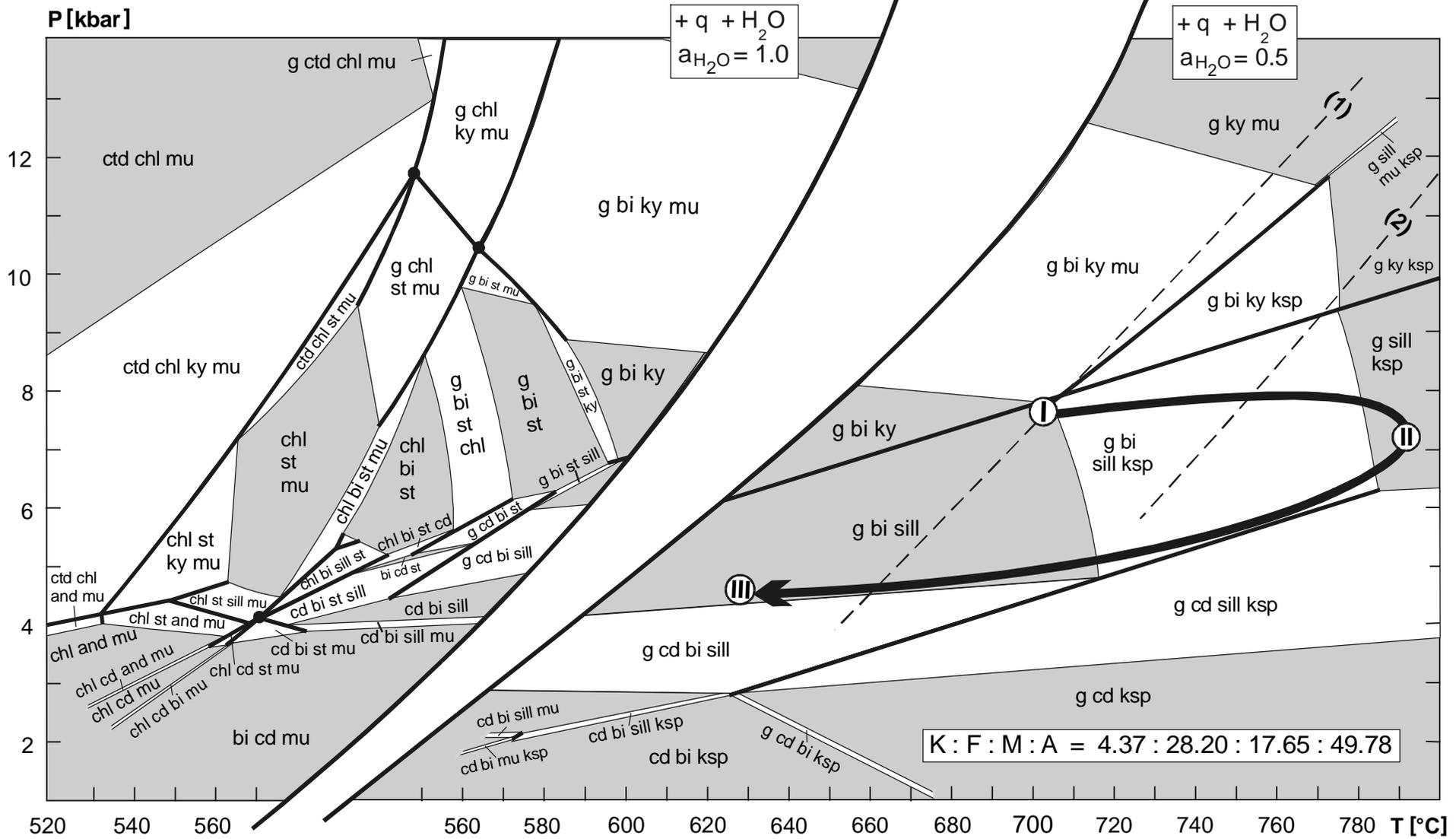


Abb. 5.33: Zwei Teile eines *P-T*-Pseudoschnittes für den Granat-Gneis GK 96-110 aus der Sillimanit-Kalifeldspat-Zone im metapelitischen Modellsystem KFMASH. Der linke Niedrigtemperatur-Teil für eine Wasseraktivität von 1.0 wurde aus Abb. 5.32 übernommen. Aus dem rechten Hochtemperatur-Teil wird ersichtlich, wo ausgewählte Hochtemperatur-Stabilitätsfelder und Reaktionskurven bei einer verringerten Wasseraktivität von 0.5 liegen. Ein Vergleich mit Abb. 5.32 zeigt, wie sich die Hochtemperatur-Stabilitätsfelder und Reaktionskurven bei verringerten Wasseraktivitäten hin zu niedrigeren Temperaturen verschieben. Zusätzlich sind die Muskovit-Dehydratationsschmelzkurven im System NKFMAH (1) und KFMASH (2) nach Spear et al. (1999) eingetragen. Erläuterungen siehe Text.

Aus den P-T-Pseudoschnitten (Abb. 5.32 und 5.33) wird deutlich, daß ein Gestein mit dem vorliegenden Stoffbestand über große Druck-Temperatur-Bereiche muskovitfreie Paragenesen ausbilden kann. Retrograd ist so ein Gestein erst wieder bei sehr niedrigen Drucken und Temperaturen in der Lage, Muskovit zu stabilisieren. Das korrespondiert mit Beobachtungen im Dünnschliff; es sind keine erwähnenswerten retrograden Muskovitneubildungen zu beobachten, was bei Kalifeldspatzerfall zu erwarten wäre. Die P-T-Pseudoschnitte zeigen, daß bei bestimmten Stoffbeständen auch vor der Muskovit-“aus“-Reaktion muskovitfreie Mineralparagenesen stabil sein können und es daher nicht immer gerechtfertigt ist, Muskovit in metapelitischen Gesteinen als Überschußphase anzusehen.

Bringt man den P-T-Pseudoschnitt in Abb. 5.33 ($a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.5$) mit den Beobachtungen im Dünnschliff, den Ergebnissen der konventionellen Geothermobarometrie und Schmelzreaktionen beinhaltenden P-T-Diagrammen (z.B. Spear et al., 1999) in Verbindung, ergeben sich jedoch deutliche Diskrepanzen. Der Stabilitätsbereich der peakmetamorphe Mineralparagenese $g + \text{sill} + \text{ksp} + q + \text{H}_2\text{O}$ liegt im P-T-Pseudoschnitt bei 780 - 800 °C, Temperaturen, bei denen bereits Schmelzbildung, z.B. durch Muskovit-Dehydratationsschmelzen, auftritt. Das zeigen die beiden Muskovit-Dehydratationsschmelzkurven (1) und (2) in Abb. 5.33. Das Mineralstabilitätsfeld $g + \text{as} + \text{bi} + \text{mu} + q + \text{H}_2\text{O}$, welches die prograde Entwicklung in Probe GK 96-110 repräsentiert, liegt im Disthen-Stabilitätsfeld und reicht nur knapp in das Sillimanit-Stabilitätsfeld heran. Im Dünnschliff wurden jedoch prograde Sillimaniteinschlüsse gemeinsam mit Hellglimmereinschlüssen in Granat beobachtet. Würde man bei der Berechnung des Hochtemperatur-Bereiches im Pseudoschnitt die Wasseraktivität noch weiter verringern (z.B. auf $a_{\text{H}_2\text{O}} = 0.2$), würden sich zwar die Mineralstabilitätsfelder und die univarianten Reaktionen zu niedrigeren und realistischeren Temperaturen hin bewegen, das prograde $g + \text{as} + \text{bi} + \text{mu} + q + \text{H}_2\text{O}$ -Mineralstabilitätsfeld würde dabei aber immer weiter in das Disthen-Stabilitätsfeld rutschen - was mit den Beobachtungen im Dünnschliff nicht vereinbar wäre.

Offensichtlich sind die verwendeten Voraussetzungen zur Berechnung des P-T-Pseudoschnittes nicht völlig ausreichend, um das untersuchte Gestein und die während der Metamorphoseentwicklung abgelaufenen Prozesse zu charakterisieren. Dafür werden zwei Gründe gesehen:

1. Die P-T-Pseudoschnitt-Berechnung erfolgte im metapelitischen *Modellsystem* KFMASH. Mikrosondenuntersuchungen ergaben, daß in die Muskovit-“aus“-Reaktion auch Albitkomponenten involviert gewesen sein müssen, da sich ein albitreicher Kalifeldspat neben Sillimanit gebildet hat. Das Gestein führt 1.4 Gew.-% Na_2O . Offensichtlich reicht das verwendete Modellsystem KFMASH nicht aus, um das Gestein hinreichend zu charakterisieren. Ein Modellsystem NKFMASH unter zusätzlicher Einbeziehung von Na_2O würde dem besser gerecht werden. Ein Vergleich der Lage der Muskovit-Dehydratationsschmelzreaktionen im System NKFMASH und KFMASH (Spear et al., 1999) zeigt, daß die zusätzliche Systemkomponente Na_2O die Reaktionskurve hin zu niedrigeren Temperaturen und Drucken verschiebt. Die Einbeziehung von Na_2O in das System gibt ein viel realistischeres Bild, da sich mit der daraus resultierenden Verschiebung der Reaktionskurven und Mineralstabilitätsfelder hin zu niedrigeren Temperaturen und Drucken sowohl (i) die prograde Sillimanit-Stabilität als auch (ii) die niedrigeren, geothermobarometrisch ermittelten, peakmetamorphen Temperaturen erklären lassen.

2. Schmelzreaktionen konnten bei der Berechnung des P-T-Pseudoschnittes nicht berücksichtigt werden. Das liegt daran, daß der verwendete „intern-konsistente“ Datensatz von Holland & Powell (1990/ 1992b) keine thermodynamischen Daten für Schmelzendglieder enthält. Ein „intern-konsistenter“ thermodynamischer Datensatz mit silikatischen Schmelzendgliedern wurde erstmals von Holland & Powell (Ende 1998) veröffentlicht und konnte im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht mehr genutzt werden.

Der berechnete P-T-Pseudoschnitt ist dennoch von großem Nutzen. Er zeigt, welche Reaktionen und Mineralstabilitätsfelder von einem Gestein mit dem vorgegebenen Stoffbestand während der Metamorphoseentwicklung überhaupt „gesehen“ werden können. Auch wenn (z.B. aufgrund des reduzierten Modellsystems) die *absoluten* P-T-Bedingungen etwas zu niedrig oder zu hoch sind, gilt doch die Topologie des Pseudoschnittes weiterhin und es ist möglich, die *Form* des vom Gestein während seiner Metamorphose durchlaufenen P-T-Pfades zu ermitteln. Im vorliegenden Fall ist es möglich, für Probe GK 96-110 eine Hochtemperatur-Niedrigdruck-Entwicklung zu rekonstruieren.

5.6.3. Zusammenfassung Sillimanit-Kalifeldspat-Zone

Die sill-ksp-Zone ist durch das Überschreiten der Muskovit-“aus“-Reaktion und das gemeinsame Vorkommen von Sillimanit und Kalifeldspat gekennzeichnet. Sie liegt im westlichen Kaokogürtel, ist im Hoarusib-Tal aufgeschlossen und reicht etwa von Pkt. 482/ 18°47,43 S, 12°56,18 E bis zur Atlantikküste (Abb. 2.1 und 2.2). Im Kapitel 5.6. werden die Gesteine bis zum ersten Auftreten von Cordierit betrachtet, dieser Teil der sill-ksp-Zone liegt im oberen Hoarusib-Tals südwestlich der Ortschaft Puros.

In diesem Gebiet können in metapelitischen Gesteinen folgende Minerale beobachtet werden:

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

Es treten außerdem erste Schmelzbildungen auf. Die Bildung der peakmetamorphen Mineralparagenese erfolgte während der Hauptdeformation; die zum Metamorphosehöhepunkt gebildeten Sillimanite sind häufig entlang der Hauptschieferung eingeregelt. Die Minerallineation der Sillimanite ist dabei N-S bis NNW-SSE gerichtet. Weiterhin sind mylonitische bis kataklastische Überprägungen zu beobachten. Die dadurch entstandenen Risse bilden Wegbarkeiten für eine späte Fluidzufuhr, die zur retrograden Neubildung OH-haltigen Mineralen führt.

Die Granat-Gneise zeigen eine ausgeprägte Hauptschieferung. Reste der ursprünglichen sedimentären Schichtung sind nur noch bei extrem unterschiedlichen Stoffbeständen sichtbar (z.B. reiner Marmor neben Granat-Gneis oder Kalksilikatgneis).

Für die Metamorphoseentwicklung wurde ein Druck-Temperatur-Pfad in Uhrzeigerichtung rekonstruiert (Abb. 5.34). Der Metamorphosepeak liegt bei 690 ± 40 °C und 4.5 ± 1 kbar. Wichtig ist, daß auch prograd Sillimanit und nicht Disthen stabil war. Die sill-ksp-Zone ist damit durch eine Hochtemperatur-Niedrigdruck-Entwicklung zu charakterisieren. Das unterscheidet die sill-ksp-Zone deutlich von den bisher vorgestellten Metamorphosezonen im östlichen und

mittleren Kaokogürtel. Während der prograden Metamorphose erfolgte nur eine geringe Versenkung der Sedimentschichten bei einem hohen Wärmeregime. Eine Möglichkeit, das hohe Wärmeregime während der Metamorphoseentwicklung zu erklären, sind die großräumigen syn- bis spätektonischen Granitoidintrusionen im westlichen Kaokogürtel.

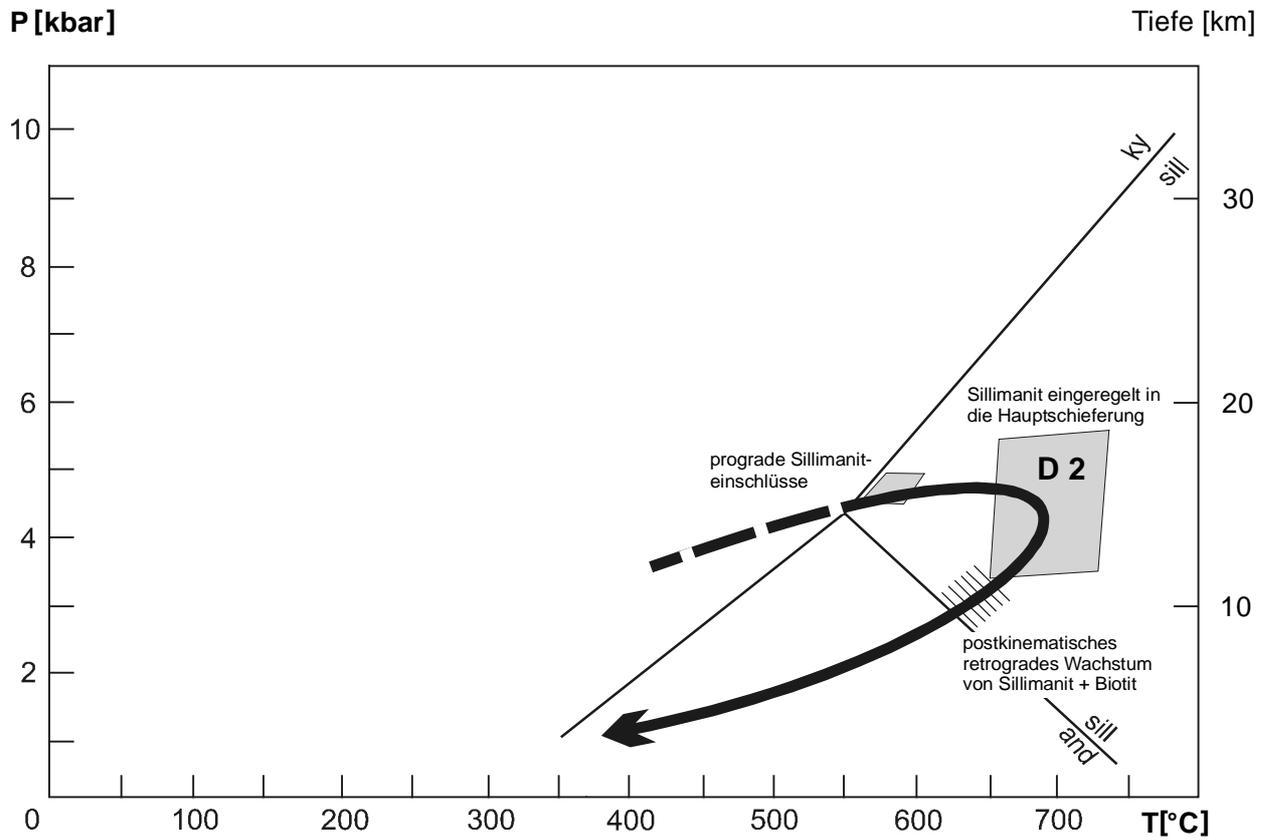


Abb. 5.34: P-T-Pfad für die sill-ksp-Zone im westlichen Kaokogürtel/oberen Hoarusib-Tal. Zusammenfassung der Ergebnisse aus der konventionellen Geothermobarometrie und den phasenpetrologischen Untersuchungen sowie der Gefügemerkmale im Dünnschliff.