

6. Diskussion

Für die Datierung und Charakterisierung metamorpher Ereignisse sind stets, wie eingangs beschrieben, mehrere Annahmen zu treffen. Die Datierbarkeit mit dem Rb/Sr-Isotopensystem verlangt u. a. Strontiumhomogenisierung in koexistierenden Mineralphasen während der Metamorphose durch Rekristallisation und Mineralneubildung. Des Weiteren müssen diese Mineralphasen eindeutig dem zu datierenden Ereignis zuzuordnen sein, was, wie diese Arbeit ganz besonders zeigt, eine detaillierte chemische Charakterisierung der Minerale voraussetzt. Die folgende Diskussion wird diese Punkte im Einzelnen aufgreifen und zunächst hinterfragen, ob für die Hochdruckmetamorphite Südevias schlüssige Hinweise existieren, dass die Annahmen bzw. Voraussetzungen für die Datierbarkeit metamorpher Ereignisse erfüllt werden. Dazu wird die Zusammensetzung der Strontiumreservoirs unter Berücksichtigung des Maßstabes - Dickschliff - Handstück - Lithologie - geologische Formation - diskutiert. Die Variation der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in den Strontiumreservoirs wie auch die absoluten Beträge dieses Isotopenverhältnisses erlauben Rückschlüsse auf die isotopechemische Entwicklung dieser Mineralphasen. Im Vordergrund stehen dabei Fragen, inwieweit generell nachvollziehbar ist, ob eine Homogenisierung stattgefunden hat und was die Ursachen der Strontiumhomogenisierung waren. Die Beeinflussung durch Fluide wird hinterfragt. Die Betrachtung der chemischen Zusammensetzung druckspezifischer Mineralphasen erlaubt die Abschätzung der Metamorphosebedingungen (Phengit-Barometrie) und befasst sich mit dem Thema Equilibrierung. Die Diskussion und Interpretation der neuen Alterswerte erlaubt, der Idee zur Exhumierungsgeschichte der südevianischen Hochdruckmetamorphite als Teil des kykladischen Blauschiefergürtels neue Aspekte zu verleihen.

6.1 Strontiumzusammensetzung und Strontiumhomogenisierung

Strontiumreiche Phasen wie Calcit oder Albit repräsentieren ein Strontiumreservoir innerhalb eines Mineralverbandes. Die Untersuchung und Evaluierung der sogenannten initialen Isotopenverteilung (siehe Kapitel 2.2) in Strontiumreservoirs sowie die Beurteilung, inwieweit in Mineralphasen Strontiumhomogenisierung stattgefunden hat, sind wichtige Voraussetzungen zur Rb/Sr-Datierung metamorpher Ereignisse, welche Änderungen der isotopechemischen Zusammensetzung eines Mineralverbandes initiierten. Die initiale Strontiumzusammensetzung von Mineralen gibt an, welche Isotopenverhältnisse wie $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ zu einem vergangenen Zeitpunkt eingestellt waren. Diese initiale Zusammensetzung kann jedoch heute nur anhand von Mineralen bestimmt werden, deren isotopechemische Strontiumzusammensetzung über geologische Zeiträume konstant blieb. Sie bleibt jedoch nur dann konstant, enthalten die Minerale kein Rubidium, denn nur so kann ein zeitlich bedingter Anstieg der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durch den radioaktiven Zerfall von ^{87}Rb in $^{87}\text{Sr}^*$ ausgeschlossen werden. Ist ein signifikanter Rubidiumgehalt festzustellen, müssen die heute gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ alterskorrigiert werden, das heißt, es wird der Wert für $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ berechnet, den das Strontiumreservoir ohne einen Rubidiumgehalt besäße. Dazu wird die Rubidiumkonzentration im Reservoir ermittelt und die Menge des im betrachteten geologischen Zeitraum radiogen gebildeten $^{87}\text{Sr}^*$ bestimmt. Zusammen mit dem gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ wird daraus das initiale, das alterkorrigierte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ errechnet. Die Messergebnisse zeigen, dass sowohl Calcit als auch Epidot, ein weitere strontiumreiche Phase, die vor allem in den Metabasiten der Ochi-Formation zu finden ist, keinen signifikanten Rubidiumgehalt besitzen. Die Alterskorrekturen der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von Calcit und Epidot ergeben keine Änderungen außerhalb des analytischen Fehlers. Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von Calcit und Epidot können demnach als initiale Strontiumzusammensetzung betrachtet werden. Der Rubidiumgehalt in Albit dagegen hat Auswirkung auf $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Die Alterskorrektur der für Albit des Glimmerschiefers St2641 gemessenen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ liefert im geologischen Zeitrahmen von 32 Ma eine Änderung von 0,724 auf 0,721 und somit einen Wert, der mit den Werten von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von Calcit derselben Gesteinsprobe identisch ist.

Die Strontiumzusammensetzung der Strontiumreservoirs ist über eine Fläche von wenigen Quadratzentimetern sehr homogen. Die geringe Variation von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ist unabhängig von Mineralbestand, Lithologie und strukturellen Eigenschaften des Gesteins und erreicht über die Fläche aller untersuchten Dickschliffe einen Wert besser als 70 ppm. Im Marmor St2675 beträgt sie sogar nur 7 ppm, im Glimmerschiefer

St2641 nur 4 ppm. Innerhalb einer Lithologie, d. h. im größeren Ausschnitt, steigt die Variation der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in den Reservoiren. Mit Überschreiten lithologischer Grenzen ändern sich die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initiale (Abbildung I-11 und Abbildung I-17). Der Verlauf dieser Änderung konnte nicht im Detail untersucht werden. Vermutlich gibt es jedoch sowohl allmähliche als auch sprunghafte Änderungen in Abhängigkeit der Strontiumkonzentrationsunterschiede und Differenzen der absoluten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ zwischen angrenzenden Lithologien (DePaolo und Getty, 1996). Die Streubreite der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte in Calcit ist formationsspezifisch: am geringsten in der Almyropotamos-Formation, am größten in der Ochi-Formation. Darüber hinaus existiert innerhalb der Styra- oder der Ochi-Formation kein eindeutiger Trend entlang einer konstruierten Profillinie von Nordwest nach Südost (Abbildung I-18), weder einen kontinuierlichen Anstieg der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ noch einen Abfall.

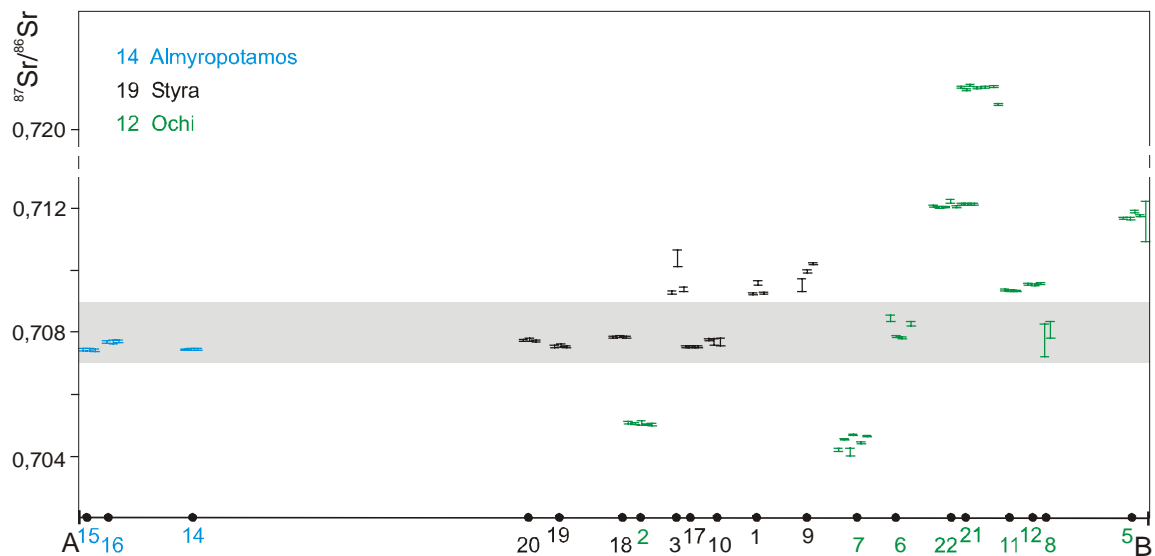


Abbildung I-17: Profil A-B mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von Calcit in verschiedenen Gesteinsproben der Almyropotamos, der Styra- und der Ochi-Formation. Die Probenentnahmepunkte (vergleiche die Nummern mit Abbildung II-1) wurden senkrecht auf die Profillinie projiziert und die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte übertragen (vergleiche Abbildung I-18). Die senkrechten Balken im Diagramm repräsentieren den $\pm 2\sigma_m$ -Fehler der jeweiligen Strontiumanalyse. Entlang dieses von NNW nach SSE verlaufenden Profils existiert kein eindeutiger Trend der Absolutwerte der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Sie variieren insgesamt und unregelmäßig zwischen 0,704 und 0,721 (vergleiche Abbildung I-9). Zum besseren Vergleich markiert auch hier der hellgraue Bereich die Strontiumzusammensetzung von Meerwasser der letzten 300 Ma (0,707 - 0,709).

Die Strontiumzusammensetzung ist lithologieabhängig und gravierende Änderungen der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte sind stets an lithologische Grenzen gebunden. Anzeichen, dass syn- oder auch postmetamorphe Fluide für die rezente Strontiumzusammensetzung verantwortlich wären, sind nicht nachweisbar. Anhand der Daten lassen sich keine lithologieübergreifenden, scharf abgegrenzte Reaktionsfronten oder Spuren großräumiger Durchflusskanäle für Fluide quer durch mehrere Einheiten nachweisen. Die Wirksamkeit syn- und postmetamorpher Fluide jeglichen Ursprungs war demzufolge, wenn überhaupt, kleinräumig oder zeitlich begrenzt. In vergangenen Arbeiten wurde immer wieder auf die Diskrepanz zwischen Metamorphoseraten (Baxter und DePaolo, 2004) bzw. Wachstumsraten metamorpher Minerale (Christensen et al., 1994; Vance und Harris, 1999; Baxter et al., 2002) und niedrigen intergranularen Diffusionsgeschwindigkeiten hingewiesen. Diffusiver Isotopenaustausch und die Reaktionsraten in einem Fluid-Gesteinssystem (Baxter und DePaolo, 2000) sind u. a. abhängig von der Fluidtemperatur und der Gesteinsporosität (DePaolo und Getty, 1996) und um Größenordnungen langsamer als die Wirkungsdauer von Fluiden bei zeitlich begrenzter Fluidinfiltration (Graham et al., 1998). Der Einfluss von Kationengradienten auf die Geschwindigkeit von Isotopenaustausch ist dabei noch nicht berücksichtigt worden. Intragranulare Diffusionsgeschwindigkeiten liegen um Dimension niedriger als intergranulare Austauschmechanismen. Unterhalb der Schließtemperatur ist intragranulare Strontiummobilisierung und -austausch auf diffusive Mechanismen beschränkt. Die Homogenisierungsraten innerhalb von Mineralen sind noch weitaus geringer als Metamorphoseraten. Fluide

mit einer sehr kurzen Verweildauer, die durch eine zeitlich begrenzte Fluidinfiltration der metamorphen Einheiten Südevia während der Metamorphose- bzw. Deformationsereignisse bedingt ist, wären demnach weder in der Lage, auf regionaler Ebene (formationsübergreifend) die Isotopenzusammensetzung in den metamorphen Mineralen merklich zu beeinflussen noch eine Änderung der primären isotopechemischen Zusammensetzung der Strontiumreservoirs zu bewirken, die sich nachweisen ließe.

Die Absolutwerte der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Calcit zeigen eine lithologiespezifische Abhängigkeit, die nicht zwingend durch den Mineralbestand dominiert wird, denn nicht alle Glimmerschiefer besitzen gleiche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, genauso wenig wie alle Marmore. Viele Marmore und Glimmerschiefer sind metamorphisierte Plattform-sedimente, weshalb meerwassergeprägtes Strontium in Calcit zu erwarten ist. Das Sedimentationsalter liegt bei maximal 300 Ma (Jacobshagen, 1986). Im Permo-Mesozoikum bzw. in den letzten 300 Ma, schwankten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von Meerwasser zwischen 0,7068 und 0,7090 (Burke et al., 1982, Veizer, 1989). Die Isotopenverhältnisse aller Calcite der Almyropotamos-Formation zeigen tatsächlich Strontiumisotopenverhältnisse, die zur Zeit der Sedimentation im kykladischen Raum für Meerwasser vermutet werden. Jedoch nur 67 % der Glimmerschiefer bzw. Marmore der Styra-Formation zeigen initiale Strontiumzusammensetzung, die innerhalb von 0,7068 und 0,7090 liegen; in der Ochi-Formation sind es sogar nur 42 %. Davon abgesehen, scheint es anhand dieser Ergebnisse nicht möglich, über die Variation der Strontiumzusammensetzung von Meerwasser über geologische Zeiträume (Veizer and Compson, 1974) und den vermutlich meerwassergeprägten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von Calcit auf ein präzises Sedimentationsalter (Tremba et al., 1975) zu schließen. Der Hauptanteil der Ochi-Glimmerschiefer, Schiefer und Marmore repräsentiert keine Meerwasserinitiale, und die Strontiumzusammensetzung des Calcits kann nicht mit einem marinen Sedimentationsereignis in Verbindung gebracht werden. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte um 0,704 von Calcit in Metabasiten verweisen auf eine Quelle, die für Basalte von mittelozeanischen Rücken (MORB) charakteristisch ist (O'Nions et al., 1977; Woodhead et al., 1993). Initiale von 0,710 und höher verweisen dagegen auf terrestrisches Ausgangsmaterial bzw. eine terrigene Beeinflussung (White and Dupre, 1986; DePaolo, 1987). Diese lithologiespezifische Strontiumzusammensetzung wurde wahrscheinlich sehr früh in der Gesteinsentwicklung erworben. Marine Sedimente nehmen während ihrer Sedimentation die aktuelle Strontiumzusammensetzung von Meerwasser an. Terrigene Sedimente werden durch ihre Liefergebiete dominiert. Die Bildung von MOR-Basalten ist durch hydrothermale Aktivität begleitet, durch welche ebenfalls Minerale mit MORB-Isotopensignatur gebildet werden. Die Vielfalt der Herkunft und Bildung der Formationen vor der Subduktion und Exhumierung ist Ursache für die Variationsbreite der primären Strontiumzusammensetzung in den verschiedenen Lithologien der Styra- und Ochi-Formationen. Diese wurde dann weitestgehend sogar über eine hochdruckmetamorphe Überprägung hinaus bewahrt, da sie bis heute in den Strontiumreservoirs dokumentiert ist.

Inwiefern dennoch im Laufe der metamorphen eine Homogenisierung der Strontiumzusammensetzung auf kleinem Raum, d. h. innerhalb weniger Zentimeter zwischen Hauptkomponenten und Matrix stattgefunden hat (Adams et al., 2005), ist nicht zu beantworten, da anhand der rezent dokumentierten sehr homogenen Strontiumzusammensetzung in Calcit und anderen Strontiumreservoirs nicht nachzuweisen ist, ob und inwieweit ursprüngliche Gradienten in der Strontiumzusammensetzung, beispielsweise während einer wechselvollen, prä-hochdruckmetamorphen Entwicklung, zwischen benachbarten Phasen existierten. Eine überregionale Strontiumhomogenisierung fand jedoch nicht statt.

Aragonit ist die Hochdruckmodifikation von CaCO_3 und besitzt die gleiche Kristallklasse wie Strontianit (SrCO_3). Aragonit kann deshalb deutlich mehr Strontium als Calcit einbauen. Die Calcite der südevianischen Gesteine besitzen ungewöhnlich hohe Strontiumkonzentrationen von teilweise über 1200 ppm, was bedeutet, dass CaCO_3 einst, unter Hochdruckbedingung in aragonitischer Form vorlag, jedoch die primäre Strontiumzusammensetzung beibehielt und sich demnach das isotopechemische Milieu während des Hochdruckereignisses nicht merklich - jedenfalls nicht für die Strontiumreservoirs - änderte. Bei der Umwandlung von Aragonit in Calcit bei Druckentlastung wird Strontium in einer einheitlichen Isotopensignatur im Strontiumreservoir zur Verfügung gestellt.

Die lithologiespezifische Strontiumzusammensetzung ist darüber hinaus nicht allein in Calcit dokumentiert, sondern auch in koexistierenden Albitblasten. Die alterskorrigierten $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von Albit sind identisch mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von Calcit derselben Probe. Albit und Calcit beispielsweise aus dem Marmor St2675 liefern initiale

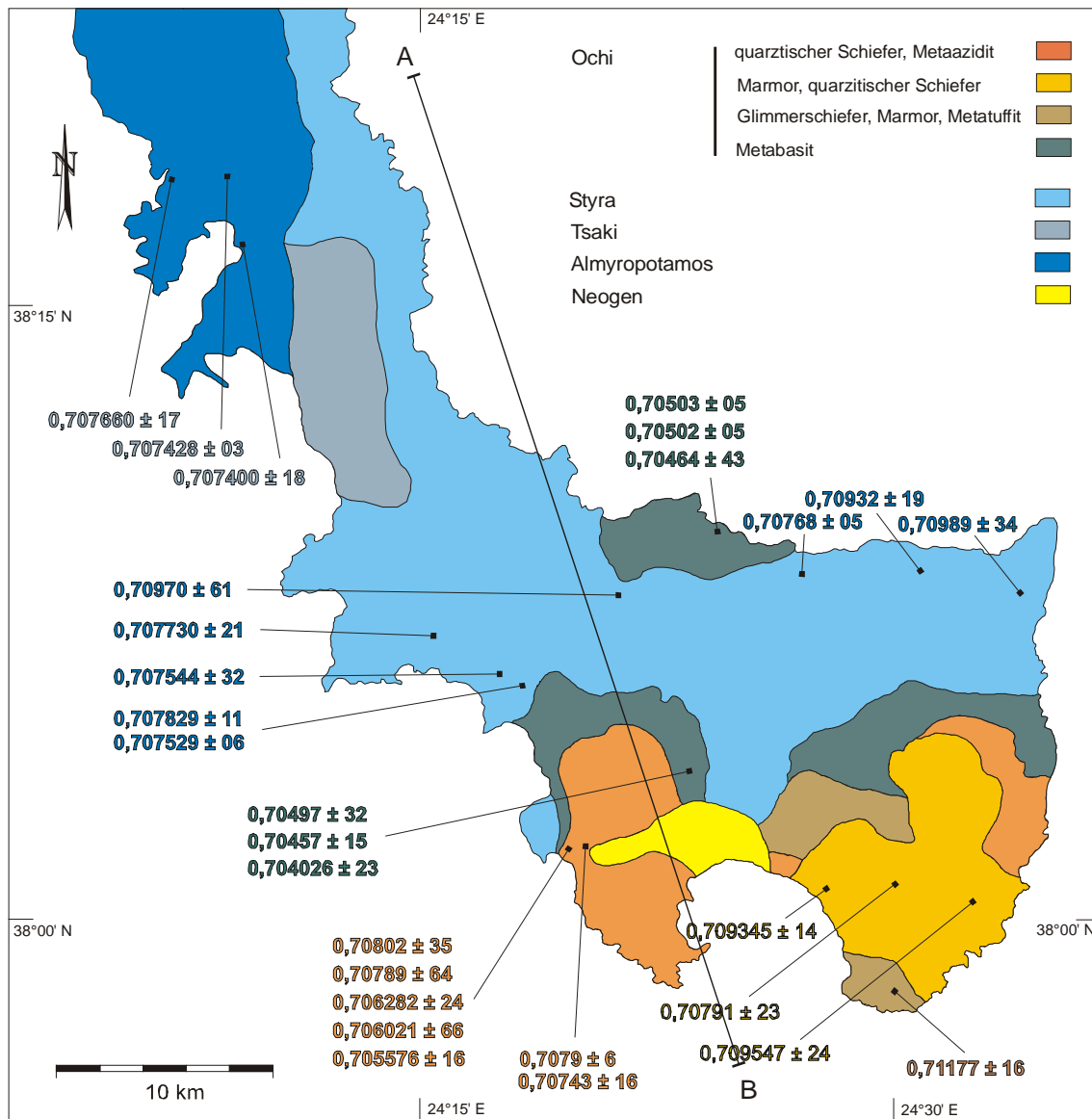


Abbildung I-18: Schematische geologische Karte (adaptiert nach Klein-Helmkamp, 1996). Markiert sind Lokalitäten, an denen Gesteinsproben entnommen wurden, welche für die Bestimmung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von Calciten herangezogen wurden. Die Ergebnisse der Untersuchungen sind entsprechend zugeordnet. Angegeben sind Mittelwerte, die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mehrerer Mikroproben aus jeweils einem Dickschliff zusammenfassen. Teilweise wurden mehrere Gesteinsproben an einer Lokalität bzw. aus identischen Lithologien entnommen (vergleiche Tabelle 1 im Anhang). In diesem Fall sind ebenso viele Werte genannt, wie untersuchte Gesteinsproben pro Lokalität genommen wurden.

Strontiumwerte von $0,71298 \pm 1$ bzw. $0,71212 \pm 5$. Da diese neu gewachsenen Albitblasten genetisch der Hellglimmerfoliation zuzuordnen sind, ist anzunehmen, dass Albitblasten und ebenfalls neugebildete Hellglimmer im selben isotopenchemischen Milieu entstanden sind. Damit ist wahrscheinlich, dass nicht nur Albitblasten, sondern auch neugebildete Hellglimmer die initiale Strontiumzusammensetzung, welche nun auch durch Calcit repräsentiert wird, eingebaut haben. Diese Beziehung spielt bei der Berechnung der Mineralalter der Hellglimmer (siehe Kapitel 6.3) eine bedeutende Rolle. Dass die primäre Strontiumzusammensetzung auch spätere mineralbildende Prozesse dominierte, zeigt ebenfalls die Isotopenzusammensetzung von Epidot aus Extensionsbrüchen eines Metabasites. Diese Extensionsbrüche entstanden während der Exhumierung, und zwar lange nach der prämetamorphen, hydrothermalen Prägung des Basites, bei der die Strontiumzusammensetzung initiiert wurde. Nach dem Öffnen der Extensionsbrüche wurden sie mit Mineralen gefüllt, deren chemische und isotopenchemische Zusammensetzung weitestgehend vom Nebengestein geprägt wurde. Die Werte von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Epidot ($0,7066 \pm 1$, vergleiche Kapitel 5.4.3) sind

ähnlich denen von Calciten aus angrenzenden, ebenfalls metabasitischen Lithologien (0,7054 - 0,7061 bzw. 0,7082). Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Dominanz der primären Strontiumzusammensetzung auch bei der hochdruckmetamorphen Beeinflussung des Mineralverbandes bzw. während der Hellglimmerneubildung vorherrschte.

Die inhomogene Verteilung der Hauptelemente in Phengit unterstützt den Eindruck, dass keine wirksame Homogenisierung durch Fluide stattgefunden hat. Es ist anzunehmen, dass die Rubidium- und Strontiumzusammensetzung aller Mineralphasen, so auch die von Hellglimmer, durch eine Fluidüberprägung nicht signifikant beeinflusst wurde. Eine vollständige Strontiumisotopenhomogenisierung innerhalb der Minerale konnte demnach allein durch ein Fluid nicht erfolgen.

Um die Diskussion über Fluide zu vervollständigen, muss ein weiterer Aspekt beleuchtet werden, um ihn als Ursache für die ermittelte Alterstreuung auszuschließen. Ein Interpretationsansatz für hohe Alterstreuungen in geologischen Einheiten, der oft in der Literatur angenommen wird (z. B. Freeman et al., 1997; Cliff und Meffan-Main, 2003), argumentiert mit einer lokal beschränkten bzw. nicht vollständigen Neuordnung der Isotopenzusammensetzung während der Metamorphose. Diese unvollständige Isotopenhomogenisierung steht in Abhängigkeit von Fluidverfügbarkeit, Diffusionsraten und/oder Mineralzusammensetzung und Gesteinskomposition. Hinge die Altersstreuung einzig von der Fluidverfügbarkeit während der Metamorphose ab, müsste sich aufgrund der unterschiedlichen Karbonatgehalte der verschiedenen Lithologien der Grad der Isotopenneueinstellung während der Deformation zwischen unreinen Marmor, dem Schiefer und den Glimmerschiefern unterscheiden. Bisher konnten fluidgetriebene Einflüsse auf das Rb/Sr-Isotopensystem während einer Infiltration mit dem Calcitgehalt im Gesamtgestein in Verbindung gebracht werden. Fluiddurchfluss in Marmoren ist im Vergleich zu Metapeliten um mindestens eine Größenordnung langsamer (Bickle and Baker, 1990a). Demzufolge sollte im Glimmerschiefer Fluidinfiltration intensiver - schneller und durchdringender - funktionieren als im calcitdominierten, unreinen Marmor. Würden Grad und Maßstab der Strontiumhomogenisierung im Calcit oder Albit als Anzeiger für Durchdringungsgrad und Durchsatzbreite von Fluiden sein, wären lithologiespezifische Unterschiede zu erwarten. Daraus folgt, dass die Strontiumhomogenisierung im unreinen Marmor weniger perfekt als im Glimmerschiefer sein sollte. Dies wird durch die Daten jedoch nicht bestätigt. Eine Korrelation zwischen Karbonatgehalt und Alterstreuung ist nicht zu finden. In allen Lithologien erscheint ungeachtet vom Calcitgehalt die Strontiumzusammensetzung der Strontiumreservoirs im gleichen Grad homogen. Um die Diskrepanz zwischen gleich hohem Grad an Strontiumhomogenisierung im Gegensatz zu unterschiedlich weiten Altersvariationen in den Lithologien zu erklären, ist anzunehmen, dass trotz perfekter Strontiumhomogenisierung in Albit und Calcit nicht auf homogenen Fluiddurchfluss zu schließen ist. Darüber hinaus bleibt äußerst fraglich, ob fluidgesteuerte Prozesse effektiv genug sind, um einen wirksamen Einfluss auf Rekristallisation und Mineralneubildung während der Deformation besitzen. Die Wirksamkeit kurzzeitiger Fluidinfiltration wurde bereits diskutiert. Die Diskussion soweit zeigt, dass ein regional wirksames Fluid weder in der chemischen Zusammensetzung noch der isotochemischen Zusammensetzung der Hellglimmer nachweisbar ist; Inhomogenitäten im Fluiddurchfluss oder -reaktivität sind ebenfalls nicht dokumentiert. Somit ist weitestgehend auszuschließen, dass unterschiedliche Fluidverfügbarkeit maßgeblich für die Altersvariation verantwortlich ist.

6.2 Phengitbarometrie

Massonne und Schreyer (1987) untersuchten die Abhängigkeit der Phengitzusammensetzung von Druck und Temperatur in der Mineralparagenese Phlogopit, Kalifeldspat und Quarz bei H₂O-Überschuss. Der Si-Gehalt pro Formeleinheit (p.f.e) von Hellglimmer kann mit Druckbedingungen während des Mineralwachstums korreliert werden. Je höher der Si-Gehalt pro Formeleinheit, desto höher war der Druck während der Glimmerbildung (Abbildung I-19). In den südevianischen Metamorphiten fehlen die druckbestimmenden Paragenesen Phlogopit und Kalifeldspat, so dass die abgeschätzten Werte als ein Minimaldruck anzusehen sind. Für die Drucke während der Hellglimmerbildung sind verschiedene Bereiche durch die Variation der Si-Gehalte festgelegt. Die im Folgenden ermittelten Werte gelten für die Metamorphosetemperatur auf Südevia von 350 - 400°C.

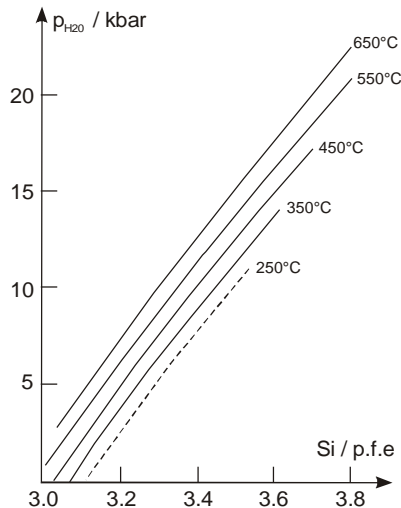


Abbildung I-19: Die Druck-Temperatur-Abhängigkeit des Siliciumgehaltes (p.f.e) in Phengit in Koexistenz mit K-Feldspat, Quarz und Phlogopit nach Massonne und Schreyer, 1987. Über die ermittelten Si-Gehalte von Phengit einzelner Proben ließen sich, unter der Voraussetzung, dass die Si-Gehalte Zustände chemischen Gleichgewichts repräsentieren, im Temperaturbereich von 350 - 400°C Druckverhältnisse bei der Phengitbildung abschätzen. Diese sind als Minimalwerte zu betrachten, da die Mineralassoziationen der untersuchten Proben kein K-Feldspat oder Phlogopit enthalten.

Die Variation der Si-Gehalte innerhalb der Proben ist verschieden groß und die Streuung insgesamt aber sehr breit (vergleiche Kapitel 4.3.1). Zusammengefasst verweisen die Si-Gehalte insgesamt auf Bedingungen von 4 – 17 kbar, wobei die Marmorglomer die untere Grenze anzeigen (4 – 10 kbar) und die Phengite des Glimmerschiefers MW02-01 die obere Grenze (10 – 17 kbar). Das engste Druckintervall (10 – 13 kbar) liefern die Phengite des Glimmerschiefers St2641, da hier die Si-Gehalte am wenigsten streuen.

Hinzu kommt, dass die Si-Gehalte innerhalb eines einzelnen Korns unterschiedlich hoch sind. Die Unterschiede innerhalb eines Mikrometergroßen Phengitindividuums können genauso groß werden wie innerhalb der gesamten Phengitpopulation einer Mikrostruktur (Abbildung I-7). Unter der Voraussetzung, dass der Si-Gehalt an jedem Punkt im Mineral einen Zustand chemischen Gleichgewichts darstellt, muss jedem unterschiedlichen Si-Wert der jeweilige Druck zugeordnet werden. Aufgrund der Variationsbreite der Si-Gehalte p.f.e über wenige Mikrometer innerhalb eines Individuums sind verschiedene Druckverhältnisse für die Bildung eines Phengitminerals repräsentiert. Deshalb ist eine eindeutige Unterteilung in verschiedene, sich voneinander abgrenzende prä-, syn- und postmetamorphe Populationen nicht möglich. Die inhomogene Verteilung der Hauptelemente innerhalb der K-Hellglimmer (vergleiche Kapitel 4.3.1) verweist vielmehr auf eine diskontinuierliche Entwicklung der Körner im Mineralverband. Die Änderung der Wachstumsbedingungen, weniger der Temperatur als vielmehr des Druckes, machen dies über die variierenden Si-Gehalte sichtbar. Zudem wird ein diskontinuierliches Wachstum suggeriert - die Si-Gehalte wechseln nicht gleichmäßig stark (Abbildung I-8 und Farbtafeln 5 bis 9) - welches innerhalb der Glimmerkörner lokal begrenzt ist. Die Anzeichen ungleichmäßigen Wachstums sind in der Mehrzahl der Hellglimmer zu finden. Die Position der Glimmer in einer Mikrostruktur (S_1 - oder S_2 -Foliation) hat keinen Einfluss darauf, wie stark ihre Phengitzusammensetzung variiert, was bedeutet, dass diese Variation nicht strukturbedingt ist. Gefügebildende Prozesse zeigen keinen direkten Einfluss auf die chemische Zusammensetzung der Phengite.

Die über die Si-Gehalte abgeschätzten Minimaldruckverhältnisse geben keinen Aufschluss über die zeitliche Entwicklung von Druck und Temperatur, ebenso wenig wie die räumliche Verteilung (z. B. fehlende Radial-symmetrie oder Zonarbau) von Si-Gradienten innerhalb der Phengitindividuen keine relative Abfolge oder Zyklizität erkennen lässt. Niedrige Si-Gehalte sind demnach nicht einer retrograden Überprägung der Hochdruckphengite während der Exhumierung zuzuordnen, sondern sind auch theoretisch in detritären Muskoviten zu finden.

Zu bedenken bleibt außerdem die Annahme, dass im Hellglimmer nicht zwangsläufig Zustände im chemischen Gleichgewicht dokumentiert werden. Das hieße, nicht jeder Si-Wert liefert zwangsläufig einen realistischen Wert für die Druckverhältnisse beim Mineralwachstum, und die Variationsbreite wäre eher Ausdruck für den Grad des Ungleichgewichtes, was bei der Diskussion der isopenchemischen Zusammensetzung und beispielsweise der Strontiumverteilung berücksichtigt werden sollte.

6.3 Altersdiskussion

Die Ergebnisse der Altersbestimmung mit der Rb/Sr-Mikromethode liefern für die Metamorphite Südevias eine so große Altersvariation, wie sie bisher nicht für Hochdruckmetamorphite nur einer Zone des attisch-kykladischen Blauschiefergürtels bzw. für den ägäischen Raum ermittelt wurden. Das erfordert eine Diskussion, die zunächst Beziehungen zwischen mikrostrukturellen, isopenchemischen und geochemischen Eigenschaften hinterfragt und anhand der geochronologischen Daten neue Aspekte für die regionalgeologische Entwicklung dieses Teils des kykladischen Blauschiefergürtels zu liefern sucht.

Variierende Alterswerte aus unterschiedlichen lithologischen Einheiten des attisch-kykladischen Systems wurden bisher unterschiedlich interpretiert. Ein Ansatz erklärt unterschiedliche Alterwerte mit verschiedenen Hebungsraten bzw. Exhumierungspfade (Wijbrans et al., 1990). Dieses Model impliziert, dass die lithologischen Einheiten ihre Schließtemperatur zu unterschiedlichen Zeitpunkten erreichte, was verschiedene Exhumierungsraten oder auch verschiedene Ursprungstiefen nach sich ziehen würde. Dies scheint unwahrscheinlich, da Altersunterschiede nicht nur zwischen den Einheiten existieren, sondern auch innerhalb einer Lithologie, sogar innerhalb der zentimetergroßen Dickschlifffläche zu finden sind. Andere Autoren schrieben einer lokal höheren Deformationsintensität bzw. Fluidkonzentrationen die Ursache für Altersunterschiede innerhalb einer Einheit zu (Bröcker et al., 1993), wobei die Wirkung von Fluidinfiltration und der Fluid-Gestein-Interaktionen Einfluss auf das Zurücksetzen des Isotopensystems während der Deformation besitzen soll. Richtig ist, dass der Fluiddurchfluss durch lithologiespezifische Faktoren wie Porosität und Permeabilität bestimmt wird. Beide können durch deformationsinduzierte Neuordnung des Mineralverbandes in Abhängigkeit von der Deformationsintensität verändert werden. Wahrscheinlich jedoch erscheint, dass die Bedingungen für Fluiddurchsatz innerhalb eines Gefüges, z. B. innerhalb einer Foliationsbahn, die ausschließlich durch Hellglimmer aufgebaut ist, konstant bleiben. Sind die Bedingungen für Fluidinfiltration entlang einer Foliationsbahn konstant, ist nicht zu erwarten, dass allein die Wirkung eines Fluids Ursache für die Altersdifferenz von bis zu 16 Ma zwischen benachbarten Hellglimmerpopulationen sein kann. Wie in Kapitel 6.1 erklärt wurde, ist eine isotopieverändernde Wirkung von Fluiden in den Proben nicht nachzuweisen. Somit müssen alternative Erklärungsansätze gefunden werden, um die Interpretation aller geochronologischen, geochemischen und strukturanalytischen Ergebnisse in Einklang zu bringen.

Die Ergebnisse der geochemischen Analysen und geochronologischen Rb/Sr-Untersuchungen können mit herkömmlichen Argumenten nicht gänzlich erklärt werden. Ergebnisse von UV-Laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Datierungen (Mulch et al. 2005) unterstreichen jedoch die Signifikanz der Resultate dieser Arbeit mit einer enormen Altersvariation innerhalb strukturell identischer Mineralpopulationen. Andere Arbeiten untersuchten weitere Isotopensysteme und verweisen auf die Möglichkeit einer inhomogenen Verteilung von $^{40}\text{Ar}^*$ in deformiertem Muskovit aufgrund von Diffusionsheterogenitäten in Mikrostrukturen (Kramar et al., 2001). Die UV-Laseranalysen von Hellglimmern aus Hochdruckgesteinen ergaben Alter zwischen 35 und 48 Ma und innerhalb nur einer Glimmerpopulation eine Variation von 43 ± 2 (Putlitz et al., 2003). Dies legt nahe, dass ein wie auch geartete Effekt auf die Isotopensignatur nicht auf das Rb/Sr-System beschränkt waren und die Mechanismen des korninternen und kornübergreifenden Isotopenaustausches während der Rekristallisation im Zuge von Deformation bisher nicht vollständig verstanden sind.

6.3.1 Mikrostruktur

Ein Anspruch dieser Arbeit war es, die Anlage verschiedener Mikrostrukturen, in diesem Fall die Isoklinalfaltung S_1 und die Achsenebenen- bzw. Achsenebenenschieferung S_2 geochronologisch zu differenzieren. Es lässt sich jedoch keine Korrelation zwischen der Mikrostruktur, in welcher eine Hellglimmerpopulation positioniert ist, und ihrem Alterswert feststellen. Es treten dagegen verschiedene Fälle auf:

- (1) Hellglimmerpopulationen in S_1 besitzen identische Alter mit S_2 -Hellglimmern, zum Beispiel im Glimmerschiefer St2641 (Abbildung I-16 und Tabelle 13 im Anhang).
- (2) S_1 - und S_2 -Hellglimmer können sehr verschiedene Alterswerte aufweisen.
- (3) Die „ältesten“ S_2 -Hellglimmerpopulationen ($50,20 \pm 0,35$ Ma) sind älter als die „ältesten“ S_1 -Hellglimmer ($44,50 \pm 0,95$ Ma im Marmor St2675, Abbildung I-16 und Tabelle 14 im Anhang).
- (4) Direkt benachbarte S_2 -Hellglimmerpopulationen innerhalb einer Foliationsbahn ergeben eine Altersdifferenz von 16 Ma (Abbildung I-15).
- (5) Auch wenn in einer Gesteinsprobe nur eine Foliationsgeometrie ausgeprägt ist, streuen die Alterswerte sehr breit, zum Beispiel in Probe MW02-22 von $23,35 \pm 0,30$ Ma bis $93,3 \pm 6,3$ Ma.
- (6) Weist die Alterstreuung eine Bimodalität auf (Glimmerschiefer St2641, Marmor St2675 und Glimmerschiefer MW02-22), so ist diese nicht durch die Mikrostruktur bestimmt. Sowohl im Glimmerschiefer St2641 und im Marmor St2675 weisen sowohl S_1 - als auch S_2 -Hellglimmerpopulationen die gleiche Bimodalität auf (Abbildung I-16). Der Glimmerschiefer MW02-22 besitzt nur eine deutlich ausgeprägte S_2 -Foliation und die Streuung der Alterswerte weist dennoch eine deutlich Bimodalität auf (Abbildung I-13).

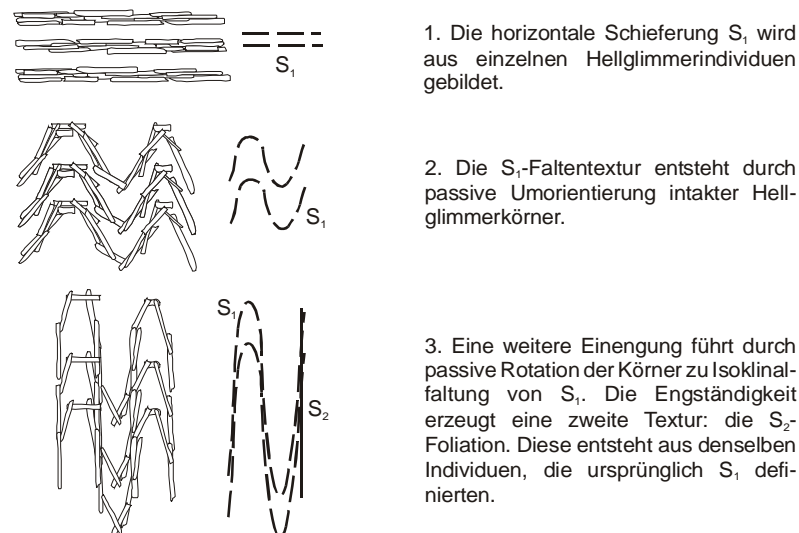


Abbildung I-20: Schematische Darstellung der Bildung von Isoklinalfaltung und Krenulationsschieferung durch passive Umorientierung einzelner Hellglimmerindividuen ohne Rekristallisation oder Mineralneubildung. Die Position der Körner innerhalb von S_1 oder S_2 allein gibt demnach keinen Hinweis auf den ihren Bildungszeitpunkt und somit auch nicht auf den Zeitpunkt der Gefügebildung (Passchier und Trouw, 1996; in Disk. Stöckhert, 2005).

Die geochronologischen Daten zeigen, dass Phengitpopulationen aus S_1 nicht signifikant älter sind als S_2 -Phengite. Die mikrostrukturelle Zuordnung ist nicht direkt mit Mineralaltern zu korrelieren. Minerale identischer Mikrostrukturen ergeben nicht unbedingt identische Alter. Die Altersvariation ist unabhängig von

der Mikrostruktur. Die zeitliche Abfolge der Anlage verschiedener Gefüge lässt sich demzufolge nicht eindeutig aufgrund der Position und Orientierung von Mineralen beschreiben. Die Datierung der Gefügebildung ist allein über diesen Ansatz nicht möglich. Dies lässt sich nachvollziehen, betrachtet man den Vorgang der Gefügebildung bei der Anlage von Isoklinalfaltung und Achsenebenenschieferung (Abbildung I-20). Die deformationsbedingte Umorientierung von Mineralen ist nicht zwingend mit einer Neubildung oder Rekristallisation verbunden. Doch nur wenn Deformation eine vollständige Veränderung (Homogenisierung) der Isotopie hervorruft, eben durch Mineralneubildung oder Rekristallisation, ist die Voraussetzung für Datierbarkeit dieses gefügebildenden Ereignisses gegeben (vergleiche Kapitel 2.2).

6.3.2 chemische Zusammensetzung

Eingangs muss noch einmal betont werden, dass zwischen der Größe der Messpunkte der chemischen Zusammensetzung an der Mikrosonde ($<5\mu\text{m}$) und jener der Mikroproben aus dem Dickschliff ($>200\mu\text{m}$) ein nicht zu vernachlässigbarer Größenunterschied besteht. Letztere beinhalten mehrere Hellglimmerindividuen und stellen somit Mischpräparate dar. Die ermittelten Alter sind demnach „Mischalter“ in dem Sinne, dass sie einen Mittelwert aller Alterswerte der Einzelindividuen, welche die Population aufbauen, repräsentieren. Es wird quasi über die Fläche integriert. Die chemische Zusammensetzung wurde dagegen an einem Punkt ($<5\mu\text{m}$) in einem Mineral gemessen. Da aber auch hier der Punkt nicht infinitesimal klein war, repräsentieren auch diese Messungen Mischanalysen, betrachtet man die Inhomogenität der Hauptelementverteilung über weniger als $5\mu\text{m}$ Distanz innerhalb eines Hellglimmerindividuums. Des Weiteren war es aufgrund der Analytik nicht möglich, an ein und derselben Hellglimmerpopulation sowohl Mikrosondenanalysen als auch Bestimmungen der Isotopenverhältnisse durchzuführen (vergleiche Teil II). Dies sollte bei dem Versuch, die chemische Zusammensetzung und Isotopenzusammensetzung zu korrelieren, stets bedacht werden.

Genauso wie die chemische Zusammensetzung innerhalb einer Mikroprobe variiert und selbst die mittlere chemische Zusammensetzung eines Individuums insgesamt eine Mischung darstellen würde, repräsentierte jeder Alterswert aus einer polykristallinen Mikroprobe demnach ein Mischalter aus prämetamorphen, hochdruckmetamorphen und sogar auch retrograden Phasen. Wie groß der jeweilige Anteil im Einzelnen ist, das heißt, inwieweit sie zu gewichten sind, muss unter Berücksichtigung der Phengitzusammensetzung diskutiert werden. Zusammenfassend lässt sich sagen, variieren die Alterswerte aus einer Probe um mehr als 10 Ma, ist die Variation der Si-Gehalt größer als 0,1 p.f.e Variation.

Die Verknüpfung der chemischen und geochronologischen Daten zeigt, dass die Gesteinsproben mit den insgesamt jüngsten Altern (MW02-01 und St2641) Hellglimmer mit phengitischster Zusammensetzung beinhalten (Abbildung I-13 und Abbildung I-6). Hohe Si-Gehalte von 3,40 - 3,55 p.f.e verweisen, zusammen mit den Ergebnissen der Datierung, auf ein Hochdruckereignis mit Drücken von 13 - 10 kbar im Zeitraum zwischen 32 - 22 Ma. Diese Annahme für ein relativ junges Hochdruckereignis wird durch den Glimmerschiefer MW02-01 bestärkt. Er liefert gering streuende Alter zwischen 15 Ma und 21 Ma. Seine Phengite besitzen hohe Si-Gehalte, die auf Drücke von 17 - 10 kbar verweisen. Auch wenn letztere eine große Variation zeigen, sind Drücke von mindestens 10 kbar bei 15 - 21 Ma anzunehmen. Bei der Bildung der jüngsten Phengitpopulation herrschten demnach die höchsten Druckbedingungen. Je muskovitischer die Hellglimmer werden, desto größer die Alterswerte. Auch die Altersstreuung nimmt zu (mit Ausnahme des Glimmerschiefers MW02-22). Die breite Streuung der Alterswerte im Marmor St2675 geht mit einer großen Variationsbreite der Si-Gehalt in Phengit einher. Diese Si-Gehalte der Phengite im Marmor verweisen aber nicht auf eine Bildung unter Hochdruckverhältnissen um 10 kbar, sondern zeigen ebenfalls mittlere Druckverhältnisse bis zu 4 kbar an. Eine muskovitischere Zusammensetzung entsteht bei niedrigen Druckverhältnissen und kann sowohl bei der retrograden metamorphen Entwicklung nach dem Hochdruckereignisse geprägt worden sein, aber auch aus dem detritischen Altbestand stammen, deren Isotopensignatur im Zuge der metamorphen Überprägung nicht vollständig ausgelöscht wurde. Bei steigendem Druck wird über Kationenaustausch mehr Silizium ins Hellglimmerkristallgitter eingebaut, wodurch ehemalige Muskovite ihre Information über Hauptelementverteilung verlieren können. Andersherum geben Phengite bei sinkenden Druckverhältnissen sukzessive Silizium aus ihrem Gitter ab. Welcher dieser Prozesse ausschlaggebend für den rezenten Si-Gehalt war - wenn nicht gar beide - ist nicht eindeutig zu belegen. Die möglichen Szenarien

der metamorphen Entwicklung, die sich daraus und aus dem Aspekt der Mischalter ergeben, sind komplex und bieten Gesichtspunkte bei der Beschreibung der regionalgeologischen Entwicklung der südevianischen Einheiten (siehe unten).

Die Interpretation der geochronologischen Daten in Zusammenhang mit der chemischen Zusammensetzung zeigt, dass sich die Si-Gehalte ebenfalls nicht eindeutig mit den absoluten Alterswerten und auch nicht zwingend mit der Alterstreuung korrelieren lassen. Beispielsweise besitzen die Hellglimmer des Glimmerschiefers MW02-22 eine ähnliche Streuung in hohen Si-Gehalten wie Glimmerschiefer MW02-01 (Abbildung I-6), letztere aber mit ausschließlich jungen Altern, MW02-22 mit sehr hohen, möglicherweise detritären Alter. Hellglimmer muskovitischer Zusammensetzung wurden hierin nicht gefunden. Der aktuelle Wissenstand liefert noch keine hinreichenden Beweise, dass Kationenaustausch mit Isotopenaustausch zeitgleich und über ähnliche Mechanismen abläuft. Die isotopechemische Equilibrierung verläuft im Zuge metamorpher Prozesse nicht unbedingt synchron mit dem Erreichen des chemischen bzw. mineralogischen Gleichgewichts (Zheng et al., 2003). Kationenaustausch ist stets gradientenabhängig. Doch wie sich der Ablauf der Isotopenhomogenisierung mit Kationengradienten im Detail abspielt, ist nach wie vor nicht ausreichend beschrieben. Was stellt sich beispielsweise „schneller“ ein: Isotopenhomogenisierung oder Kationengleichgewicht? Was sind die treibenden Kräfte dazu? Inwieweit ist Kationenausgleich überhaupt mit Isotopenhomogenisierung gekoppelt? Dies lässt sich anhand dieses Datensatzes nicht beantworten und bedarf eines neuen Lösungsansatzes, doch sollten diese Fragen wichtiger Bestandteil einer jeden Diskussion über chemische und isotopechemische Equilibrierung werden.

6.3.3 Häufigkeitsverteilung der Alter

Ein Histogramm, welches alle Alterwerte dieser Arbeit zusammenfasst, zeigt eine asymmetrische Häufigkeitsverteilung (Abbildung I-21). Es existiert nur ein Maximum; es lassen sich also nicht mehrere Höhepunkte metamorpher Aktivität nachweisen. Wie in Kapitel 6.3.2 bereits beschrieben fällt das Häufigkeitsmaximum von $24,5 \pm 0,7$ Ma nicht mit dem Erreichen der höchsten Druckverhältnisse während der Hellglimmerbildung zusammen; dies erfolgte zwischen 15 und 22 Ma.

Zwischen 15 und 50 Ma tritt eine kontinuierliche Altersverteilung auf. Werte bis über 90 Ma bilden die Ausnahme. Die Zeiträume, die von jeweils einer Probe markiert werden, weichen voneinander ab und sind verschieden groß. Jedoch markieren alle Alterswerte zusammen einen sehr großen Zeitraum, wie er bisher in anderen geochronologischen Arbeiten über die Metamorphose des attisch-kykladischen Blauschiefergürtels nicht ermittelt wurde (vergleiche Kapitel 3.3). Dieser Zeitrahmen geht sogar über die Daten für den gesamten ägäischen Raum hinaus (Abbildung I-1). Unter Berücksichtigung der oben beschriebenen Aspekte „Mischalter“ und „Beeinflussung durch Detritus und/oder retrograde Überprägung“ müssen einige dieser Daten jedoch mit Vorsicht diskutiert werden, um sie möglicherweise bei der Interpretation und Beschreibung der Hochdruckmetamorphose ausgeschlossen werden, da sie hierfür nicht aussagekräftig bzw. relevant sind.

6.3.4 Zwei Modelle für den Verlauf der metamorphen Entwicklung

Aus den geochemischen Analysen, den Untersuchungen des Rb/Sr-Isotopensystems und den Ergebnissen der Altersbestimmung ergeben sich, wie bereits ausführlich dargelegt wurde, folgende Rahmenbedingungen für die Beschreibung der metamorphen Entwicklung der geologischen Einheiten auf Südevia: Die maximalen Hochdruckbedingungen, der die Metamorphite auf Südevia unterworfen waren, lagen bei 17 kbar. Die jüngste Hochdruckphase lag bei 15 - 21 Ma. Die hochdruckmetamorphen Bedingungen sind in verschiedenen, hellglimmerhaltigen Lithologien dokumentiert. Alle Lithologien suggerieren eine mehr oder minder schnelle Änderung der Druckverhältnisse im Zuge ihrer metamorphen Entwicklung. Es ist nicht auszuschließen, dass eine detritäre Zusammensetzung der Hauptelemente und auch der Isotopie in den Hellglimmern teilweise das Hochdruckereignis überdauert haben. Aus diesen Rahmenbedingungen ergeben sich zwei mögliche Modelle der Druckentwicklung im Zuge der Metamorphose.

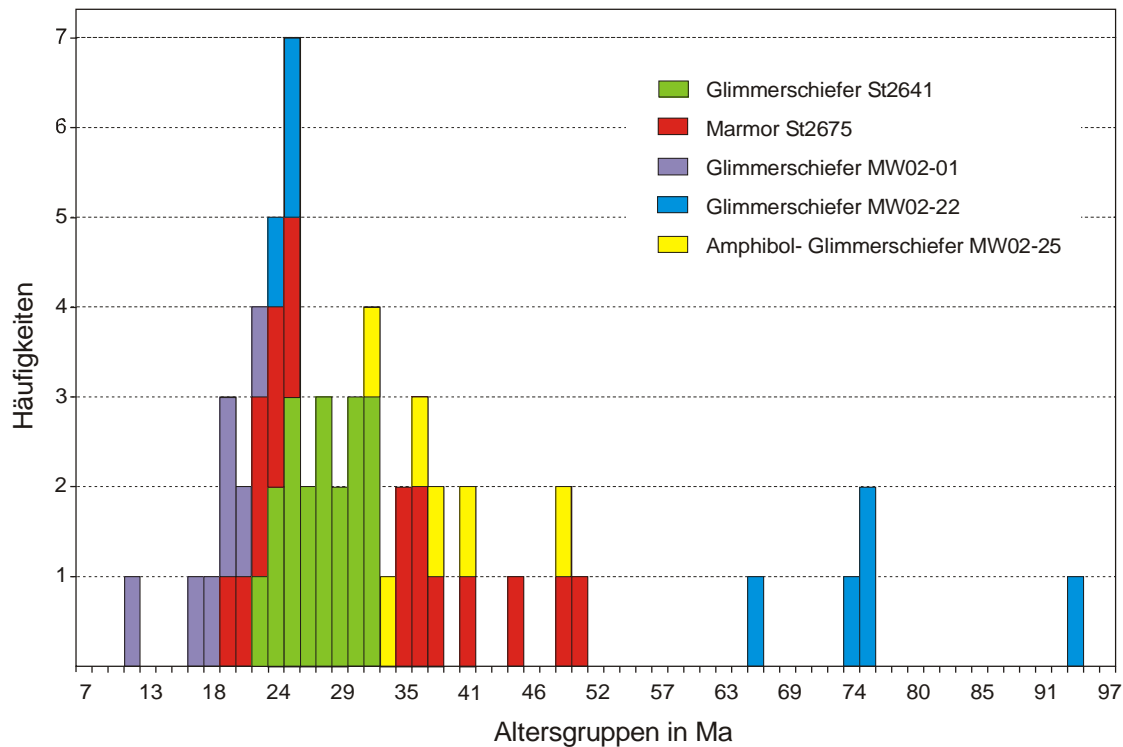


Abbildung I-21: Häufigkeitsverteilung aller ermittelten Hellglimmeralter zwischen 7 und 97 Ma. Die Unterteilung in Altersgruppen von 1,4 Ma Dauer erfolgte zur Veranschaulichung der Häufigkeitsmaxima und der Zeiträume, für die keine Alter ermittelt wurden. Die Anteile der einzelnen Proben sind durch unterschiedliche Farbgebung veranschaulicht. Das Häufigkeitsmaximum liegt bei 24,5 Ma bei einer Klassenbreite von 1,4 Ma.

Modell A (Abbildung I-22) fasst die Ergebnisse aller Proben zusammen und beschränkt sich auf ein sehr junges Hochdruckereignis bei jünger als 15 - 21 Ma mit einem Maximaldruck von mindestens 17 kbar. Dies Ereignis wird durch keine Gesteinsprobe repräsentiert, da die Einzelergebnisse unvermeidlich Mischwerte darstellen. Die Druckverhältnisse sind danach höher anzusetzen als sie durch die Si-Gehalte der Phengite angezeigt werden, da eine Verwachsung und somit Vermischung mit detritären und retrograd gebildeten, muskovitischeren Hellglimmern nicht auszuschließen ist. Dies verhält sich ebenso mit den Alterswerten - die Gewichtung von detritärer oder retrograder Information ist unmöglich festzulegen - weshalb ein genauere zeitlicher Rahmen für dieses (in diesem Falle singuläre) Hochdruckereignis nicht zu setzen ist. Modell A wird durch nur einen Loop im p-t-Diagramm repräsentiert.

Modell B setzt voraus, dass es generell möglich ist, dass verschiedene lithologische Einheiten, die rezent eine geschlossene geologische Formation bilden, durchaus eine sehr unterschiedliche Entwicklung im Zuge ihrer Subduktion und Exhumierung durchlaufen haben können (Stöckhert und Gerya, 2005). Betrachtet man also jede Gesteinsprobe als Repräsentant einer lithologischen Einheit mit individueller metamorpher Entwicklung, so ergeben sich für jede Gesteinsprobe jeweils ein Loop im p-t-Diagramm (Abbildung I-21). Der Amphibol-Glimmerschiefer MW02-25 beschreibt einen relativ breiten Loop zwischen 48 und 32 Ma mit 8 - 12 kbar als Maximaldruck. Die zeitliche Entwicklung der Druckverhältnisse bei der metamorphen Hellglimmerbildung im Glimmerschiefer St2641 ist mit 32 - 22 Ma schon enger begrenzt und zeigt zudem die geringsten Druckunterschiede zwischen 10 und 13 kbar. Das jüngste Hochdruckereignis mit 15 - 21 Ma wird durch den Glimmerschiefer MW02-01 repräsentiert. Er verweist zudem mit 10 - 17 kbar auf die insgesamt höchsten Druckverhältnisse, die einen weiten Bereich einnehmen. Zusammengefasst bedeutet dies, dass die unterschiedlichen lithologischen Einheiten, die hier ausführlich untersucht wurden, zu unterschiedlichen Zeitpunkten ihre maximale Versenkung erreichten. Die maximale Subduktionstiefe, sofern sie überhaupt in den Hellglimmern dokumentiert ist, ist für jede Einheit verschieden; die Versenkung nimmt im Zuge der Subduktionsgeschichte zu. Auch für Modell B gilt natürlich der Aspekt der „Mischalter“ und der möglicherweise enthaltenden Information aus Detritus und retrograder Überprägung, weshalb die im Modell B be-

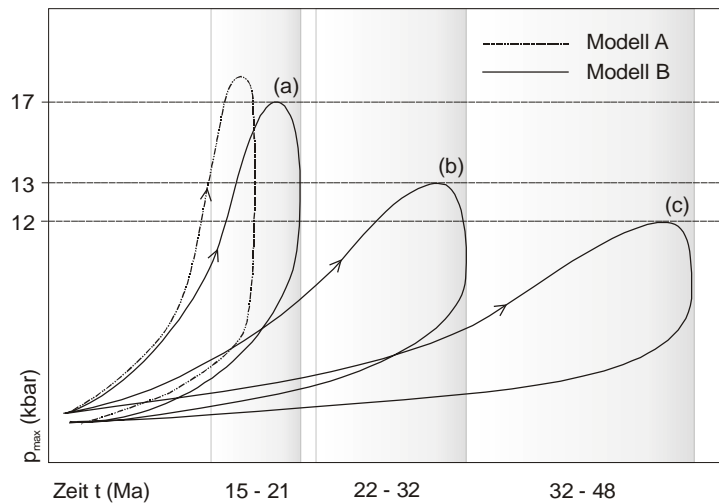


Abbildung I-21: Schematische Darstellung der Druckentwicklung (vergleiche Text) des Modells A und des Modells B am Beispiel der Proben MW02-01 (a), Sf2641 (b) und MW02-25 (c). Die Darstellung ist stark vereinfacht und illustriert qualitativ die Vorstellung der metamorphen Entwicklung, die anhand des Datensatzes diskutiert werden kann.

beschriebenen Grenzen für die Einzelloops auch jeweils Minimalwerte darstellen: die jeweiligen Maximaldruckverhältnisse sind Minimaldrucke und die Altersgrenze können durch ererbte, detritäre Information (im Diagramm) nach rechts und durch eine retrograde Überprägung nach links verschoben werden; die Zeiträume des Hochdruckeinflusses könnten also insgesamt auch deutlich länger sein.

Unabhängig, welches Modell favorisiert wird, so beinhaltet doch jedes ein sehr junges Hochdruckereignis, deutlich jünger als bisherige Arbeiten für den attisch-kykladischen Raum lieferten. Bisher wurde das Hochdruckstadium bei über 50 Ma angenommen (Putlitz et al., 2005; Lagos et al., 2003). Niedrigere Alterswerte wurden mit retrograder Überprägung unter isothermaler Druckentlastung erklärt. Ausschließen können und wollen weder Modell A noch Modell B mögliche ältere Hochdruckereignisse, doch scheint dies nicht mehr eindeutig in den metamorphen Einheiten Südevias dokumentiert zu sein. Für die Beschreibung der Exhumierungsgeschichte hat ein derart junges Hochdruckereignis insofern eine Relevanz, dass damit für die (letzte) Exhumierung, selbst wenn sie für verschiedene Einheiten gestaffelt geschehen ist, ein deutlich geringer Zeitrahmen gegeben war. Hohe Exhumierungsraten sind anzunehmen.

Als eine weitere Erklärung für die unterschiedlichen Alterwerte einzelner Mikroproben innerhalb einer Gesteinsprobe sollte noch erwähnt werden, dass sich jedem einzelnen Alterwert ein singuläres isotopiebeeinflussendes Deformationsereignis mit Mineralneubildung bzw. Rekristallisation zuordnen ließe. Damit wären durch jede einzelne Mikroprobe unterschiedliche Zeitpunkte mit Mineralneubildung oder Rekristallisation verbunden mit einer Neuordnung des Rb/Sr-Isotopensystems in den Proben markiert. Zu beachten bleibt jedoch auch hier aufgrund polykristalliner, inhomogener Mikroproben das Phänomen der „Mischalter“. Wird jedem ermittelten Alterswert (mindestens) ein Deformationsereignis zugeordnet, würde dies eine mehr oder weniger langzeitige und kontinuierliche Deformation mit einem konstanten tektonischem Regime unter nahezu gleichbleibenden Temperaturbedingungen beschreiben. Die Druckverhältnisse bewegten sich dabei im Kapitel 6.2 diskutierten Rahmen. Eine Deformationsgeschichte von Subduktion, Hochdruckstadium und Exhumierung, die mehr als 82 Ma andauerte, also den gesamten Altersbereich von 93 bis 11 Ma einschließen würde, erforderte eine extrem langsame Entwicklung der konvergierenden Plattenränder im attisch-kykladischen Raum. Da es bisher jedoch nicht möglich war, jeder datierten Mikroprobe einen eindeutigen Datensatz zur chemischen Zusammensetzung, d. h. Aussagen über die p-T-Bedingungen zu erbringen, ist es nicht möglich, zu entscheiden, ob singuläre isotopiebeeinflussende Ereignisse oder die Vererbung älterer Isotopensignaturen für das verantwortlich sind, was zunächst die Messergebnisse dieser Arbeit zeigen. Auch wenn für diese Arbeit die Vorstellung von vererbter Isotopensignatur aus Erwägungen bezüglich der platten-tektonischen Situation bevorzugt wird, sollte die Idee der vielfachen Dokumentation singulärer Ereignisse

nicht gänzlich verworfen werden. Sie ist hier zwar nicht eindeutig zu belegen, doch sollte sie bei der Diskussion variierender Alterswerte nicht außer Acht gelassen werden.