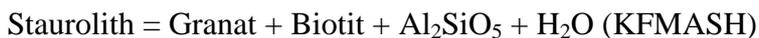


#### 5.4. Disthen-Sillimanit-Muskovit-Zone- (ky-sill-mu-Zone)

Die Disthen-Sillimanit-Muskovit-Zone liegt im westlichen Gomatum-Tal im zentralen Kaokogürtel und reicht von Pkt. N103/ 13°04,94 E bis Pkt. 161/ 13°00,79 E (Abb. 2.1 und 2.2). Struktur-geologisch bildet diese Zone eine markante Antiklinalstruktur und reicht westlich an das als breite Scherzone charakterisierte Puros-Lineament (siehe Kapitel 1.4.2.) heran. Die ky-sill-mu-Zone wird vom gemeinsamen Auftreten von Disthen und Sillimanit neben Muskovit charakterisiert. Staurolith, der für die Disthen-Zone noch charakteristisch war, tritt nicht mehr auf. Das Verschwinden von Staurolith beim Übergang in die ky-sill-mu-Zone ist wahrscheinlich auf die Reaktion



zurückzuführen. Es gibt in der ky-sill-mu-Zone jedoch auch granatfreie metapelitische Gesteine, auf die weiter unten eingegangen wird. Für die ky-sill-mu-Zone ist das Auftreten folgender Minerale charakteristisch:

- Disthen + Sillimanit ± Granat + Muskovit + Biotit + Plagioklas + Quarz + Ilmenit ± Rutil ± Hämatit + Akzessorien.

Vertreter dieser Zone sind die Granat-Disthen-Glimmerschiefer GK 96-73, GK 96-77, GK 96-83, GK 96-84, GK 96-130, der granatfreie Disthen-Sillimanit-Glimmerschiefer GK 97-127 und der disthen- und sillimanitfreie Granat-Glimmerschiefer GK 96-82. Wie aus den T-X<sub>Fe</sub>-Schnitten in Abb. 5.1 und 5.17 ersichtlich, ist das Auftreten solcher disthen- und sillimanitfreien Granat-Glimmerschiefer selbst bis hin zu hohen Metamorphosebedingungen (bis 700°C) möglich, wenn der Stoffbestand der Gesteine sehr eisenreich ist (X<sub>Fe</sub> = ca. 0.8 bis 1.0).

##### 5.4.1. Petrographie

###### *Probe GK 96-82B*

Bei dieser Probe handelt es sich um einen Granat-Glimmerschiefer aus dem westlichen Gomatum-Tal (Pkt. 479) mit der Mineralvergesellschaftung

- Granat + Biotit + Plagioklas + Muskovit + Ilmenit + Rutil + Akzessorien.

In dieser Probe tritt kein Disthen oder Sillimanit auf (siehe vorheriger Absatz). Diese Probe wurde trotzdem in die Untersuchungen einbezogen, weil sie nicht so stark zerschert und retrograd überprägt ist wie andere granatführenden Glimmerschiefer aus der ky-sill-mu-Zone.

In dieser Proben wurden zwei rotierte Granatporphyroblasten bis 2.1 mm Durchmesser in einer sehr feinkörnigen Matrix mit ausgeprägter Parallelschieferung beobachtet. Der untersuchte hypidiomorphe-idiomorphe Granatporphyroblast zeigt sowohl chemisch als auch optisch einen Zonarbau (Abb. 5.21 b). Dieser Granat besitzt einen einschlußreichen Kern mit Einschlüssen aus Plagioklas, Quarz, Biotit, Muskovit, Ilmenit und Rutil und einen einschlußarmen bis einschlußfreien Rand. Die Einschlüsse lassen keine Orientierung erkennen, was möglicherweise

ein Anschnitteffekt ist. Das Elementzonierungsmuster spiegelt noch immer eine prograde Wachstumszonierung im Granat wider. Obwohl in der ky-sill-mu-Zone bereits Bedingungen der oberen Amphibolitfazies vorliegen, ist das Elementzonierungsmuster noch nicht von Diffusionsprozessen ausgelöscht. Der Spessartingehalt zeigt eine flache Glockenkurve mit 15 Mol-% im Kern und 8 Mol-% am Rand. Der Pyropgehalt nimmt vom Kern zum Rand hin leicht zu (7 - 9 Mol-%) und das Eisen-Magnesium-Verhältnis leicht ab ( $X_{\text{Fe}} = 0.89 - 0.86$ ). Letzteres weist auf ein Granatwachstum unter Temperaturzunahme hin. Der Grossulargehalt nimmt vom Granatkern zum -rand hin deutlich zu. Das Granatwachstum erfolgte wahrscheinlich unter Plagioklasabbau, wobei das Ca in den Granat eingebaut wird.

Die feinkörnige bis sehr feinkörnige Matrix dieser Probe besteht aus Biotit, Muskovit, Plagioklas, Quarz, Zirkon, Apatit, Monazit, Turmalin und Titanit. Es wurden keine weiteren Granate beobachtet. Die bis zu 0.5 mm großen Biotite und Muskovite sind deutlich in die Hauptschieferung S 2 eingeregelt und definieren diese. Die Muskovite werden noch klar als prograde Muskovite angesehen. Die Plagioklase sind bis zu 0.8 mm groß und häufig polysynthetisch verzwilligt. Es gibt mehrere Plagioklasgenerationen: (i) Einschlüsse in Granat mit  $an_{25-28}$ , (ii) Plagioklase parallel zur Hauptschieferung mit  $an_{46}$  und (iii) Plagioklase quer zur Hauptschieferung. Ein Teil der Plagioklase zeigt retrograde Serizitisierungserscheinungen. Weiterhin wird im Gestein retrograd wieder Chlorit gebildet. Das Gestein hat retrograd noch eine Spröddeformation erfahren, was besonders deutlich an den zerbrochenen Plagioklasen, an Rissen im Granat und z.T. an zerbrochenen Quarzen erkennbar ist.

#### ***Proben GK 96-83 und GK 96-84***

Bei diesen Proben handelt es sich um granatführende Disthen-Sillimanit-Glimmerschiefer in denen folgende Minerale auftreten:

- Granat + Disthen + Sillimanit + Biotit + Muskovit + Plagioklas + Quarz + Akzessorien.

Diese Proben zeigen ein deutliches mylonitisches Gefüge mit Rekristallisationserscheinungen und eine starke retrograde Überprägung mit Mineralneubildungen.

Die typischen Granate in diesen Proben (ca. 5 Vol-%) sind bis zu 1.5 mm groß, z.T. abgeplattet und fragmentiert. Alle Granate sind extrem stark von Rissen durchzogen (Abb. 5.21 a), entlang derer sie retrograd zu Biotit und z.T. auch Chlorit abgebaut werden. Das ursprüngliche Elementzonierungsmuster eines solchen Granates ist nicht mehr erhalten, es ist durch intensive Massentransfer- und/oder Kationenaustauschreaktionen überprägt oder ganz ausgelöscht (siehe z.B. Abb. 4.2 f). Solche Granate sind für Analysen und geothermobarometrische Berechnungen nicht mehr geeignet. Einige der Granate zeigen Einschlüsse von Quarz, Plagioklas, Ilmenit und Rutil.

Disthen (ca. 1 Vol-%) ist nur noch reliktsch erhalten, er ist extrem stark retrograd abgebaut (Abb. 5.21 c). Die Disthenrelikte sind in die Hauptschieferung eingeregelt. Oft liegen die Relikte neben Granat vor. Die Disthene wurden wahrscheinlich synkinematisch zum Druckhöhepunkt gebildet.

Sillimanit (ca. 3-5 Vol-%) liegt in Form von Bündeln bis 4 mm Länge (Abb. 5.21 d) vor und bildet sich auf Kosten von Biotit. Häufig sind die langgestreckten Sillimanitaggregate in die Hauptschieferung eingeregelt. Es treten jedoch auch radialstrahlige Büschel bis 2 mm Durchmesser auf (GK 96-84B). Das weist auf eine spätkinematische bis postkinematische Sillimanitbildung hin. Später wurden die Sillimanitbündel noch zerrissen (Abb. 5.21 d).

Biotit (ca. 25 Vol-%) bildet Lepidoblasten bis 2.5 mm Länge und definiert die Hauptschieferung S 2 im Gestein. Eine weitere Biotitgeneration tritt in Form von Tafeln auf, die häufig Granat verdrängen. Zum Teil wird Biotit retrograd zu Chlorit abgebaut. Häufig führen die Biotite Einschlüsse von Zirkon.

Bei dem im Dünnschliff zu beobachtenden Muskovit handelt es sich meist um retrograd gebildete xenomorphe, kleine Muskovittafeln oder -schuppen. Selten treten kleine Muskovitschuppen parallel zur Hauptschieferung auf, die möglicherweise noch prograde Muskovite repräsentieren. Aufgrund des starken Überprägungsgrades ist eine eindeutige Zuordnung aber unsicher. Die Zuordnung dieser Gesteine zur ky-sill-mu-Zone ist möglich, da in benachbarten Glimmerschiefern, die nicht so stark überprägt sind, noch prograde Muskovite auftreten. Die Muskovit-“aus“-Reaktion ist also noch nicht überschritten.

Die Plagioklase (ca. 30 Vol-%) bilden Körner bis 2 mm und zeigen häufig polysynthetische Zwillingsbildung. Die Plagioklasindividuen sind z.T. ausgelängt und in die Hauptschieferung eingeregelt. Weiterhin zeigen sie kataklastische Beanspruchung und retrograde Serizitisierung.

Die Quarze (35 Vol-%) sind bis zu 2 mm lang und meist innerhalb der Foliation ausgelängt. Innerhalb einzelner Quarzkörner sind lamellar ausgebildete und schachbrettartige Subkornmuster ausgebildet. Diese zeigen suturierte Korngrenzen und Kleinwinkelkorngrenzen. An den Quarzen ist das mylonitische und rekristallisierte Gefüge besonders gut erkennbar.

Als Akzessorien treten Zirkon, Apatit, Monazit und Turmalin auf.

An diesen Proben ist gut zu erkennen, daß die starke Zerschering/Mylonitisierung Wegbarkeiten für eine retrograde Fluidzufuhr schuf, die zur Neubildung von OH-haltigen Mineralen führte und große Teile des Gesteins erfaßte.

### ***Probe GK 96-73***

Diese Probe ist nicht so stark zerschert und retrograd überprägt wie die beiden vorherigen. Hier ist noch prograder Muskovit bis 0.3 mm, eingeregelt in die Hauptschieferung, zu finden. Auch können vereinzelt winzige Muskoviteinschlüsse in Granat beobachtet werden. Bei den z.T. auftretenden Quermuskoviten ist unklar, ob sie prograder oder retrograder Natur sind. In dieser Probe ist die Hauptschieferung S 2 deutlich ausgeprägt und wird hauptsächlich von den Biotiten definiert. Im Dünnschliff GK 96-73A überprägt eine Crenulations-Schieferung die Hauptfoliation und legt damit eine weitere, dritte Schieferung S 3, an.

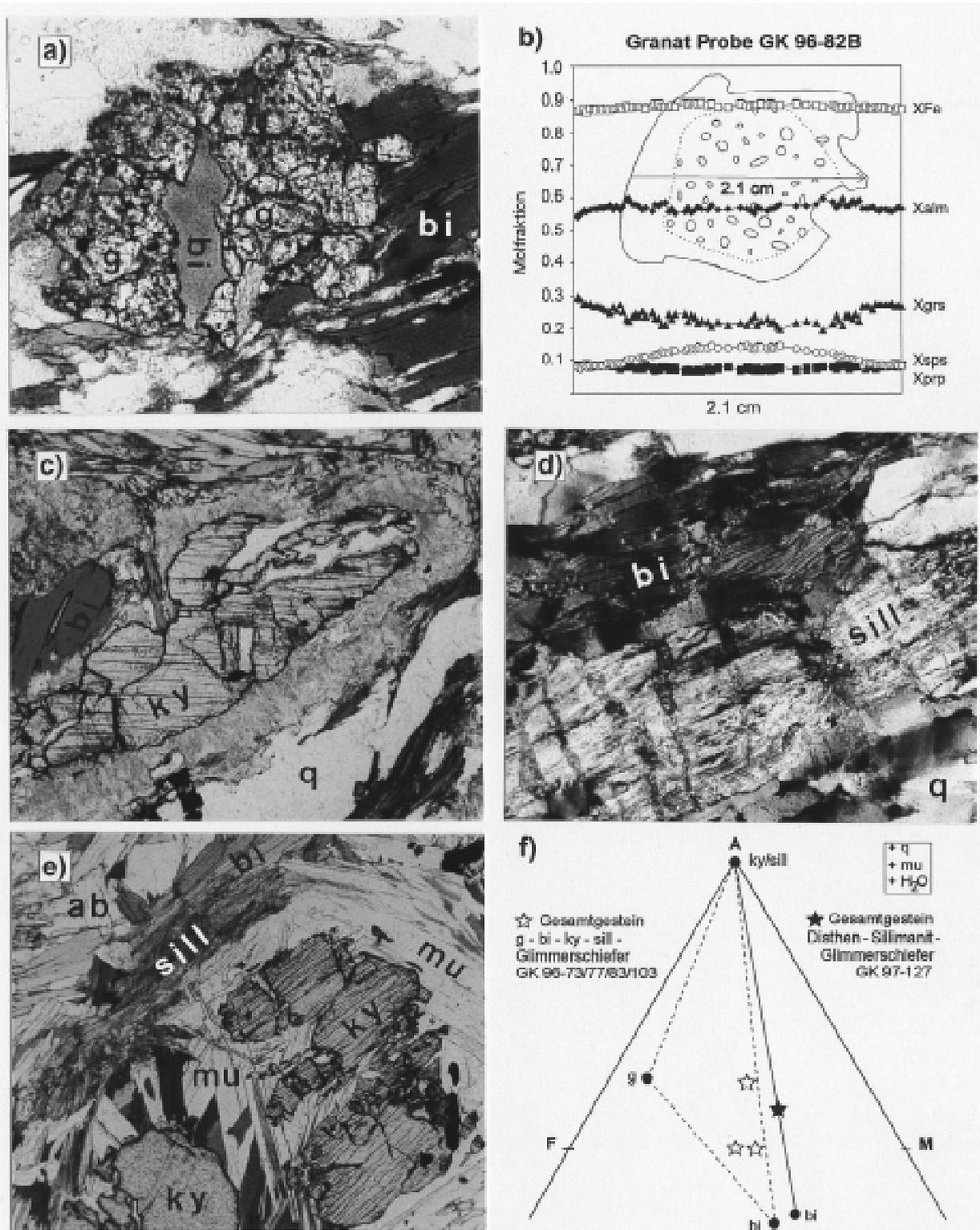


Abb. 5.21: Disthen-Sillimanit-Muskovit-Zone. a) Für die ky-sill-mu-Zone typischer reliktscher Granat. Probe GK 96-83A. Bildbreite 1.3 mm, PPL. b) Zonierungsmuster eines gut erhaltenen Granatporphyroblasten mit Skizze des gemessenen Granates. Probe GK 96-82B. c) Reliktisch erhaltener Disthen. Probe GK 96-77. Bildbreite 1.7 mm, PPL. d) Peakmetamorph gebildeter Sillimanit, eingeregelt in die Hauptschieferung. Probe GK 96-84A. Bildbreite 1.5 mm, XPL. e) Probe GK 97-127 mit der Mineralparagenese ky-sill-bi-mu-ab. Bildbreite 2.5 mm, PPL. f) Darstellung der peakmetamorphen Mineralparagenesen im AFM-Diagramm.

**Probe GK 97-127**

Bei dieser Probe handelt es sich um einen grobkörnigen granatfreien Disthen-Sillimanit-Glimmerschiefer aus dem westlichen Gomatum-Tal (Pkt. N 103). Das Gestein ist durch das Auftreten folgender Minerale charakterisiert:

- Disthen + Sillimanit + Biotit + Muskovit + (Paragonit) + Plagioklas + Quarz + Ilmenit + Hämatit

Disthen (ca. 5 Vol-%) bildet hypidiomorphe bis idiomorphe tafelige Porphyroblasten bis 5 mm. Häufig sind die Disthenindividuen in die Hauptschieferung des Gesteins eingeregelt, was auch makroskopisch im Handstück gut erkennbar ist. Vereinzelt sind winzige Einschlüsse von Hellglimmer zu beobachten. Die Disthentafeln werden retrograd zu Muskovit abgebaut. Ursprünglich wurde vermutet, daß Disthen neben Kalifeldspat vorkommt und beide bei Temperaturabnahme zu Muskovit reagieren. Die Feldspäte im Gestein sind jedoch Plagioklase/ Albite mit  $an_{5-8}$ ; Kalifeldspat wurde nicht beobachtet. Wenn benachbarte Albite und Disthene zu retrogradem Hellglimmer reagieren, entstehen Na-reiche Muskovite mit Paragonitanteilen von 21-25 Mol-%.

Die xenomorphen bis hypidiomorphen Plagioklase (ca. 20 Vol-%) erreichen bis 3 mm Korngröße und sind oft polysynthetisch verzwilligt. Häufig sind die einzelnen Individuen ausgelängt und in die Hauptschieferung eingeregelt. Wenn die Plagioklase neben Disthen vorkommen, werden sie gemeinsam mit Disthen zu Muskovit abgebaut. Die Plagioklase sind fast reine Albite. Sie sind chemisch sehr homogen und zeigen ein flaches, gleichbleibendes Elementverteilungsmuster vom Kern zum Rand mit Anorthitgehalten von  $an_{05-08}$ . Die Plagioklase neben Disthen unterscheiden sich chemisch nicht von anderen Plagioklasen im Gestein.

Muskovit (ca. 8 Vol-%) tritt in zwei Formen auf. Prograde Muskovite liegen vereinzelt als winzige Einschlüsse in Plagioklas und als bis zu 1.5 mm großen Lepidoblasten neben Biotit vor. Häufiger sind jedoch retrograde Muskovite zu beobachten, die meist einen Saum um Disthen, zwischen Disthen und Albit bilden. Die vereinzelt in Disthen zu beobachtenden Hellglimmer-einschlüsse erbrachten nur eine verwertbare Mikrosondenanalyse. Bei diesem winzigen Einschluß handelt es sich um einen Paragonit (siehe Tabelle D.4), der als ein Relikt der prograden Metamorphoseentwicklung angesehen wird. Dieser Paragoniteinschluß weist in Verbindung mit den anderen Beobachtungen im Dünnschliff darauf hin, daß während der prograden Metamorphoseentwicklung die Reaktion



abgelaufen ist.

Biotit (ca. 15 Vol-%) bildet langtafelige Lepidoblasten bis 3 mm Länge. Er ist meist in die Hauptschieferung S 2 eingeregelt und definiert diese. Selten sind Biotiteinschlüsse in Plagioklas zu beobachten. Chemisch gibt es keine Unterschiede zwischen den Biotiteinschlüssen und den Kern- oder Randzusammensetzungen der Lepidoblasten (z.B.  $X_{Fe}$  immer 0.35 - 0.36). Die größeren Biotit-lepidoblasten definieren auch eine Crenulations-Schieferung, die die Hauptschieferung überprägt. Das ist jedoch makroskopisch im Handstück deutlicher zu erkennen als im Dünnschliff.

Sillimanit (ca. 2 Vol-%) liegt in Form von wirren Nadeln und Büscheln vor und entsteht auf Kosten von Biotit. Er wurde postkinematisch gebildet.

Quarz (ca. 30 Vol-%) ist xenoblastisch ausgebildet, erreicht 4 mm Korngröße und ist oft in Richtung der Hauptschieferung ausgelängt. Die zu beobachtenden blättrigen und radialblättrigen Chlorite bis 0.6 mm sind retrograde Bildungen. Als Akzessorien treten Ilmenit, Hämatit und Zirkon auf. Die Opakminerale erreichen Korngrößen bis 1.5 mm und es sind Ilmenit-Hämatit-Verwachsungen zu beobachten (Abb. 4.11 b). Die Zirkone liegen in Form von Einschlüssen in Biotit vor.

#### Zusammenfassung Petrographie:

Die Glimmerschiefer aus der ky-sill-mu-Zone sind durch das Fehlen von Staurolith (siehe vorherige Metamorphosezone) und das gemeinsame Auftreten von Disthen und Sillimanit neben progradem Muskovit charakterisiert. Sie zeigen eine komplexe Deformationsgeschichte. Eine ausgeprägte Hauptfoliation (S 2), angelegt während der Hauptdeformationsphase, wird durch die Glimmer definiert. Es gibt keine Hinweise mehr auf eine frühere Deformationsphase. Eine Crenulations-Schieferung überprägt die Hauptschieferung und legt eine weitere Foliation (S 3) an, hervorgerufen durch eine dritte Deformationsphase. In einigen Proben ist außerdem eine späte Spröddeformation zu beobachten, die einer vierten Deformationsphase zugeordnet wird.

Die peakmetamorph gebildeten Minerale sind in die Hauptschieferung eingeregelt, was darauf hinweist, daß der Höhepunkt der Metamorphose mit der Hauptdeformation D 2 zusammenfällt. Die Minerallineation ist etwa in N-S Richtung ausgerichtet.

Charakteristisch für die ky-sill-mu-Zone ist, daß große Bereiche dieser Zone von einer starken Zerschering bis Mylonitisierung erfaßt wurden. Diese schaffte Wegbarkeiten für eine retrograde Fluidzufuhr, die große Teile der Gesteine erfaßte und die Neubildung von retrograden OH-haltigen Mineralen ermöglichte.

Die ky-sill-mu-Zone grenzt an die breite Puros-Lineament-Scherzone, so daß möglicherweise eine Verbindung zwischen dem Puros-Lineament und der starken Zerschering/Mylonitisierung in der ky-sill-mu- Zone besteht.

### **5.4.2. Druck-Temperatur-Entwicklung**

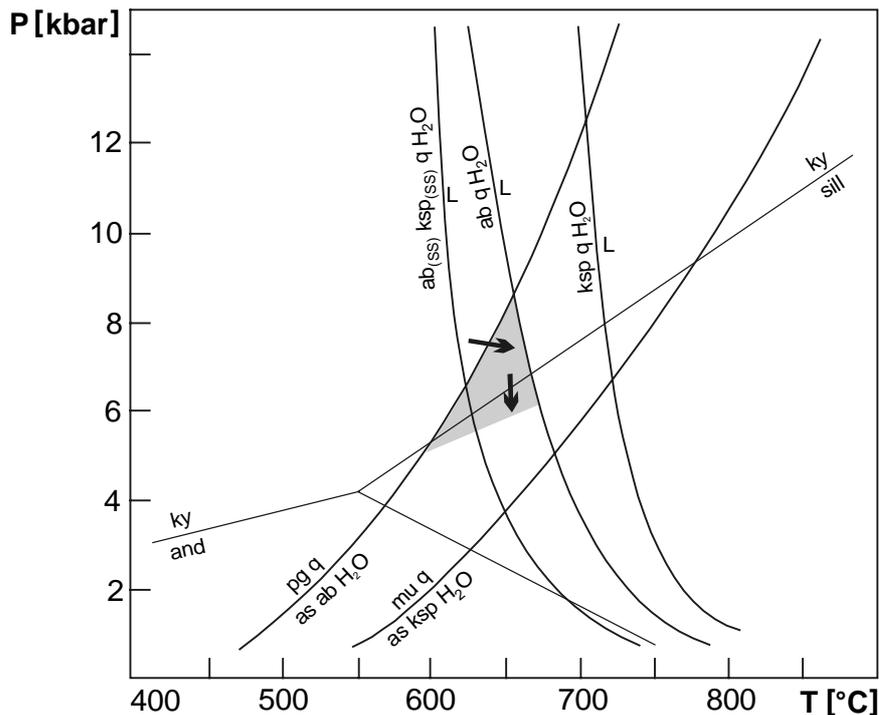
#### **Prograde Metamorphoseentwicklung und Höhepunkt der Metamorphose**

Hinweise auf die prograde Entwicklung in der ky-sill-mu-Zone gibt der oben erwähnte Paragoniteinschluß in Disthen. Das zeigt, daß während der prograden Metamorphoseentwicklung die Reaktion

$\text{Paragonit}_{(SS)} + \text{Quarz} = \text{Albit}_{(SS)} + \text{Disthen} + \text{Muskovit}_{(SS)} + \text{H}_2\text{O}$  (KNASH) abgelaufen ist.

Prograder Muskovit ist jedoch immer noch stabil, das Auftreten von Kalifeldspat wurde nicht beobachtet. Das zeigt, daß zum Höhepunkt der Metamorphose die Muskovit-“aus“-Reaktion

$\text{Muskovit} + \text{Quarz} = \text{Disthen/Sillimanit} + \text{Kalifeldspat} + \text{H}_2\text{O}$  (KNASH)



**Abb. 5.22:** Ausgewählte experimentell kalibrierte Schmelzreaktionen und Glimmer-Dehydrationsreaktionen im System KNASH aus Spear (1993). Die Quellen der Reaktionskurven sind in Spear (1993) angegeben.  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -Tripelpunkt nach Holland & Powell (1990). In grau das für Probe GK 97-127 ermittelte Feld für den Metamorphosehöhepunkt. Erläuterungen im Text.

noch nicht überschritten ist. Hinweise darauf, daß Schmelzreaktionen abgelaufen sind, gibt es nicht. Aus dem petrogenetischen Netz im System KNASH in Abb. 5.22 wird deutlich, daß damit der Höhepunkt der Metamorphose etwa auf 620 - 670 °C und 7 - 9 kbar eingegrenzt werden kann.

An unterschiedlichen Proben aus der ky-sill-mu-Zone wurden als nächstes Druck-Temperatur-Abschätzungen mit konventionellen Geothermobarometern vorgenommen. Diese ergaben die folgenden peakmetamorphen Bedingungen:

- 620 - 670 °C mit dem Granat-Biotit-Geothermometer nach Bhattacharya et al. (1992), Perchuk & Lavrent'eva (1983) und Kleemann & Reinhard (1994),
- 8.5 - 10.5 kbar mit dem Geobarometer nach Ghent & Stout (1981),
- 8.5 - 11 kbar mit dem Geobarometer nach Hoisch (1990).

Das Hämatit-Ilmenit-Solvusthermometer nach Lindsley (1971, zitiert in Lindsley, 1973) ergibt Temperaturen von > 630°C; siehe dazu auch Kapitel 4.

Die peakmetamorphen Bedingungen in der ky-sill-mu-Zone liegen damit im Bereich der oberen Amphibolitfazies bei  $650 \pm 20$  °C und  $9 \pm 1.5$  kbar.

### **P-T-Pfad: P-T-Pseudoschnitt**

Als Beispiel aus der ky-sill-mu-Zone wurde ein P-T-Pseudoschnitt für den granatfreien Disthen-Sillimanit-Glimmerschiefer GK 97-127 berechnet (Abb. 5.23). Die Berechnung erfolgte im metapelitischen Modellsystem KFMASH für die normalisierte Gesamtgesteinschemie  $\text{K}_2\text{O} : \text{FeO} :$

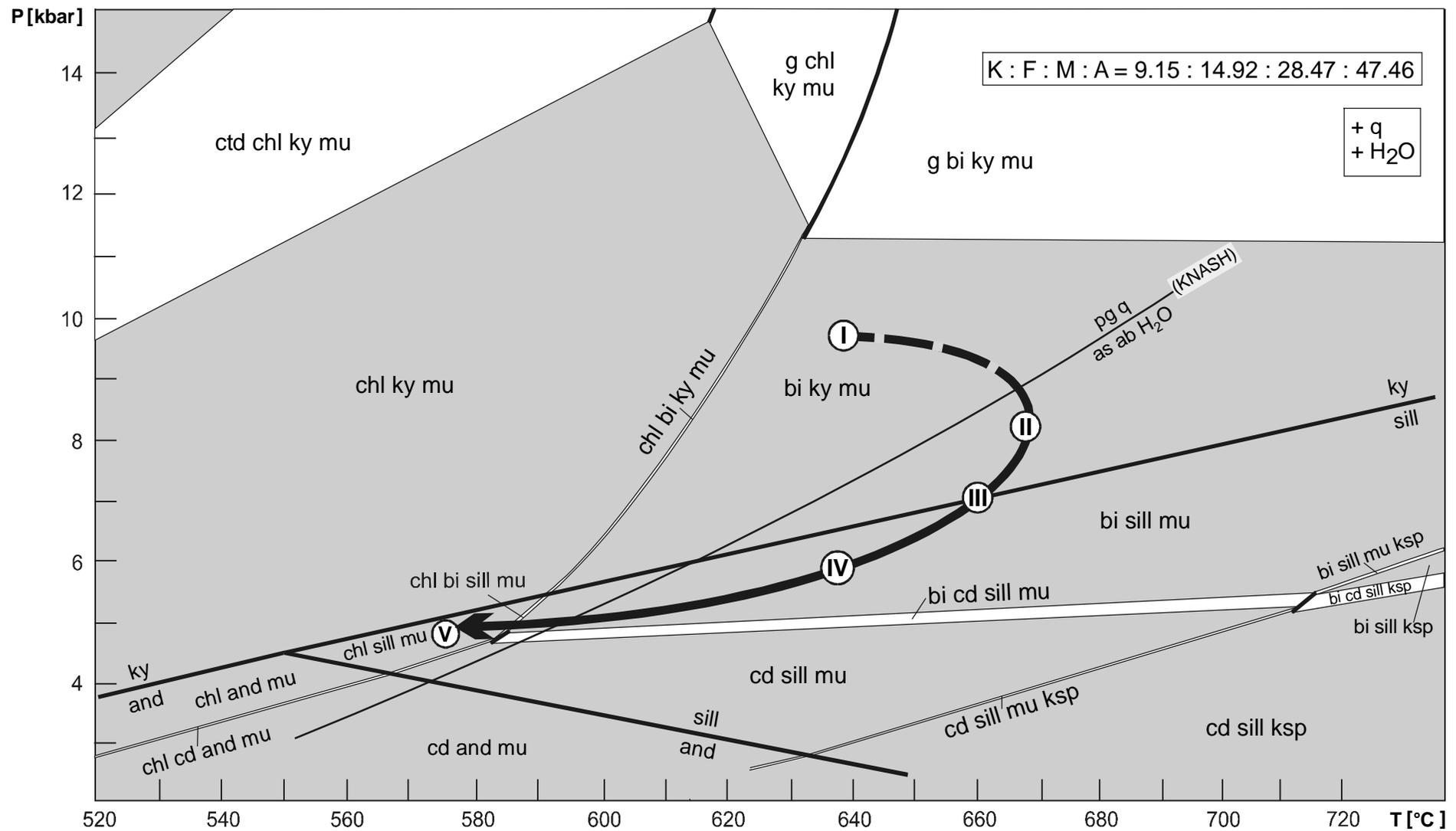


Abb. 5.23: P-T-Pseudoschnitt für den Disthen-Sillimanit-Glimmerschiefer GK 97-127 aus der ky-sill-mu-Zone. Der Pseudoschnitt wurde im metapelitischen Modellsystem KFMASH für den rechts oben angegebenen Stoffbestand berechnet. Dicke Linien: univariante Reaktionen, in weiß: divariante Felder, in grau: trivariante Felder; Quarz und Wasser sind Überschußphasen. Zusätzlich ist die Paragonit-"aus"-Reaktion im System KNASH nach Spear (1993) eingetragen. Erläuterungen im Text.

MgO : Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 9.15 : 14.92 : 28.47 : 47.46. Quarz und Wasser sind Überschußphasen, die für die Berechnung verwendete Wasseraktivität beträgt  $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1.0$ . Der in Abb. 5.23 dargestellte P-T-Pseudoschnitt zeigt die univarianten Reaktionskurven sowie die di- und trivarianten Mineralstabilitätsfelder, die ein Gestein mit dem genannten Stoffbestand während seiner metamorphen Entwicklung durchlaufen kann. Zusätzlich ist die Paragonit-“aus“-Reaktion im System KNASH nach Spear (1993) eingetragen.

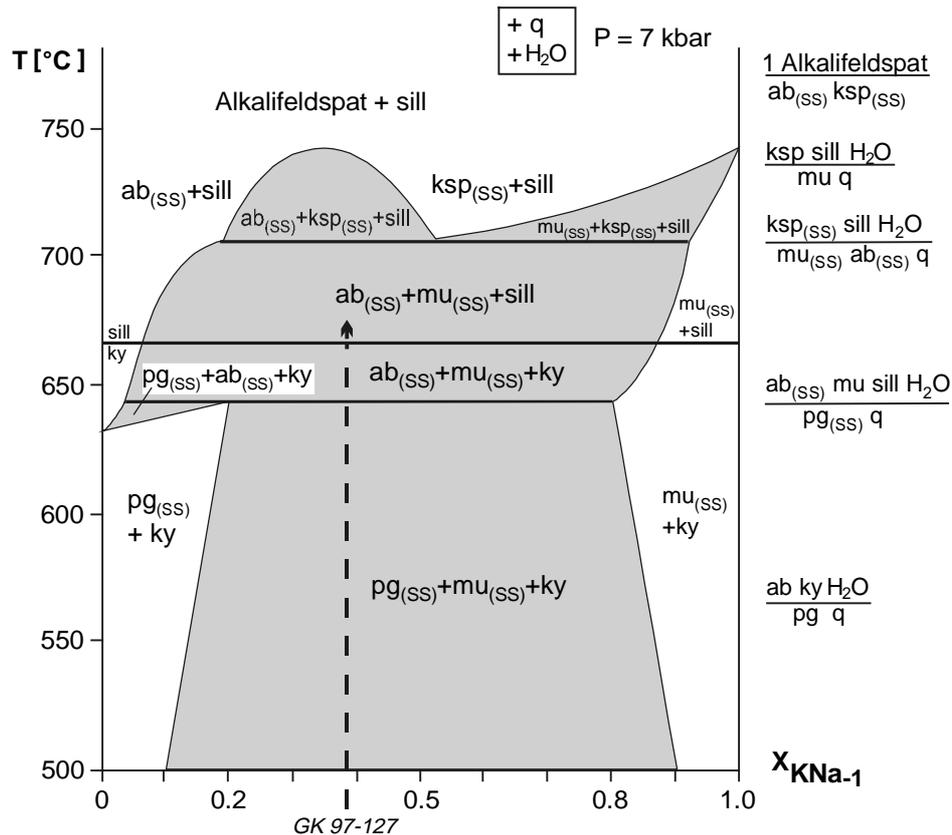
Aus der Verbindung von Beobachtungen im Dünnschliff mit dem berechneten P-T-Pseudoschnitt ergibt sich zunächst das folgende. Die peakmetamorphe Mineralparagenese  $\text{bi} + \text{ky} + \text{mu} + \text{q} + \text{H}_2\text{O}$  (Punkte I und II) wird durch die Mineralparagenese  $\text{bi} + \text{sill} + \text{mu} + \text{q} + \text{H}_2\text{O}$  abgelöst (Punkt IV). Retrograd wird wieder Chlorit gebildet (Punkt V). Granat, Cordierit und Andalusit wurden nicht beobachtet, was den durchlaufenen P-T-Pfad eingrenzt. Die Mineralstabilitätsfelder für  $\text{bi} + \text{ky} + \text{mu} + \text{q} + \text{H}_2\text{O}$  und  $\text{bi} + \text{sill} + \text{mu} + \text{q} + \text{H}_2\text{O}$  erstrecken sich jedoch über einen breiten Druck- und vor allem Temperatur-Bereich, der weiter eingegrenzt werden muß. Die konventionelle Geothermobarometrie erbrachte für dem Metamorphosehöhepunkt Drucke von 8.5 - 11 kbar und Temperaturen von 620 - 670 °C. Aus dem Dünnschliff ist ersichtlich, daß die Paragonit-“aus“-Reaktion  $\text{pg} + \text{q} = \text{ky} + \text{ab} + \text{H}_2\text{O}$  überschritten wurde (Punkt I zu Punkt II). Dabei sind die Druckbedingungen zum Zeitpunkt I unklar; sicher ist nur, daß keine Drucke von >11 kbar erreicht wurden, da sich sonst Granat stabilisiert hätte.

Einen weiteren Hinweis zur Eingrenzung der durchlaufenen Mineralstabilitätsfelder gibt der T-X<sub>(KNa-1)</sub>-Schnitt im System KNASH nach Chatterjee & Froese (1975). In diesem Schnitt wird deutlich, daß der Übergang von der Paragenese  $\text{ab}_{(\text{SS})} + \text{mu}_{(\text{SS})} + \text{ky} + \text{q} + \text{H}_2\text{O}$  zur Paragenese  $\text{ab}_{(\text{SS})} + \text{mu}_{(\text{SS})} + \text{sill} + \text{q} + \text{H}_2\text{O}$  bei einem Druck von 7 kbar bei etwa 665 °C erfolgt (Punkt III). Weiterhin ist aus Abb. 5.24 erkennbar, daß ein Gestein mit dem Stoffbestand der Probe GK 97-127 (durchbrochene Linie) während seiner prograden Metamorphoseentwicklung erst das Mineralstabilitätsfeld  $\text{pg}_{(\text{SS})} + \text{mu}_{(\text{SS})} + \text{ky} + \text{q} + \text{H}_2\text{O}$  durchlaufen hat, ehe es die Mineralparagenese  $\text{ab}_{(\text{SS})} + \text{mu}_{(\text{SS})} + \text{ky} + \text{q} + \text{H}_2\text{O}$  ausbilden konnte, was mit den Beobachtungen im Dünnschliff übereinstimmt.

Alle in den vorherigen Absätzen aufgeführten Erkenntnisse zur Metamorphoseentwicklung ergeben zusammengenommen den in Abb. 5.23 aufgezeigten P-T-Pfad. Aus dem P-T-Pseudoschnitt wird außerdem deutlich, warum die Probe GK 97-127 keinen Granat führt. Ein Gestein mit dem Stoffbestand von Probe GK 97-127 kann nur bei Drucken von >11 kbar und Temperaturen von >620 °C Granat stabilisieren. Es wurden bei der Metamorphoseentwicklung zwar solche Temperaturbedingungen, aber nicht die erforderlichen Druckbedingungen für die Granat-Stabilisierung erreicht.

### 5.4.3. Zusammenfassung ky-sill-mu-Zone

Die Disthen-Sillimanit-Muskovit-Zone liegt im zentralen Kaokogürtel und erstreckt sich über ca. 7,5 km von 13°04,94 E bis 13°00,79 E im westlichen Gomatum-Tal. Sie bildet eine Antiklinalstruktur, die bis an die Puros-Lineament-Scherzone heranreicht.



**Abb. 5.24:** Isobarer  $T$ - $X_{KNa-1}$ -Schnitt im System  $KNASH$  nach Chatterjee & Froese (1975). Diagramm projiziert von Quarz,  $H_2O$  und  $Al_2SiO_5$  bei einem Druck von 7 kbar. Schmelzreaktionen sind nicht berücksichtigt. Disthen-Sillimanit-Übergang nach Holland & Powell (1990). Die durchbrochene Linie repräsentiert die Gesteinszusammensetzung von Probe GK 97-127.

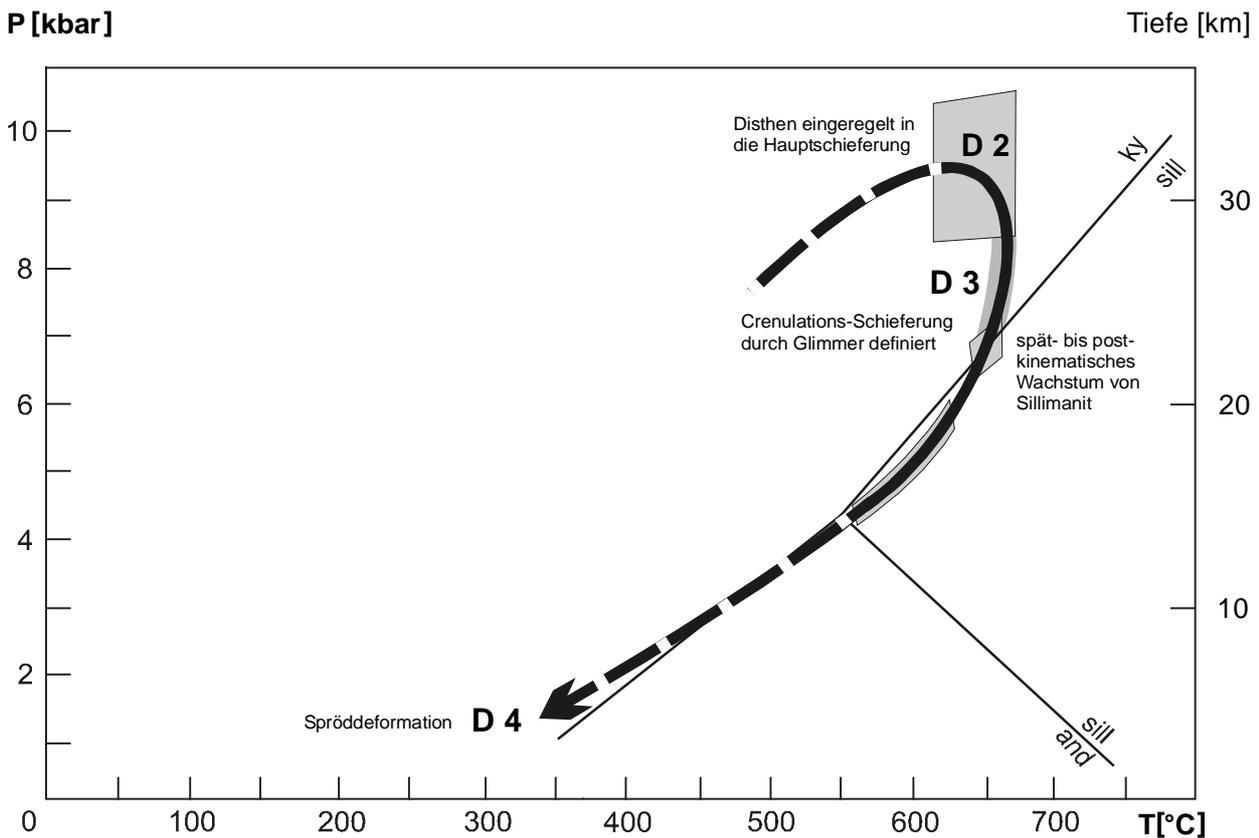
Für die ky-sill-mu-Zone ist das Auftreten folgender Minerale charakteristisch:

- Disthen + Sillimanit ± Granat + Muskovit + Biotit + Plagioklas + Quarz + Akzessorien.

Die Disthen-Sillimanit-Glimmerschiefer zeigen eine ausgeprägte Hauptschieferung (S 2 in Verbindung mit D 2 nach Dingeldey, 1997), die vor allem durch Biotit definiert wird. Aber auch Disthen ist in die Hauptschieferung eingeregelt und zeigt, daß der Metamorphosehöhepunkt mit der Hauptdeformation D 2 zusammenfällt. Die Minerallineation ist etwa in N-S Richtung ausgerichtet. Die Biotite zeichnen außerdem eine Crenulations-Schieferung nach, die die Hauptschieferung überprägt und die Anlage einer weiteren Foliation, angelegt während einer duktilen dritten Deformationsphase, dokumentiert. Weiterhin kann eine späte Spröddeformation beobachtet werden, die einer vierten Deformationsphase zugeordnet wird.

Große Bereiche der ky-sill-mu-Zone sind durch eine starke Zerschering bis Mylonitisierung charakterisiert. Diese schaffte Wegbarkeiten für eine retrograde Fluidzufuhr, die große Teile der Gesteine erfaßte und die Neubildung von retrograden OH-haltigen Mineralen ermöglichte. Die ky-sill-mu-Zone grenzt an die breite Puros-Lineament-Scherzone, so daß möglicherweise eine Verbindung zwischen dem Puros-Lineament und der starken Zerschering/Mylonitisierung in der ky-sill-mu-Zone besteht.

Für die Metamorphoseentwicklung wurde ein Druck-Temperatur-(Deformations)-Pfad in Uhrzeigerichtung rekonstruiert (Abb. 5.25). Die peakmetamorphen Bedingungen liegen im Bereich der oberen Amphibolitfazies bei  $650 \pm 20$  °C und  $9 \pm 1.5$  kbar. Während der prograden Metamorphose kam es zu einem gleichzeitigen Druck- und Temperaturanstieg, gefolgt von einer Phase der Heraushebung und Druckentlastung während des Temperaturhöhepunktes und dann einer weiteren Heraushebung unter Abkühlung. Während der Abkühlungsphase muß noch einmal ein Deformationsereignis erfolgt sein.



**Abb. 5.25:** *P-T-Pfad für die *ky-sill-mu*-Zone im zentralen Kaokogürtel. Zusammenfassung der Ergebnisse aus der konventionellen Geothermobarometrie (Peakmetamorphose) und den phasenpetrologischen Untersuchungen sowie der Gefügemerkmale im Dünnschliff.*