

Institut für Geowissenschaften, Universität Potsdam

**UNTERSUCHUNGEN AN HOCHDRUCKRELIKTEN IM ZENTRALEN
MENDERES MASSIV, W TÜRKEI**

Dissertation

zur Erlangung des akademischen Grades

Doktor der Naturwissenschaften

(Dr. rer. nat.)

in der Wissenschaftsdisziplin Geowissenschaften

eingereicht an der

Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität Potsdam

von

Friederike C. Warkus

geboren am 29.11.1968 in Freiberg

Potsdam, im April 2001

Inhaltsverzeichnis

Danksagung	
Zusammenfassung	I
Abstract	III
0. EINLEITUNG UND ZIELSTELLUNG	1
1. GEOLOGISCHE EINFÜHRUNG	5
2. METHODEN	11
2.1 Probenaufbereitung für Altersdatierung	11
2.2 Mikrosonde zur Bestimmung der Mineralchemie (außer REE).	11
2.2.1 Messbedingungen	11
2.2.2 Auswertung der Mineralchemie	12
2.3 Kathodolumineszenz	12
2.4 Altersdatierung	12
2.4.1 Altersdatierung mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde	12
2.4.1.1 Modelle der Altersberechnung	14
2.4.1.2 Die Messmethode MONTEL	15
2.4.1.2.1 Theoretischer Hintergrund	15
2.4.1.2.2 Probenpräparation	15
2.4.1.2.3 Analytische Bedingungen	16
2.4.1.2.4 Auswertung	16
2.4.2 ²⁰⁷ Pb - ²⁰⁶ Pb-Datierungen	17
3. PETROGRAPHIE/PETROLOGIE	18
3.1 Sirinçe	18
3.2 Birgi - Tire Region	23
3.2.1 Geländebeobachtungen	23
3.2.2 Metabasite	24
3.2.2.1 Metagabbro - Birgi - 01/311095	24
3.2.2.2 Birgi - Mylonit (03/301095) mylonitisierter Korona-Metagabbro	24
3.2.2.3 Eklogitischer Metagabbro	25
3.2.3 Metasedimente	28
3.3 Kiraz	29
3.3.1. Geländebeobachtungen	29
3.3.2 Eklogitischer Metagabbro	30
3.3.3 Eklogit	33
3.4 P und T Berechnungen	38
3.4.1 THERIAK - DOMINO – Ergebnisse	38

3.4.1.1	Eklogitischer Metagabbro Kiraz	40
3.4.1.2	Eklogitischer Metagabbro Tire	41
3.4.1.3	Metasediment Tire	42
3.4.2	Konventionelle Thermobarometer	43
3.5	Diskussion	47
3.5.1	Resultate für die Gesteinseinheiten eklogitischer Metagabbro und Metasediment der Birgi-Tire Region	48
3.5.2	Resultate für die metabasischen Gesteine von Kiraz	51
3.5.3	Schlussfolgerungen	52
4.	ALTERSDATIERUNGEN	55
4.1	Chemische Datierung mit Hilfe der Mikrosonde	55
4.1.1	Die Proben	55
4.1.2	Ergebnisse	55
4.1.2.1	Birgi (Birgi 97)	55
4.1.2.2	Tire Granulit (07/271095)	57
4.1.2.3	Tire Metasediment (JP-97-28)	58
4.1.2.4	Kükçen Metapelit (190305)	58
4.2	^{207}Pb - ^{206}Pb Altersdatierungen	60
4.2.1	Birgi Augengneis	60
4.2.1.1	Ergebnisse	60
4.2.1.2	Kathodolumineszenz-Aufnahmen	61
4.2.2	Eklogitischer Metagabbro Alasehir (07/210996)	62
4.2.2.1	Ergebnisse	63
4.2.2.2	Kathodolumineszenz-Aufnahmen	63
4.3	Diskussion der chemischen und ^{207}Pb - ^{206}Pb Alter	65
4.3.1	Birgi Gneisprobe Pb-Pb-Alter.	67
4.3.2	Probe eklogitischer Metagabbro Alasehir (07/210996)	69
5.	SYNTHESE DER PETROLOGISCHEN UND CHRONOLOGISCHEN RESULTATE	70
	Literaturverzeichnis	76
	Anhang	

Danksagung

Meinem Betreuer Herrn Prof. Roland Oberhänsli gilt mein Dank für sein stetes Interesse an dieser Arbeit, seine Diskussionsfreudigkeit, seine Begeisterung im Gelände und die herausfordernde Zusammenarbeit. Bedanken möchte ich mich bei Herrn Prof. P. O'Brien für seine hilfreichen Anmerkungen während der Fertigstellung dieser Arbeit.

Für seine ansteckende Begeisterung während der Petrologieseminare danke ich Herrn Dr. Leander Franz. Ebenso nützlich und hilfreich waren seine Tips für die Mikrosondenmessungen.

Für die Hilfe und Unterstützung, die ich während der Mikrosondenmessungen am GFZ Potsdam von Frau O. Appelt, Herrn Dr. D. Rhede erhielt, bedanke ich mich sehr herzlich. Ebenso wichtig waren die vielen Hinweise und Hilfen für die chemischen Datierungen.

Ohne die Schliffe, die im Labor von Christine Fischer und in Bochum von Herrn Dettmar hergestellt worden sind, wären die Messungen nicht möglich gewesen.

Antje Müller danke ich für die Vorbereitung und Durchführung der Geochemie.

Herrn Dr. Julius Partzsch danke ich für die intensive Unterstützung im Gelände und seine Hilfsbereitschaft in Potsdam.

Unseren türkischen Kollegen, vor allem Prof. Osman Candan, danke ich für die logistische Unterstützung in der Türkei und die Einführung in die Eklogite des Menderes Massivs.

Mein größter Dank gilt meiner Familie, die mir die Kraft und den Halt gegeben hat, diese Arbeit zu vollenden.

Zusammenfassung

Das Menderes Massiv im Westen der Türkei stellt eine große Kulmination metamorpher Gesteine dar. Das Untersuchungsgebiet ist im Zentralen Menderes Massiv (Ödemis Submassiv) gelegen, das von den beiden aktiven Gräben, dem Gediz Graben im Norden und dem Büyük Menderes Graben im Süden begrenzt wird.

Die Untersuchungen der Eklogit Relikte im zentralen Menderes Massiv haben ergeben, dass sich im Menderes Massiv Hochdruckrelikte in unterschiedlichen tektonischen Positionen befinden. Zum einen existieren Eklogit-Blöcke in der obersten Einheit (Selcuk Einheit) des zentralen Menderes Massivs und zum anderen Hochdruck-Relikte in der strukturell mittleren Birgi - Tire Decke.

Die Granate der quarzfreien Eklogit-Blöcke weisen große Ähnlichkeiten mit denen der HP/LT Gesteine von Sifnos und Tinos auf. Die Entwicklung der Eklogit-Blöcke in der Olistostrom-Einheit lässt sich jedoch nicht mit den Eklogit Relikten in der strukturell mittleren Birgi Tire Decke vergleichen.

Für die Eklogit-Relikte in der Birgi Tire Decke wurde eine polymetamorphe Entwicklung mithilfe petrologischer Untersuchungen und chemischen und Pb-Pb Datierungen herausgearbeitet. Die Eklogit Relikte gehören zu einem metamorphen Teilpfad, der durch eine Amphibolitfazies 1 - Hochdruck - Amphibolitfazies 2/Granulitfazies charakterisiert ist. Der Endpunkt dieses Teilpfades ist mit Temperaturen zwischen 700 und 750 °C und Drücken von 1.2 - 1.4 GPa belegt. Für diese Bedingungen konnte ein minimales Alter von 520 Ma durch chemische Datierungen an Monaziten einer Augengneisprobe und Pb-Pb Datierungen an Zirkonen einer Augengneis- und Metagabbroprobe bestimmt werden. Dieser amphibolit/granulitfazieller Endpunkt wird mit den Granitintrusionen des zentralen und südlichen Menderes Massiv korreliert, die in einem Zeitraum zwischen 520 Ma bis 550 Ma stattfanden.

Sowohl die Amphibolitfazies 1 als auch das Hochdruckereignis werden der Panafrikanischen Orogenese zugeordnet. Für die Hochdruckbedingungen wurden maximale Temperaturen zwischen 680 °C und 720 °C und bei einem Druck von 2.2 GPa bestimmt.

In den untersuchten Metasedimenten konnte eine prograde metamorphe Entwicklung abgeleitet werden, die amphibolitfazielle Bedingungen von 660°C bei 0.6 GPa erreichte. Das Metamorphosealter dieser Metasedimente konnte mit < 100 Ma mittels chemischer Mikrosondatierung bestimmt werden. Die in den Metasedimenten herausgearbeiteten Druck- und Temperaturbedingungen wurden ebenfalls in den metabasischen Gesteinen bestimmt. Diese Ergebnisse werden als Krustenstapelung der metabasischen Gesteine, Augengneise und Metasedimente interpretiert, die mit der alpinen Orogenese im Zusammenhang stehen.

Durch die Ergebnisse dieser Arbeit lässt sich die Birgi-Tire Decke im zentralen Menderes Massiv genauer charakterisieren. Sie besteht aus Metasedimenten, pelitischen Gneisen, Augengneisen und metabasischen Gesteinen. Die Gneise (pelitische und Augengneise) und die metabasischen Gesteine stellen panafrikanische Relikte dar, die einen amphibolit- eklogit- amphibolit/granulitfaziellen Metamorphosepfad gespeichert haben. Die amphibolit- bis granulitfazielle Metamorphose hängt mit den Granitintrusionen zusammen und fand in einem Zeitraum zwischen 520 - 550 Ma statt. Große Teile

der Metasedimente der Birgi Tire Decke haben jedoch nur eine alpine metamorphe Entwicklung durchlaufen, wo sie unter amphibolitfazielle Bedingungen Krustentiefen erreichten, bei denen sie mit den panafrikanischen Relikten zusammen gestapelt wurden und eine gemeinsame Exhumierung erfahren haben.

Abstract

The Menderes Massif in western Turkey is a large culmination of metamorphic rocks. The investigation area is bounded by two active graben systems, the Gediz Graben in the north and the Büyük Menderes Graben in the south. One result of our investigation in the central Menderes Massif is the occurrence of eclogite relicts in different tectonic positions. On one hand eclogite blocks exist in the structurally highest nappe (Selcuk unit) of the central Menderes Massif, and on the other hand the high pressure relicts exist in the structurally middle Birgi-Tire nappe.

The garnets of the quartz-free eclogite blocks in a metaolistostrome unit show large similarities with those which indicate the HP/LT rocks of Sifnos and Tinos. The occurrence of the eclogite blocks in the metaolistostrome unit can not be correlated with those of the structural middle nappe (Birgi Tire nappe). By petrological investigations, chemical and Pb-Pb age determinations a polymetamorphic history was found for the eclogite relicts in the Birgi Tire nappe. The eclogite relicts belong to a metamorphic P-T path which is characterized by amphibolite facies 1 - high pressure – amphibolite facies 2/granulite facies. The last one is characterized by temperatures between 700 and 750 °C and by pressure of 1.2 – 1.4 GPa. A minimum age of 520 Ma was deduced by chemical age determination on monazites and Pb-Pb dating on zircons. The age of the amphibolite/granulite facies condition is correlated with the granite intrusions in the central and southern Menderes Massif which occurred in the range of 520 to 550 Ma. The intrusions belong to the Panafrican orogeny.

Therefore the P-T path (amphibolite facies 1 – high pressure – amphibolite facies 2/granulite facies) is assigned to the Panafrican orogeny. The maximum temperatures of the high pressure event are between 680 °C and 720 °C. The pressure amounts to 2.2 GPa. A prograde metamorphic evolution under amphibolite facies conditions was derived for the investigated metasediments. The amphibolite facies conditions took place at a temperature of 660°C and at a pressure of 0.6 GPa.

The age of the metasediments was determined as < 100 Ma by means of chemical dating. The same metamorphic conditions could be recognized in the metabasic rocks. The interpretation of this result is that crustal stacking occurred under amphibolite facies conditions during the Alpine orogeny.

Due to the presented results, the Birgi Tire nappe in the central Menderes Massif can be characterized more exactly. It consists of metasediments, pelitic and augengneisses, and metabasic rocks.

Pelitic and augengneisses and the metabasic rocks represent Panafrican relicts, which have stored an amphibolite - eclogite - amphibolite/granulite facies P-T path. The amphibolite to granulite facies metamorphism is related to the granite intrusions and took place in a period between 520 - 550 Ma. Parts of the metasediments belonging to the Birgi Tire nappe are influenced by only an alpine metamorphic history. They moved to crustal depths at which they were stacked with the Panafrican relicts under amphibolite facies conditions followed by common exhumation.

0. Einleitung und Zielsetzung

Das Menderes Massiv im Westen der Türkei stellt eine große Kulmination metamorpher Gesteine dar. In den 60iger und 70iger Jahren wurde der Aufbau des Menderes Massivs als einfache Dom- und Hüllenstruktur (SCHULING, 1962) bzw. Zwiebelstruktur (DÜRR 1975) interpretiert. Danach besteht das Massiv aus einem präkambrischen Kern, der von paläozoischen bis frühtertiären Hüllserien ummantelt wird. Diese Untersuchungen ließen aufgrund von lithologischen und stratigraphischen Korrelationen zwischen Griechenland und der Türkei den Schluss zu, das Menderes Massiv als östliche Fortsetzung des Attika-Kykladen Komplexes zu sehen (DÜRR 1975) (Abb. 0.1).

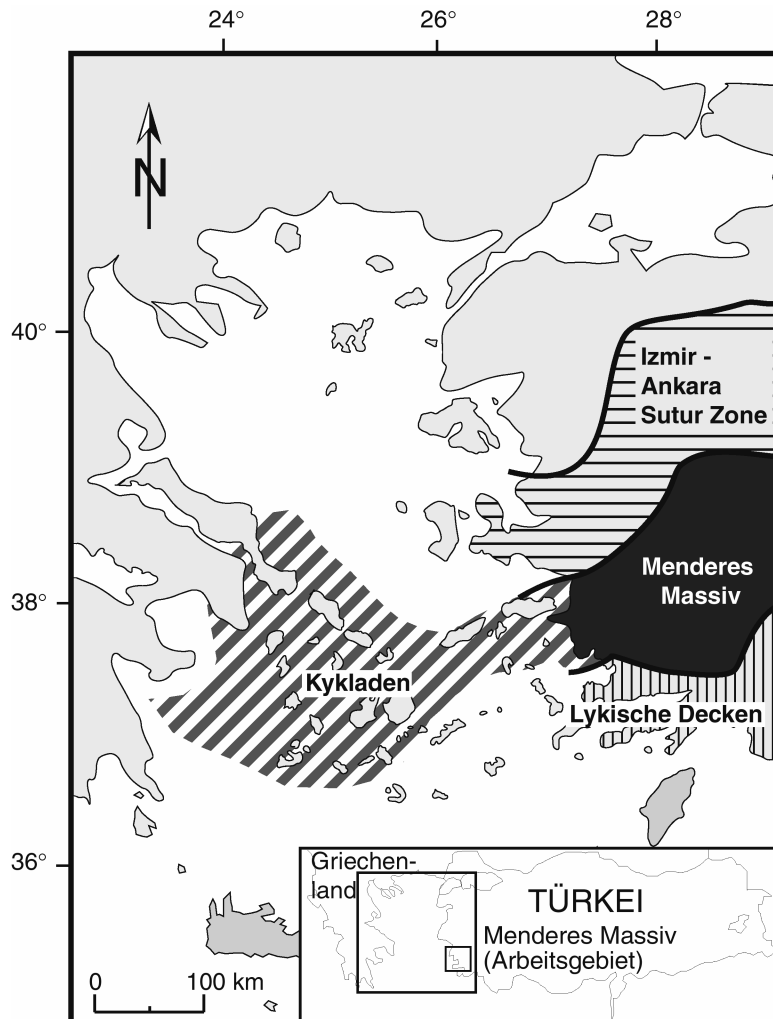


Abb. 0.1 Übersichtskarte über den östlichen Mittelmeerraum mit einer Zuordnung der großtektonischen Einheiten (nach VAVASSIS ET AL. 2000).

In den Arbeiten der letzten Jahre wurde belegt, dass das Menderes Massiv einen kompliziert aufgebauten Deckenkomplex darstellt (PARTZSCH ET AL. 1997, 1998, 2001, GESSNER ET AL. 1998, WARKUS ET AL. 1998, RING ET AL. 1999a, GESSNER 2000) und nicht in seiner Gesamtheit mit dem

Attika-Kykladen Komplex parallelisiert werden kann (VAVASSIS ET AL. 2000, STAMPFLI 2000). RING ET AL. (1999a und b) und GESSNER (2000) postulieren, dass nur die obersten Einheiten des Massivs mit denen der Kykladen parallelisiert werden können. Die unteren Einheiten, von RING ET AL. (1999a) als Menderes Decken bezeichnet, werden als exotische Terrane im östlichen Mittelmeerraum interpretiert.

In den im Menderes Massiv vorkommenden Gabbro-Intrusionen wurden von CANDAN ET AL. (1994) erstmalig Granulit (HT)- und Eklogit (HP)-Relikte erwähnt, die von OBERHÄNSLI ET AL. (1997) beschrieben wurden. Mit dem Auffinden dieser Relikte ergaben sich eine Reihe von neuen Denkanstößen für die Entwicklung des Menderes Massivs und deren Stellung im Medianen Ägäischen Kristallingürtel. Die HT- und HP-Relikte stellen für PARTZSCH ET AL. (1997) die wesentlichen Ausgangskriterien für die Entwicklung eines Deckenmodells im zentralen Menderes Massiv dar.

Eklogite können Informationen über eine polyphase tektonometamorphe Entwicklung speichern. Sie ermöglichen somit einen tiefen Einblick in orogene Prozesse und deren zeitliche Einordnung. Weiterhin geben sie wichtige Anhaltspunkte für paläogeographische Rekonstruktionen und unser Verständnis kontinentaler Gesteine.

Durch die Bearbeitung der HP-Relikte können wichtige Hinweise auf die Deckengenese und ihre P-T-t Entwicklung gefunden werden. Das heißt, dass sie Informationen bezüglich ihrer Entstehungskordinaten und ihres Alters enthalten.

Somit ergeben sich folgende zwei Arbeitsschwerpunkte:

- 1) Petrographisch und petrologische Untersuchungen der gefundenen Eklogite und ihre polyphase Entwicklung zeitlich einzuordnen.
- 2) Mögliche Parallelisierungen mit den HP-Gesteinen der Kykladen und daraus Ableitungen der Zugehörigkeit des Menderes Massivs zum Medianen Ägäischen Kristallingürtel.

Im Attika Kykladen-Kristallingürtel kommen hauptsächlich Eozäne HP/LT metamorphe Gesteine vor, die in den letzten zwei Jahrzehnten im Detail bearbeitet wurden (z. B. ALTHERR ET AL. 1982, ANDRIESSEN ET AL. 1979, OKRUSCH & BRÖCKER 1990, BRÖCKER & FRANZ 1998, BRÖCKER & ENDERS 1999).

In dieser Arbeit steht die Auseinandersetzung mit der ersten Fragestellung im Vordergrund. Dafür wurden drei unterschiedliche Aufschlüsse mit Eklogit-Relikten ausgewählt, die von türkischen Kollegen in den letzten Jahren neu entdeckt wurden (ÇANDAN 1994b, ÇETICAPLAN 1995), die im zentralen Menderes Massiv gelegen sind. (Abb. 0.2)

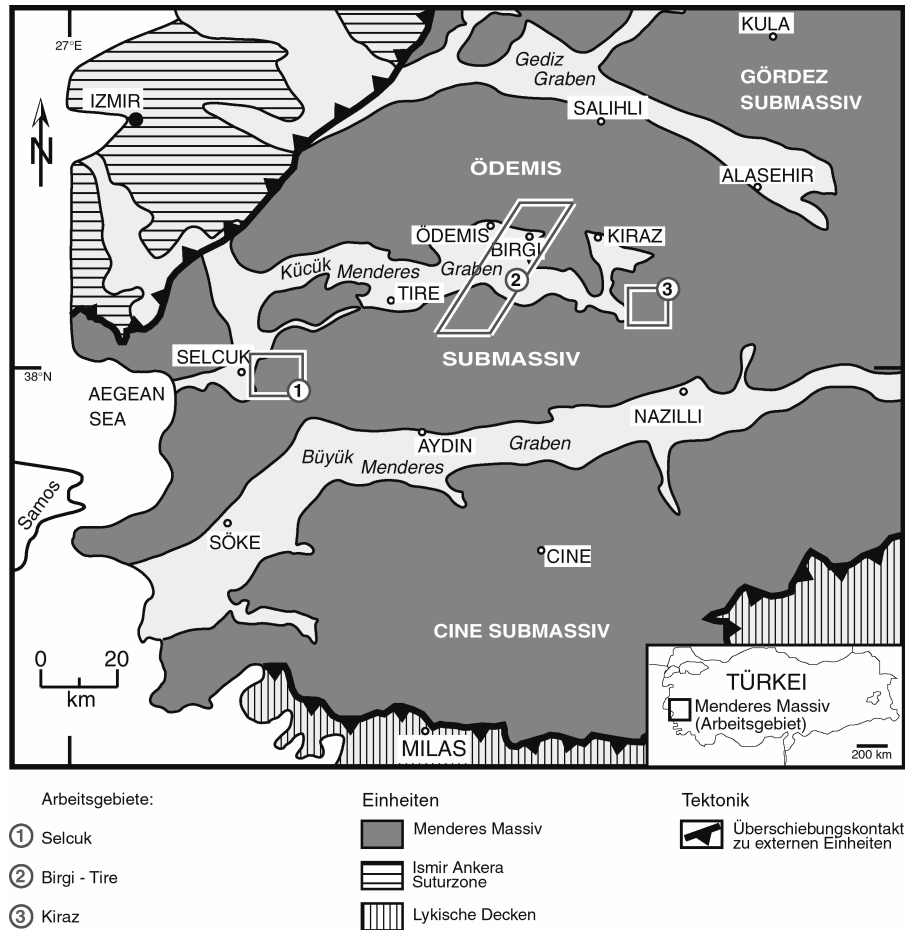


Abb. 0.2 Übersichtskarte des Menderes Massivs mit der Lage der Arbeitsgebiete.

Die Arbeit gliedert sich in 5 Kapitel.

In Kapitel 1 sind eine geologische Einführung verbunden mit Ergebnissen früherer Arbeiten im Menderes Massiv und generelle Bemerkungen zur Entwicklung der Tethys im ägäischen Raum zusammengefasst.

Kapitel 2 ist den angewendeten Methoden gewidmet.

In Kapitel 3 werden die Vorkommen makroskopisch und mikroskopisch sowie mineralchemisch beschrieben und petrologische Ergebnisse präsentiert.

Kapitel 4 fasst die geochronologischen Ergebnisse zusammen.

Im 5. Kapitel werden die Ergebnisse der Kapitel 3 und 4 zusammen diskutiert und interpretiert. Anhand eigener Daten und Daten aus der Literatur wird die geodynamische Entwicklung des Menderes Massivs präsentiert.

1. Geologische Einführung

Das Menderes Massiv im Westen der Türkei ist Teil des Alpen-Himalaja-Orogengürtels (DEWEY 1988). Im Norden und Nordwesten wird es von der Izmir-Ankara Suturezone begrenzt. Im Süden taucht es unter die hauptsächlich mesozoischen Lykischen Decken unter (z. B. Robertson 2000). Die Lykischen Decken entstammen dieser Izmir-Ankara-Melangezone (SENGÖR & YILAMAZ 1981, DORA ET AL. 1990; COLLINS & ROBERTSON 1997). Mehrere E-W streichende Gräben durchziehen das Massiv (Abb. 1.1). Die beiden aktiven Gräben, der Gediz Graben im Norden und der Büyük Menderes Graben im Süden, unterteilen das Menderes Massiv in drei Submassive: das Gördez Submassiv im Norden, das Ödemis Submassiv (zentrales Menderes Massiv) und das Çine Submassiv im Süden.

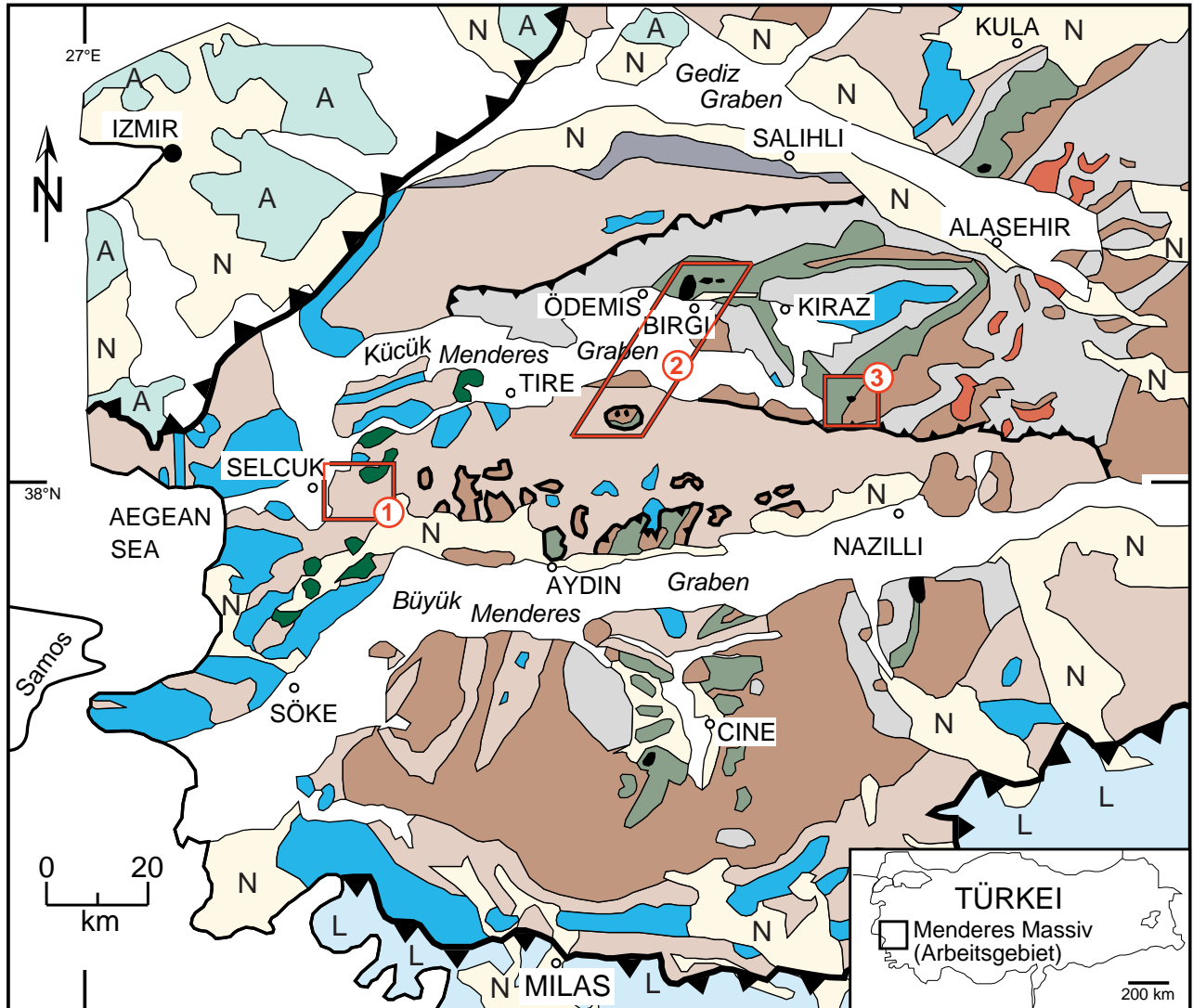
In früheren Arbeiten wurde aufgrund lithostratigraphischer Korrelationen zwischen Griechenland und der Türkei geschlossen, das Menderes Massiv als die westliche Fortsetzung des Attika-Kykladen-Kristallin-Komplexes zu sehen (DÜRR 1975, DÜRR ET AL. 1978). DÜRR (1975 und Referenzen darin) erklärte die Architektur des Menderes Massivs als dreiteilige Zwiebelstruktur bestehend aus einem präkambrischen bis kambrischen Kern und einer paläozoischen inneren Hüllserie, die überwiegend aus Glimmerschiefern besteht und einer äußeren, überwiegend aus mesozoischen Marmoren bestehenden Hülle.

Diese Sichtweise hatte lange Bestand bis PARTZSCH ET AL. (1997) die Auffassung postulierten, das Menderes Massiv als umfangreichen Deckenkomplex zu betrachten. Diese Auffassung wurde mit den Arbeiten von GESSNER ET AL. (1998), PARTZSCH ET AL. (1998), WARKUS ET AL. (1998), RING ET AL. (1999a), GESSNER (2000) und PARTZSCH ET AL. (2001) weiter untermauert.

Durch geochronologische Untersuchungen an den Basement-Gesteinen der Kykladen und des Menderes Massivs wurden unterschiedliche Alter für die Entstehung beider Massive herausgearbeitet. Im Menderes Massiv kam es an der Grenze vom Proterozoikum zum Kambrium zu einer bedeutenden magmatischen Aktivität. Großvolumige Granitintrusionen aus dem zentralen und südlichen Menderes Massiv sind mit einem kambrischen Alter von rund 550 Ma (Pb-Pb Alter: REISCHMANN ET AL. 1991, LOOS & REISCHMANN 1995 und 1999; HETZEL & REISCHMANN 1996, DANNAT 1997; U-Pb-Alter: HETZEL ET AL. 1998) belegt worden, die im Zusammenhang mit dem panafrikanischen Orogenzyklus interpretiert werden. Geringere magmatische Aktivitäten traten im Menderes Massiv zu mittel-triassischer Zeit (DANNAT 1997, KORRALAY 1998) und im Miozän (HETZEL 1996) auf. Alter, die mit der variszischen Orogenese im Zusammenhang stehen, sind aus dem Menderes Massiv nicht dokumentiert.

In den Kykladen besitzt das granitische Basement ein karbonisches Alter (REISCHMANN 1997, ENGEL & REISCHMANN 1998). Zudem kam es zu triassischen Intrusionen (REISCHMANN 1997, RING ET AL. 1999). Vor allem kam es jedoch ab dem Miozän zu einer bedeutenden und lang andauernden magmatischen Aktivität (ALTHERR ET AL. 1982; DIXON & ROBERTSON, 1984).

Diese unterschiedlichen Alter verdeutlichen, dass das Basement der Kykladen und des Menderes Massivs nicht parallelisiert werden können (VAVASSIS ET AL. 2000).



andere Einheiten	Hüllserie	Kernserie	Tektonik
Neogen (undifferenziert)	Marmor	Kern Gneis	Überschiebungskontakt zu externen Einheiten
Izmir-Ankara Zone	Schiefer	Kern Metasedimente	interner Überschiebungskontakt
Lykische Decken		Kern Schiefer	andere interne tektonische Kontakte
Kataklasit	Arbeitsgebiete:		
Metaserpentinit	Selçuk	Metagabbro	
Meta-Leukogranit	Birgi - Tire		
	Kiraz		

Abb. 1.1 Geologische Übersichtskarte des Menderes Massivs nach DORA ET AL. (1995).

RING ET AL. (1999a) führt zur geologischen Neustrukturierung des gesamten Gebietes der West-Türkei eine neu definierte Nomenklatur - den Anatoliden Gürtel - ein. Anatoliden Gürtel folgt dem Begriff "Anatoliden" von KETIN (1966) und umfasst einen Teil der "türkischen Alpen", der durch Überschiebung der Kykladen Blauschiefer Einheit auf den Anatolischen Mikrokontinent gebildet wurde. RING ET AL. (1999a) schlägt eine Dreiteilung des Anatoliden Gürtels vor.

- 1) Die Izmir-Ankara-Zone und die Lykischen Decken bilden die obere Einheit.
- 2) Die Dilek Decke und die Selçuk Melange bilden die mittlere Einheit.
- 3) Die untere Einheit wird von den Menderes Decken gebildet.

Die obere (1) und die mittlere (2) Einheit können mit den Einheiten der Kykladen-Zone parallelisiert werden (RING ET AL. 1999a; GESSNER 2000).

Die Menderes Decken besitzen in den Kykladen kein Äquivalent (RING ET AL. 1999a, GESSNER 2000). RING ET AL. (1999a) untergliedern die Menderes Decken in 4 Teildecken wie folgt (Abb.1.2):

- a) Die strukturell unterste Decke, die Bayindir Decke, besteht aus Metasedimenten.
- b) Darüber folgt die Bozdag Decke, eine metapeltische Folge mit Amphibolit- und Marmor-Linsen,
- c) eine Proterozoisch/Kambrische Basement-Einheit wird Çine Decke benannt,
- d) der als strukturell oberste Decke die Seimiye Decke, eine metasedimentäre Folge mit Marmor und Kalkschiefer-Einschaltungen folgt.

In der unteren Decke (a) ist nur eine alpine tektonometamorphe Entwicklung ableitbar. In allen weiteren Decken ((b) bis (d)) sind prä-alpine und alpine Ereignisse dokumentiert.

PARTZSCH ET AL. (2001) erklären den geologischen Aufbau des zentralen Menderes Massivs (Ödemis Submassiv) als dreiteiligen Deckenstapel, wobei die letzte Stapelung im Zusammenhang mit der Alpenen Orogenese steht (Abb. 2.3)

Von den Autoren werden die drei Decken wie folgt charakterisiert:

Die strukturell unterste Decke (Salihili-Aydin Decke) wird von graphithaltigen Schiefen dominiert. Untergeordnet treten Quarzite, Metakarbonate und Marmore auf, die durch tektonische Kontakte getrennt sind. Das Wachstum syn- bis postkinematischer Chloritoide weist darauf hin, dass diese Decke nur unter grünschieferfazielle Bedingungen gelangte.

Die strukturell mittlere Decke (Birgi -Tire Decke) ist aus Schiefen, Gneisen und metabasischen Gesteinen aufgebaut. Diese Decke wird durch eine panafrikanische tektonometamorphe Entwicklung charakterisiert, die eklogit- und granulitfazielle Bedingungen erreichte (WARKUS ET AL. 1998). Diese hochgradigen metamorphen Bedingungen wurden danach von granat-amphibolitfaziellen Bedingungen überprägt.

Über der Birgi-Tire Decke tritt die strukturell höchste Decke (Kiraz Decke) auf. Sie besteht aus Phylliten und Marmoren.

In der Nähe der Ortschaft Selçuk (Abb. 2.3) treten über Marmoren Phyllite auf, in denen Metaserpentin-Körper vorkommen. Aufgrund des begrenzten Vorkommens der Metaserpentine in den Phylliten, führen PARTZSCH ET AL. (2001) eine weitere tektonische Einheit -

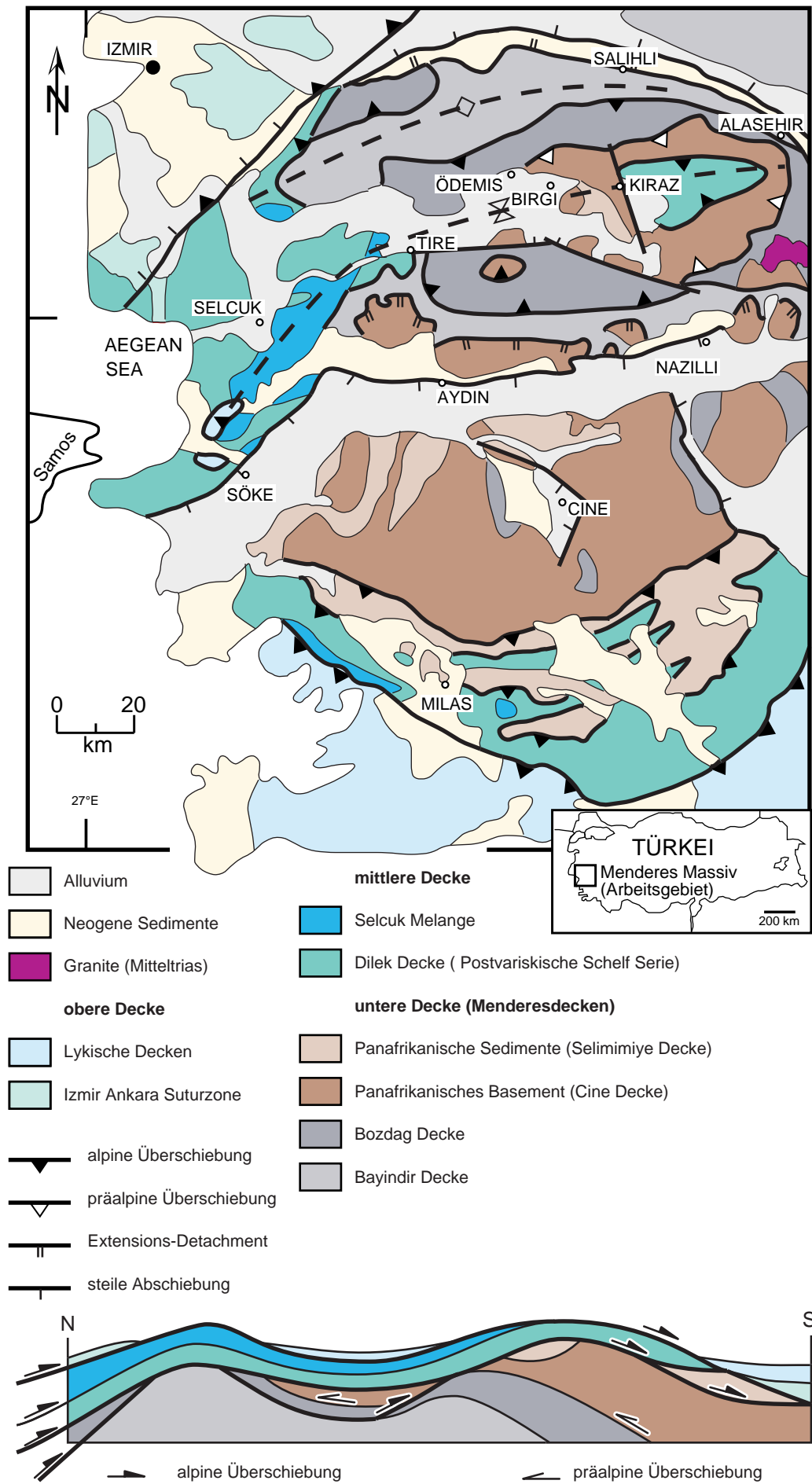


Abb. 1.2 Vereinfachte tektonische Karte des zentralen und südlichen Menderes Massivs mit dem Deckenmodell aus Ring et al. (1999) mit einem schematischen N-S Profil über das zentrale und südliche Menderes Massiv, das den Deckenaufbau nach Ring et al. (1999) veranschaulicht

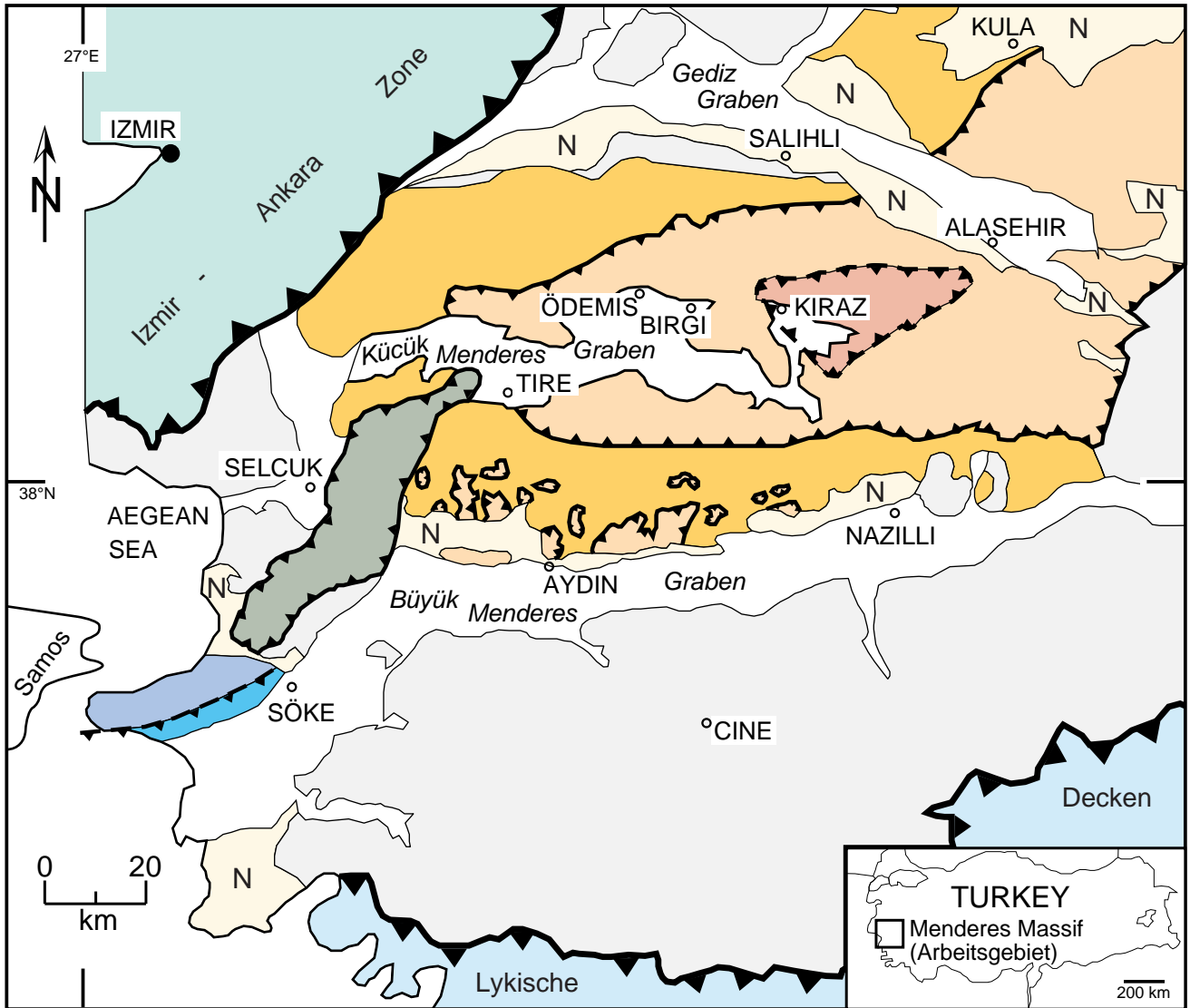
die Selçuk Einheit - ein. Die Autoren folgen ÇANDAN ET AL. (1997), der diese Einheit mit Einheiten der Kykladen parallelisiert.

Die Gesteine der Dilek-Halbinsel (siehe Abb. 2.3) sind nach PARTZSCH ET AL. (2001) durch einen einfachen Alpinen P-T-d-Pfad charakterisiert. Ein Ereignis, das in diesem Gebiet unter blauschieferfaziellen Bedingungen stattfand, besitzt ein Ober-Eozänes (rund 40 Ma) Alter (Ar-Ar an Phengiten; OBERHÄNSLI ET AL. 1998). Diesem Ereignis folgt eine grünschieferfazielle Überprägung. Aufgrund des alpinen Alters des HP-LT Ereignisses wird die Dilek-Halbinsel mit der Entwicklung der Kykladen korreliert.

Zum leichteren Verständnis der Arbeit werden im folgenden die Deckennamen nach PARTZSCH ET AL. (2001) benutzt. Diese Autoren zogen für die Entwicklung ihres Deckenmodells die für diese Arbeit wesentlichen metabasischen Körper mit ihren Hochdruckrelikten hinzu. Nach RING ET AL. (1999a) handelt es sich um Teile der Çine Decke.

Um im weiteren Verlauf der Arbeit die Stellung von Teilen des Menderes Massivs zu diskutieren, folgen hier einige Bemerkungen zur Tethysentwicklung und der Stellung des Menderes Massiv in den paläogeographischen Rekonstruktionen.

Sowohl STAMPFLI (2000) als auch SENGÖR & YILMAZ (1981) zeigen eine Zugehörigkeit des Menderes Massivs zum Kimmerischen Superkontinent, der Teil von Gondwana ist. Der Ozean nördlich des Kimmerischen Superkontinentes wird Paläotethys genannt. Die Paläotethys wird nach STAMPFLI (2000) unter Laurasia subduziert. An der Karbon/Perm Grenze kommt es durch die Bildung und Öffnung der Neotethys im Süden des Kimmerischen Superkontinentes zur Abtrennung von Gondwana. Mit der Schließung der Paläotethys wird der Kimmerische Superkontinent mit Laurasia an der Grenze von mittlerer zu oberer Trias verschweißt. Dieses Ereignis geht mit einer starken magmatischen Aktivität einher. An der Jura/Kreide Grenze wird die Suturzone reaktiviert, die eine Öffnung kleinerer ozeanischer back-arc Becken zur Folge hat, deren Schließung von der Oberkreide bis ins Eozän andauert und durch die heutige Izmir-Ankara Suturzone repräsentiert wird. Diese Auffassung steht nicht im Einklang mit den Untersuchungen von SENGÖR & YILMAZ (1981), die die Izmir-Ankara Zone als Sutur der Neotethys interpretieren. Die Sutur der Neotethys verläuft nach den Rekonstruktionen von STAMPFLI (2000) südlich des Menderes Massivs.



- | | | | |
|------------------------|--|-----------------------------|---|
| Menderes Decken | Dilek Halbinsel | andere Einheiten | Tektonik |
| Kiraz Decke | Marmore frei von Blauschiefern | Selçuk Einheit | Überschiebungskontakt zu externen Einheiten |
| Birgi-Tire Decke | Marmore mit Relikten von Blauschiefern | Einheiten (undifferenziert) | interner Überschiebungskontakt |
| Salihli-Aydin Decke | | | |

(andere Symbole wie in Abb. 1.1)

Abb. 1.3 Vereinfachte tektonische Darstellung des zentralen Menderes Massivs (Ödemiş Submassiv) aus PARTZSCH ET AL. (2001) mit dem von den Autoren beschriebenen Deckenmodell

2. Methoden

Im folgenden Kapitel werden die Methoden, die in dieser Arbeit zur Anwendung gekommen sind, beschrieben. Generellen Bemerkungen zur Probenaufbereitung folgen die angewendeten Methoden Mikrosonde, Kathodolumineszenz und Altersdatierungen mit ihren jeweiligen Auswertungen.

2.1. Probenaufbereitung für Altersdatierungen

Die Probenaufbereitung wurde am IGDL der Universität Göttingen durchgeführt. Die gesäuberten Gesteinsbrocken wurden im Backenbrecher (STURTE-VANT) auf ca. 1cm Korngröße gebrochen, mit der Walzenmühle (HUMBOLD-WEDAG) in mehreren Mahldurchgängen gemahlen und auf die Feinfraktion $< 250\mu\text{m}$ abgeseibt. Anschließend erfolgte eine Voranreicherung der Schwerefraktion auf dem WILFLEY - Nassrütteltisch. Im letzten Schritt der Grobaufbereitung wurde die Probe mit Aceton gewaschen und unter Rotlicht getrocknet.

Die Schweretrennung erfolgte in zwei Schritten. Eine Vortrennung wurde mit Bromoform [CHBr_3] ($\rho = 2,89 \text{ g/cm}^3$, Fa. MERCK) durchgeführt und anschließend die Schwerefraktion $\rho > 3,31 \text{ g/cm}^3$ mittels Dijodmethan [CH_2I_2] ($\rho = 3,31 \text{ g/cm}^3$, Fa. MERCK) gewonnen.

Zur weiteren Voranreicherung der Monazite und Zirkone wurden in mehreren Schritten bei unterschiedlicher Stromstärke und Neigungseinstellung verschiedene dia- und para-magnetische Fraktionen mit dem FRANTZ Magnetscheider (Modell LB-1) getrennt. Aus der diamagnetischen Fraktion (1,8A) der Proben konnten Zirkone gepickt werden. Vor dem Picken wurde die Fraktion nach Korngrößen ($>100\mu\text{m}$, $80-100\mu\text{m}$, $60-80\mu\text{m}$, $45-60\mu\text{m}$ und $< 45\mu\text{m}$) mittels Nylon-Einwegsieben getrennt.

Die Monazitanreicherung war am stärksten in der paramagnetischen Fraktion zwischen 1,0 und 1,8A Magnetstrom.

2.2 Mikrosonde zur Bestimmung der Mineralchemie (außer REE)

2.2.1 Messbedingungen

Die Mineralchemie wurde mit Hilfe von Elektronenstrahlmikrosonden am GFZ Potsdam (Cameca SX 100) und am Naturkundemuseum der HU Berlin (JEOL) bestimmt.

Die Messungen erfolgten bei einer Beschleunigungsspannung von 15 KV und einem Probenstrom von 20 nA. Die Strahldurchmesser wurden auf die entsprechenden Minerale abgestimmt. Granat und Pyroxen wurden mit einem Strahldurchmesser von $2 \mu\text{m}$, Feldspat mit Strahldurchmessern zwischen $10 - 20 \mu\text{m}$ und Glimmer mit $5 \mu\text{m}$ gemessen. Die Daten wurden mittels ZAF-Korrektur bearbeitet. Es wurden für die Standardmessungen künstliche und natürliche Standards verwendet.

2.2.2 Auswertung der Mineralchemie

Zur weiteren Ermittlung der P-T-Bedingungen der untersuchten Proben sind die Computer-Programme THERIAK (DE CAPITANI & BROWN, 1987), DOMINO (DE CAPITANI, 1994), Gibbs Programm 4.7, (SPEAR 1997) und TWQ 2.02 petrogenetic modelling von BERMAN (1996) eingesetzt worden. Erfolgreich konnten die Proben jedoch nur mit dem Programmpaket THERIAK-DOMINO (DE CAPITANI, 1994) untersucht werden.

Eine aktualisierte Version der Datenbank (JUN92) von BERMAN (1988) und die Datenbank (CHM95) von C. MEYRE (1999) wurden für die Berechnungen mit THERIAK und DOMINO eingesetzt.

Die Programme THERIAK und DOMINO berechnen stabile Paragenesen und Phasendiagramme stabiler Paragenesen. Die thermodynamischen Grundlagen bilden die Minimierung der Gibbsschen Freien Energie und die Formulierung von nichtlinearen Lösungsmodellen für dieses Programmpaket (BIINO & DE CAPITANI, 1996). Ein Lösungsmodell beschreibt die Oberfläche der Freien Energie einer Mischung als Funktion von Druck (P), Temperatur (T) und Zusammensetzung (x). Das Lösungsmodell muss die Abweichungen von einer idealen Mischbarkeit berücksichtigen (Margules Parameter) und die thermodynamischen Daten der verschiedenen Endglieder beinhalten. Der Ansatz zur Berechnung von stabilen Paragenesen mittels Minimierung der Gibbsschen Freien Energie und der Formulierung von Lösungsmodellen benötigt die Berechnung der gesamten Freien Energie und deren Ableitungen aller Phasen. Der Vorteil von THERIAK-DOMINO liegt darin, dass eine eindeutige Beziehung zwischen P, T und der Zusammensetzung aller Phasen betrachtet wird, der Nachteil liegt jedoch in der Begrenztheit der heute verfügbaren Datenbanken. Folgt man BIINO & DE CAPITANI (1996), so ist der Ansatz, dem THERIAK-DOMINO folgt, der allgemeingültigere gegenüber demjenigen der konventionellen Thermobarometrie, da von Lösungsmodellen aus Aktivitäten von Endgliedern durch Differentiation berechnet werden können, der umgekehrte Weg (von Aktivitäten aus Lösungsmodelle berechnen) jedoch nicht immer möglich ist.

2.3. Kathodolumineszenz-Aufnahmen

Die KL-Bilder wurden am GFZ-Potsdam an einem Rasterelektronenmikroskop der Firma ZEISS mit einem Probenstrom von 15 KV aufgenommen. (Bearbeiterin: Frau Glenz).

2.4. Altersdatierungen

2.4.1. Altersdatierungen mit Hilfe der Elektronenstrahlmikrosonde

Die U-Th-Pb Datierung von Monaziten mit Hilfe der Mikrosonde konnte in den letzten Jahren erfolgreich an magmatischen und metamorphen Gesteinen angewendet werden und stellt eine schnelle und preiswerte Alternative zu anderen in-situ-Techniken wie der Ionensonde und Laser-Ablation-ICP-MS dar. So können an Einzel-Monaziten mehrere Alter, die in einzelnen Domänen

der Körner gespeichert sind, detektiert werden (SUZUKI & ADACHI 1991, 1994; MONTEL ET AL. 1994, 1996; RHEDE ET AL. 1996, BRAUN ET AL. 1998, COCHERIE ET AL. 1998, CROWLY & GHENT 1999, PAQUETTE ET AL. 1999).

Der wesentliche Vorteil dieser Datierungsmethode beruht in der hohen räumlichen Auflösung der Mikrosonde von $\approx 2 - 3 \mu\text{m}$ im Durchmesser, so dass kleinräumige Informationen wie mit keiner anderen Methode erhalten werden können. Allerdings besitzt die Mikrosonden-Datierung zwei wesentliche Nachteile gegenüber der Ionensonde und der LA-ICP-MS:

- (1) Die Präzision ist um eine 10er Potenz schlechter als bei der Ionensonde und LA-ICP-MS. Gewöhnliche Fehler liegen in Abhängigkeit der radiogenen Pb-Konzentration zwischen ± 20 bis zu ± 50 Ma Jahren. Da die radiogenen ^{208}Pb -Isotope aus dem Zerfall von ^{232}Th entstehen, können Proben mit Altern jünger als 100 Ma nur bei höheren Th-Gehalten präzise Alter liefern.
- (2) Die Annahme eines geschlossenen Systems bezüglich der Zu- und Abfuhr von U, Th und Pb kann nicht überprüft werden. Das heißt, es lässt sich nicht nachweisen, ob es sich bei den einzelnen Domänen um konkordante oder diskordante Datenpunkte handeln würde.

Insofern kann das Anwendungsgebiet der Mikrosonden-Datierung auf folgenden Forschungsfeldern gesehen werden:

Die Datierung von Gesteinen unbekanntes Alters kann schnell und im Überblick über mögliche Alterspopulationen erfolgen, welche die Grundlage für weitere und detaillierte isotopen-geochemischen Untersuchungen sein können.

Die Methode lässt Untersuchungen zu kompositionellen und räumlichen Altersheterogenitäten in Monazit-Einzelkristallen zu. Wie Zirkon kann Monazit unterschiedliche Domänen zeigen, die während unterschiedlicher magmatischer bzw. metamorpher Prozesse entstanden sind und einen signifikanten Unterschied in der U-Th-Pb-Zusammensetzung und im Alter abbilden.

Des Weiteren muss bei der Auswertung die Anfälligkeit des Monazits gegenüber hydrothermalen Fluiden, die Pb aus dem Monazit-Kristall lösen und die U-Th-Pb-Systematik stören können, in Betracht gezogen werden (POITRASSON ET AL. 1996, TEUFEL & HEINRICH, 1997).

2.4.1.1 Modelle der Altersberechnung

In der Literatur werden im wesentlichen drei unterschiedliche Möglichkeiten beschrieben, wie aus den mit der Mikrosonde gemessenen U-, Th- und Pb-Konzentrationen Alter errechnet werden können.

Nach MONTEL ET AL. (1994) werden für jede Einzelmessung die Vertrauensbereiche für U, Th und Pb bestimmt und ein Alter mit dem dazugehörigen Fehler berechnet, in dem die jeweiligen Th-Pb- und U-Pb-Verhältnisse in die Altersgleichung eingesetzt und diese aufgelöst wird. Im Anschluss erfolgt eine statistische Berechnung der verschiedenen Alterspopulationen. Die Darstellung der Einzel-Ergebnisse erfolgt in Form eines gewichteten Histogramms.

SUZUKI & ADACHI (1991) ermitteln das Alter, in dem die gemessene U-Konzentration in ein Th-Äquivalent (Th*) umgewandelt wird, so dass die U-Th-Pb Beziehung im Monazit als Funktion von PbO und einem errechneten ThO₂ beschrieben werden kann. Die Altersgleichung kann dann über die ThO₂- und PbO-Verhältnisse aufgelöst werden. Aufgrund der Rückführung auf ein Isotopensystem (²³²Th - ²⁰⁸Pb) können die Ergebnisse in einem Isochronen-Diagramm dargestellt werden. Unterschiedliche U- und Th Konzentrationen in individuellen Bereichen eines Korns oder einer Körnerpopulation liegen bei gleichen nicht radiogen gebildeten Pb-Anteilen (gewöhnliches Pb) auf einer Isochronengeraden im PbO-ThO₂*-Diagramm. Der Anstieg der Geraden ist proportional zum Alter.

Bei der Fehlerberechnung wird nur auf einen analytischen Fehler eingegangen jedoch nicht für jeden Messpunkt ein Fehler errechnet.

RHEDE ET AL. (1996) stellen eine dreidimensionale Methode der Berechnung vor. Das errechnete Alter kann als Ebene im ThO₂-PbO-UO₂-Raum abgebildet werden und stellt die 'best-fitt-ebene dar, die den Anstieg der Schnittgeraden in den ThO₂-PbO und UO₂-PbO-Koordinatenprojektionen und den Parametern mit ihren Fehlern liefert.

Diese Methode eignet sich im besonderen zur Altersbestimmung bei Anwendung unterschiedlicher Th- oder U-haltiger Minerale wie Monazit, Xenotim und Uraninit bzw. bei großen Variationen in den Konzentrationen von Th, U und Pb bei den Einzelaltern.

In der hier vorliegenden Arbeit ist die Methode nach MONTEL ET AL. (1994, 1996), (s.u.) zur Anwendung gekommen. Das wesentliche Auswahlkriterium zwischen den drei beschriebenen Methoden stellt die unabhängige Berechnung eines Fehlers für jedes Einzel-Alter dar. Deshalb wurde die Methode von Suzuki und Adachi hier nicht benutzt. Die Methode nach RHEDE ET AL. (1996) kam ebenfalls nicht zur Anwendung, da die Konzentrations-Unterschiede in den jeweiligen Th- und U-Konzentrationen zu gering waren, als dass eine Ebene im Raum hätte berechnet werden können.

2.4.1.2 Die Meßmethode MONTEL

2.4.1.2.1 Theoretischer Hintergrund

Die Methode nach MONTEL ET AL.(1994, 1996) beruht auf der Messung der U-Th-Pb-Konzentrationen in einem Monazit-Kristall und der Berechnung eines Alters (τ) durch Lösen der Gleichung:

$$Pb = \frac{Th}{232} [\exp(\lambda^{232} \tau) - 1]^{208} + \frac{U}{238,04} 0,9928 [\exp(\lambda^{238} \tau) - 1]^{206} + \frac{U}{238,04} 0,0072 [\exp(\lambda^{235} \tau) - 1]^{207}$$

U, Th und Pb sind die gemessenen Konzentrationen der Elemente in ppm, λ^{232} , λ^{235} , λ^{238} sind die radioaktiven Zerfallskonstanten von ^{232}Th , ^{235}U und ^{238}U .

Monazit baut sehr große Mengen an Th (3 - 15 wt%, z. T. bis zu 25 wt%) und U (einige Hundert ppm bis zu 5 wt%) in sein Gitter ein, so dass schon nach weniger als 100 Ma Pb-Konzentrationen entstanden sind, die mit der Mikrosonde präzise detektiert werden können.

MONTEL ET AL. (1994) gibt folgende Bedingungen an, unter denen ein errechnetes Alter eine geologische Bedeutung besitzt.

- (1) Die Gehalte an ^{204}Pb (gewöhnliches Pb) sind vernachlässigbar. Nach PARRISH (1990) wird weniger als 1ppm an gewöhnlichem Pb in das Monazit-Gitter eingebaut.
- (2) Es wird von einem 'geschlossenen System' ausgegangen. Monazit zeigt im allgemeinen ein konkordantes Verhalten im $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ Diagramm (Concordia-Diagramm) (z. B. PARRISH 1990). Daraus kann für das U-Pb System im Monazit gefolgert werden, dass es entweder vollständig rückgesetzt oder unbeeinflusst von weiteren geologischen Ereignissen ist.

Die Erkenntnisse über das Verhalten des Th-Pb-Systems, welches bei der chemischen Altersdatierung eine Hauptrolle spielt, sind in der konventionellen Altersdatierung noch nicht soweit fortgeschritten als das der partielle Pb-Verlust im Monazit ausgeschlossen werden könnte. Insofern sind Alter ohne jedwede Relevanz nicht wahrscheinlich jedoch nicht völlig auszuschließen.

2.4.1.2.2 Probenpräparation

In der hier vorliegenden Arbeit sind zwei verschiedene Arten von Proben zur chemischen Datierung genutzt worden.

Zum einen sind polierte Dünnschliffe hergestellt worden. Der wesentliche Vorteil der polierten Dünnschliffe liegt in der Möglichkeit, die petrographische Position der einzelnen Monazit-Kristalle zu bestimmen. Diese kann sich als sehr hilfreich bei der Interpretation der Alter - bzw. Altersdomänen im Hinblick auf die metamorphe und/oder strukturelle Entwicklung erweisen. Der Nachteil der Dünnschliffe liegt in der z. T. schwierigen Identifizierung der Monazite im optischen Bild. Deshalb wurden die meisten analysierten Monazite über Lumineszenz identifiziert.

Zum anderen ist ein poliertes Körnerpräparat aus handgepickten Monaziten hergestellt worden. Der Vorteil des Körnerpräparates liegt in der raschen Lokation der Monazite und der großen Anzahl von Mineralkörnern, so dass die Messungen sehr schnell durchgeführt werden können. Außerdem wird beim Körnerpräparat in Abhängigkeit von der aufbereiteten Probenmenge eine größere Volumeneinheit des zu untersuchenden Gesteins statistisch beprobt. Der Nachteil eines Körnerpräparates ist in der fehlenden petrographischen Position der gemessenen Monazite zu sehen.

2.4.1.2.3 Analytische Bedingungen

Die Messungen wurden am GFZ Potsdam an einer Elektronenstrahlmikrosonde der Firma Cameca SX 50 durchgeführt. Als Messbedingungen wurden eine Beschleunigungsspannung von 20 kV und ein Probenstrom von 40 - 60 nA bei einem Strahldurchmesser von ca. 2 μm eingestellt. Für die Messungen wurden folgende Linien ausgewählt:

Th-M α 1, U-M β 1 und Pb-M β 1.

Die Zählzeiten für Th und U lagen bei 200s für den Peak und 200s (100s, 100s) für den Untergrund, bei Pb wurden 300s auf dem Peak und 300s (150s, 150s) auf dem Untergrund gemessen. Als Standards wurden der SRM 610- (ca. 450 ppm U, Th, Pb) und der BRF2b-Standard (ca. 0.3 wt% ThO₂, UO₂, 0,05 wt% PbO) benutzt.

Der Meßfehler liegt für ThO₂, UO₂ bei 200 ppm und für PbO bei 150 ppm.

2.4.1.2.4 Auswertung

Eine große Anzahl an Altersdaten kann in einem Dünnschliff erhalten werden. Da der Fehler jeder Einzelmessung relativ groß ist, schlagen MONTEL ET AL. (1996) anstelle eines Histogramms und der Darstellung jeder Einzelmessung als Punkt die Darstellung einer glockenförmigen Wahrscheinlichkeitskurve, die durch das Alter und die Standardabweichung definiert ist, vor. Eine gewichtete Histogramm-Darstellung wird dann durch die Summenkurve aller einzelnen Wahrscheinlichkeitskurven präsentiert. Diese Darstellung erlaubt eine Visualisierung, ob es sich um eine oder mehrere Altersdomänen handelt.

Um die Präzision der Einzeldaten zu überprüfen und um festzustellen, ob es sich um eine bzw. um mehrere Alterspopulationen handelt, wird eine statistische Prozedur notwendig. In dieser Arbeit ist die von MONTEL ET AL. (1996) vorgeschlagene statistische Auswerteprozedur benutzt worden. Dafür wurde die von Montel entwickelte Auswertesoftware angewendet.

Die von MONTEL ET AL. (1996) vorgeschlagene Methode beruht auf dem Konzept der Kleinsten Quadrate, weil ein geologisches Modell mit den Daten verglichen werden soll.

Für eine Alterspopulation, die von einer Probe bzw. einem Dünnschliff erhalten worden ist, ist die einfachste Annahme, dass alle analysierten Domänen zu einer bestimmten Zeit τ entstanden oder rückgesetzt sind. Die Methode der Kleinsten Quadrate gibt dann die beste Schätzung für τ und ein Konfidenzintervall $\pm 2 \sigma \tau$ an. Es kann danach abgeschätzt werden, bis zu welchem

Ausmaß das Modell durch die Daten erfüllt wird, indem ein numerischer Parameter, MSWD (mean square weighted deviation), errechnet wird. Zudem wird ein χ^2 -Test im 5 % Konfidenzintervall durchgeführt, ob die Schätzung angenommen oder abgelehnt werden kann. Der χ^2 -Test liefert nur dann eine eindeutige Antwort, wenn er negativ ist (hohe MSWD). Ein positiver Test (niedrige MSWD) bedeutet nicht zwingend, dass das erwartete Modell korrekt ist. Es bedeutet, daß keine statistischen Einwände existieren, das Modell abzulehnen.

Wird das Modell mit einem Altersereignis abgelehnt, muss ein anderes erwartet werden. Die nächste Annahme wäre der Fall mit zwei geologischen Altern zu den Zeitpunkten τ_1 und τ_2 , wobei jedes τ eine gewisse Anzahl von Einzelaltern beinhaltet. MONTEL ET AL. (1996) beschreiben wie mit der Methode der kleinsten Quadrate in diesem Fall verfahren wird. Die Methode lässt sich auf drei und mehr Populationen anwenden, wenn ein Modell mit zwei geologischen Altern abgelehnt werden muss.

Zu dem globalen Modell wird während der Prozedur auch die Qualität der Einzelpopulationen mit Hilfe des χ^2 -Test überprüft.

Die statistische Prozedur bietet eine gute Basis, die Ergebnisse der Mikrosonden-Datierung zu diskutieren. Jedoch sollte sie mit anderen Daten kombiniert werden, um zu einer geologischen Schlussfolgerung zu gelangen.

Das wären:

- die Altersverteilungen in den gewichteten Histogrammen
- die Beziehung der Alters-Populationen im geologischen Kontext (z. B. Kern-Rand-Beziehungen)
- die petrographische Position jedes Einzel-Kristalls
- die mögliche, relative Bedeutung jeder Einzelpopulation.

2.4.2 Pb-Pb Datierungen

Zur Überprüfung der chemischen Datierungen wurden an der TU Bergakademie Freiberg von Frau Dr. Tichomirowa an Zirkonen mittels Pb-Pb Evaporationsmethode nach KOBER (1986 und 1987) Alter bestimmt. Hierbei werden über verschiedene Temperaturschritte Zirkonkristalle verdampft und über eine Doppel-Filament Anordnung die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Isotope mit einem Feststoffmassenspektrometer bestimmt.

3. Petrographie/Petrologie

In diesem Kapitel erfolgt eine Beschreibung der drei bearbeiteten Lokalitäten mit Hochdruckrelikten aus dem zentralen Menderes Massiv. Die Beschreibung umfasst makroskopische als auch mikroskopische Beobachtungen sowie mineralchemische Untersuchungen verbunden mit möglichen Druck- und Temperaturabschätzungen für die beschriebenen Gesteine. Am Ende des Kapitels werden die hier präsentierten Ergebnisse diskutiert.

In dieser Arbeit werden die Mineralabkürzungen nach KRETZ (1983) und die Erweiterungen nach BUCHER & FREY (1994) benutzt. Die Datentabellen befinden sich im Anhang. Die im Anschluss besprochenen Arbeitsgebiete sind in Tafel 1 Abb. 1 dargestellt.

In Tabelle 3.1. ist der Mineralbestand der Proben aus den drei Arbeitsgebieten aufgeführt.

3.1. Sirinçe

In der Nähe der türkischen Westküste in den Gebieten zwischen Tire und Selçuk (Tafel 1 Abb. 1) existieren mafische Gesteine, die zu einer Olistostrom/Melange-Einheit gehören (ERDOGAN & GÜNGÖR, 1992). Diese Meta-Olistostrom-Einheit stellt die heute strukturell höchst gelegene Einheit des Menderes Massivs dar (PARTZSCH ET AL. 2001). Nach diesen Autoren bildet dieser Meta-Olistostrom die Selçuk Einheit.

Die Matrix wird von Phyllosilikaten, Graphit, Feldspat und Quarz dominiert. Die Matrix des Olistostroms zeigt eine straffe Foliation, die hauptsächlich von Phyllosilikaten, Graphit und Quarzbändern aufgebaut wird. Die Phyllosilikate werden überwiegend von Muskovit und untergeordnet von Chlorit repräsentiert. (Tafel 3, Abb. 1). Die polykristallinen Quarz-Aggregate sind wahrscheinlich während einer Subkorn-Rotation kristallisiert (PASSCHIER & TOUW, 1996, S.39). Zudem wird das Gefüge durch Feldspat- bzw. Calcit-Klasten charakterisiert, die reliktsch ältere Deformationsstrukturen beinhalten. Graphitschlieren zeichnen ältere Rotationsgefüge und Schieferungen nach, die nicht mit dem jetzigen Gefüge in Einklang gebracht werden können. Klasten, die sich innerhalb der Phyllosilikatbänder befinden, zeigen Rotationsgefüge. Klasten, die am Rande dieser Bänder plaziert sind, zeigen Scherung und Subkornbildung, die dem Bewegungssinn der Phyllosilikatbänder entsprechen.

In der Matrix wurden keine Hinweise auf Hochdruckparagenesen beobachtet.

Die Matrix des Olistostroms umschließt lithologisch unterschiedliche Blöcke. Die Größe der Blöcke liegt im halben Meter- bis Zehner-Meterbereich. Es kommen Glimmerschiefer, Smaragdit-Gabbros, Meta-Serpentinite, Quarzeklogite und quarzfreie Eklogite als Blöcke in der vorher beschriebenen Matrix vor. Im weiteren Verlauf dieser Arbeit wird nur auf die quarzfreien Eklogit-Blöcke Bezug genommen, die anhand einer repräsentativen Probe (09/161095) beschrieben und besprochen werden.

Tab. 3.1 Mineralbestand der Proben, die in diesem Kapitel behandelt werden. Die Numerierung der Arbeitsgebiete entspricht denen von Abb. . Die Symbole entsprechen: xx = Hauptgemengteil (> 10%), x = Nebengemengteil (10 – 1%), o = akzessorisch (< 1%) und – nicht beobachtet.

Arbeitsgebiet Lokalität	1 Sirinçe	2 Birgi	2 Birgi	2 Tire	2 Tire	3 Kiraz	3 Kiraz
Probe	Eklogit	Korona- Metagabbro	Korona- Metagabbro (Mylonit)	eklogitischer Metagabbro	Metasediment	eklogitischer Metagabbro	Eklogit
Mineral							
Amphibol	xx	x	x	xx	-	xx	xx
Apatit	-	o	-	-	-	-	-
Augit	-	x	-	-	-	-	-
Biotit	-	x	x	xx	xx	x	-
Chlorit	o	-	-	x	x	o	-
Epidot	o	-	-	-	-	-	-
Granat	xx	x	x	xx	xx	xx	xx
Ilmenit	-	xx	xx	x	-	x	x
K-Hellglimmer	-	-	-	x	x	x	-
Monazit	-	-	-	-	o	-	-
Olivin	-	o	-	-	-	-	-
Omphazit	xx	-	-	xx	-	xx	xx
Orthopyroxen	-	x	x	-	-	o	-
Plagioklas	x	xx	xx	xx	xx	xx	xx
Quarz	-	x	xx	xx	xx	xx	x
Rutil	xx	-	-	x	o	x	x
Titanit	xx	-	-	o	-	-	-
Turmalin	-	-	-	-	o	-	-
Zirkon	o	o	o	o	o	-	-
Zoisit/ Clinozoisit	xx	o?	o?	o	-	o	

Die massigen, quarzfreien Eklogit-Blöcke sind mittel- bis feinkörnig und enthalten als Hauptgemengteile Omphazit, Granat, Zoisit und Amphibol. Untergeordnet treten Rutil, Titanit, Epidot und Chlorit auf.

Hypidiomorphe Omphazite, hypidiomorphe bis idiomorphe Amphibole sowie idiomorphe Granat- und Zoisitkristalle stellen die texturbestimmenden Minerale dar.

Die hypidiomorphen Omphazite (cpx 2) und Omphazit-Einschlüsse (cpx2) in gering retromorphen Granaten bestehen aus 23 bis 33% Jd-Komponente. Zudem existiert eine weitere Generation Omphazit (cpx1) anderer Zusammensetzung als Einschlüsse in Amphibolen. Diese Einschlüsse zeigen Zusammensetzungen bis zu 40% Jd. In Abb. 3.1 ist die Zusammensetzung der Klinopyroxene dargestellt.

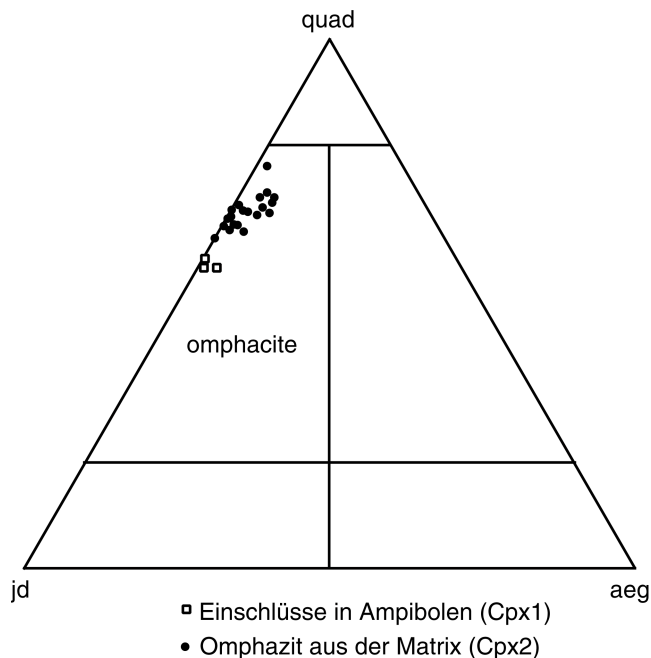


Abb. 3.1: Zusammensetzung der Pyroxene in 09/161095 in einem Klassifikationsdiagramm nach Morimoto (1988)

Die Unterschiede in den Jd-Gehalten der Omphazite (cpx1 und cpx2) können über unterschiedliche Mineralreaktionen, die zur Omphazitbildung führten, erklärt werden. Es besteht die Möglichkeit, dass es sich bei cpx1 um ein Reaktionsrelikt handelt, das aus der Tremolitbildung hervorgegangen ist. Aufgrund des Vorkommens von Cpx1 als Einschlüsse in den Amphibolen, lassen sich die ursprünglichen Paragenesen und Bildungsreaktionen nicht mehr rekonstruieren.

Deutlich wird aus dem Vorkommen von Cpx1 als Einschlüsse in den Amphibolen im Gegensatz zu Cpx2 als Einschlüsse in den Atollgranaten bzw. als Matrixminerale, dass für die Bildung von Cpx1 und Cpx2 unterschiedliche Bedingungen angenommen werden können.

Die idiomorphen, langprismatischen Amphibole mit Jd-reichen Omphazit-Einschlüssen zeigen eine klare chemische Zonierung. Von einer eher tremolitischen Zusammensetzung der Kerne zeigen die Ränder der Amphibole eine eher edenitische Zusammensetzung, was höhere Drücke impliziert (POLI, 1983). Die chemische Zonierung der Amphibole kann über eine tremolit- und albitkonsumierende Reaktion, bei der Edenit und Quarz entsteht erklärt, werden. Allerdings müssen zusätzlich noch quarzkonsumierende Reaktionen auftreten, da die Gesteine quarzfrei sind. Diese Reaktion findet beim Übergang von grünschieferfaziellen zu amphibolitfaziellen Bedingungen statt.

Die Zusammensetzung der Amphibole ist in Abb. 3.2 dargestellt. Ein Dünnschliffphoto in Tafel 4 Abb. 1 zeigt die Amphibole mit den Jd-reichen Omphazit-einschlüssen.

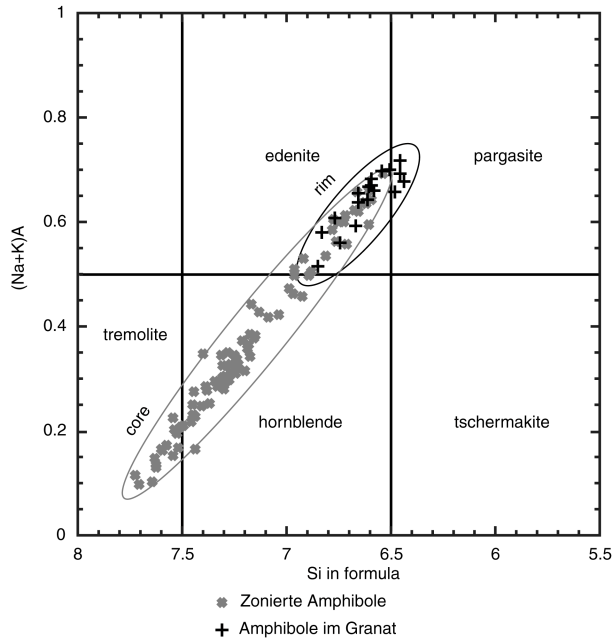


Abb. 3.2 Zusammensetzung der Amphibole in 09/161095 in einem Klassifikationsdiagramm nach LEAKE ET AL. (1979)

Die untersuchten Granate lassen sich in

- a) Atollgranate und
- b) idiomorphe, klare Granat-Kristalle mit einigen Zoisit- und Rutileinschlüssen unterteilen.

Die Atollgranate sind im allgemeinen idiomorph in ihren inneren und äußeren Rändern. Sie zeigen Pseudomorphosen von Klinopyroxen und Plagioklas nach Granat sowie Pseudomorphosen von Amphibol nach Granat auf (Tafel 3, Abb. 2)

ARENAS ET AL. (1997) beschreiben ähnliche Erscheinungen in Atollgranaten als wabenförmige Textur. Dabei soll diese auf dem prograden Granatwachstumsweg auf Kosten vorher existierender Minerale durch eine Segregation von Reaktions-Koronen entstanden sein.

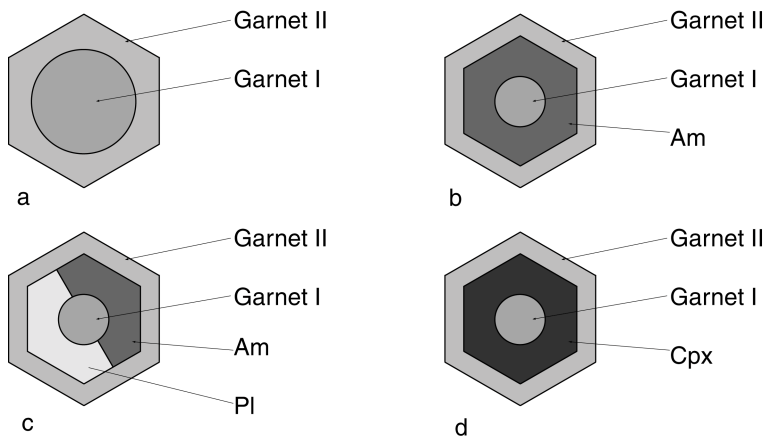


Abb. 3.3 Skizze aller beobachteten Kombinationen von Granat-Wachstum der Atollgranate. Der Granat in a) entspricht dem Messprofil in Abb. 3.4

In Abb. 3.3 sind alle beobachteten Kombinationen von Granat-Wachstum und ihren Pseudomorphosen nach Granat skizziert.

Die Granat-Kerne (grt 1) zeigen vom Kern zum Rand eine prograde Entwicklung mit einer glockenverteilten Spessartin-Komponente bis zu 30 mol% Spessartin und zunehmenden Almandin- (von 50 mol% im Kern bis 70 mol% Rand) und Pyrop-Komponenten (von 4 mol% im Kern bis 9 mol% am

Rand). Die GAU-Komponente (Grossular, Andradit Uvarowit) liegt zwischen 12 mol% und 18 mol%. Solche Zonierungen werden im allgemeinen als Wachstumszonierungen interpretiert (HOLLISTER 1966; TRACY 1982, FROST & TRACY, 1991).

Die Granat-Ränder (grt 2) mit der Zusammensetzung $\text{Almandin}_{43-49} - \text{GAU}_{31-35} - \text{Pyrop}_5 - \text{Spessartin}_{12-18}$ zeigen gegenüber den Rändern von grt 1 ($\text{Almandin}_{68} - \text{GAU}_{17} - \text{Pyrop}_8 - \text{Spessartin}_8$) deutlich geringere Fe-Werte und mehr Ca (Abb. 3.3)

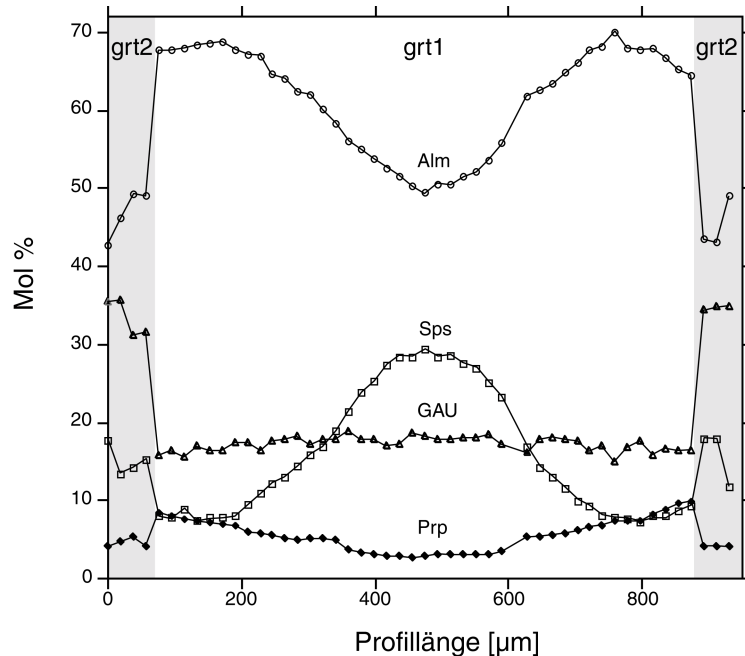


Abb. 3.4 Zusammensetzung der Mineralchemie der Granate in 09/161095. Das Profil entspricht der Zusammensetzung in 3.3a

Die idiomorphen Granate zeigen dieselbe Zusammensetzung wie die Atollgranate. Es können Granat-Kerne (grt 1) und ein idiomorpher Granatsaum (grt2) unterschieden werden, welche die gleichen Zonierungsmuster wie die Atollgranate zeigen. In einem Dünnschliffphoto sind die idiomorphen Granate in Tafel 4 Abb. 1 dargestellt.

Konventionelle Thermobarometrie konnte an diesen Proben nicht angewendet werden, da in den petrologischen Experimenten und Datenbanken Granat-Zusammensetzungen mit so hohen Mn-Gehalten nicht realisiert sind. Zudem kann aufgrund des fehlenden Quarzes kein Barometer gerechnet werden. Die Ergebnisse, die mit dem Programmpaket THERIAK DOMINO erzielt wurden, waren ohne jedwede Relevanz, was auf das Fehlen von Quarz in den Proben und das Fehlen von Mn für die Granatzusammensetzungen in den Datenbanken zurückzuführen ist.

Aus der Zusammensetzung der Eklogite kann folgende polyphase Entwicklung abgeleitet werden. Eine erste prograde Entwicklung beginnt bei Temperaturen um rund 200 °C (mdl. Mitteilung A. Feenstra), was durch die Mn-Glockenverteilung im Granat belegt wird. Auf dem prograden Metamorphosepfad durchläuft das Gestein einen Temperatur- und Druckanstieg bis zu eklogitfaziellen Bedingungen. Diese Bedingungen werden durch die Rand-Zusammensetzung der Granat-Kerne (grt 1) ($\text{Almandin}_{68} - \text{Grossular}_{15} - \text{Pyrop}_9 - \text{Spessartin}_8$) und die Zusammensetzung der Omphazit-Einschlüsse ($\text{Jd} = 40\%$) in den Amphibolen sowie den Zoisit- und Rutil-Einschlüssen in den idiomorphen Granaten repräsentiert.

Danach kommt es zu einer Dekompression, die sich in der tremolitischen Zusammensetzung der Amphibole widerspiegelt. Gefolgt wird die Dekompression von einer erneuten Druck- und Temperaturerhöhung, die jedoch nicht die P-T Maxima des ersten Ereignisses erreichen. Repräsentiert

wird diese Paragenese durch die Zusammensetzung der Granat-Ränder (grt 2) ($\text{Almandin}_{48}\text{Grossular}_{29}\text{Pyrop}_9\text{Spessartin}_{17}$) der Omphazite in der Matrix der Eklogit-Blöcke (Jd_{23-36}), sowie der Zoisit- und Rutil-Kristalle. Diesen Druck-Temperatur-Bedingungen folgt eine Retromorphose, die durch die Umwandlung der Edenite in Hornblende und die äußerste Granat-Randzusammensetzung (Rand von grt 2) repräsentiert wird.

3.2. Birgi - Tire Region

3.2.1. Geländebeobachtungen

Die Aufschlüsse aus der Birgi - Tire Region sind Bestandteil der nach PARTZSCH ET AL. (2001) strukturell mittleren Decke (Birgi-Tire Decke).

In der Birgi-Tire-Region sind Augengneise, Metasedimente und Metagabbros aufgeschlossen. Außerdem kommen Granulite und Migmatite vor, die von ÇANDAN ET AL. (1994) und ÇETIKAPLAN (1995) beschrieben wurden.

Im Arbeitsgebiet kann die Deformationsgeschichte in den Metasedimenten und Augengneisen nachvollzogen werden. Der Kontakt zwischen Augengneisen, Metasedimenten und Metagabbro ist tektonisch und während einer ersten Deformation (D1 = Verschuppung) entstanden.

Ein zweites Deformationsereignis (D2) wird durch isoklinale Falten charakterisiert, die eine Foliation S2, die Achsenflächen-Schieferung, produzieren. Auf dieser Fläche ist ein Schnittlinear (L2) von Biotit mit der Schieferungsfläche ausgebildet, das parallel zu den D2 Faltenachsen verläuft.

Schersinnindikatoren der 2. Deformation weisen auf eine nach Norden gerichtete Bewegung hin. Die Strukturelemente von D2 werden während einer 3. Deformation wieder gefaltet, wodurch enge bis isoklinale Falten entstehen, die jedoch keine Hauptschieferung produzieren. Die Faltenachsen des 2. und 3. Deformationsereignisses verlaufen im Arbeitsgebiet parallel.

In einer 4. Deformation werden alle vorher gebildeten Gefüge offen überfaltet.

Die Faltenachsen dieser Deformation verlaufen ebenfalls parallel zu denen von D2 und D3.

Die Deformationsphasen D2 bis D4 fanden im duktilen Bereich statt, während ein 5. Ereignis das gesamte Gefüge bruchhaft zerlegt (PARTZSCH ET AL. 1997, 2001; WARKUS ET AL. 1998) (Tafel 4 Abb. 2).

Das Deformationsverhalten der größeren Metagabbro-Körper (>10m) unterscheidet sich aufgrund rheologischer Unterschiede stark von dem der Metasedimente und Augengneise. Die Metagabbro-Körper zeigen häufig stark deformierte Ränder, schwach deformierte Übergangsbereiche und nahezu undeformierte Zentren. Diese strukturell unterschiedlichen Bereiche werden auch durch unterschiedliche Mineralparagenesen charakterisiert (OBERHÄNSLI ET AL. 1997).

Der zentrale, undeformierte Bereich der Metagabbrokörper zeigt magmatische Minerale und Gefüge. Daneben treten um Minerale Koronen auf, die nur im Zentrum der Körper erhalten geblieben sind, wohingegen Relikte einer eklogitfaziellen Metamorphose in den Übergangsbereichen auftreten. Die stark gescherten Ränder zeichnen sich durch eine Granat-Amphibolit Paragenese aus.

Starke Scherbewegungen innerhalb einiger Metagabbro-Körper führten zur Mylonitisierung der Körper. In diesen Myloniten konnten die ehemaligen Zentren der Metagabbro-Körper mit ihren Korona-Gefügen nur noch als Relikte identifiziert werden.

Nachfolgend werden repräsentative Proben für die unterschiedlichen Bereiche aus den Metagabbro-Körpern vorgestellt und bearbeitet.

3.2.2 Metabasite

3.2.2.1 Metagabbro - aus den undeformierten zentralen Bereichen der Körper - Birgi - 01/311095

In allen Proben bilden Plagioklas, Orthopyroxen und Ilmenit die Hauptbestandteile. Untergeordnet treten Augit, Olivin, Granat, Quarz, Amphibol, omphazitischer Klinopyroxen, Apatit, Zoisit (nicht eindeutig bestimmt siehe folgender Text) und Biotit auf (Tab. 3.1).

Plagioklas, Orthopyroxen und Ilmenit zeigen noch ein magmatisch granoblastisches Gefüge. Um Ilmenit, Augit und Orthopyroxen sind Koronen gewachsen. Um Orthopyroxen (1 - 4 mm Länge) existieren Quarz-Amphibol- bzw Quarz-Granat-Koronen (Tafel 5 Abb. 1). Ilmenit wird von Granat-Koronen umschlossen. Die Amphibole (Am 1) der Koronen weisen eine tschermakitische bis Fe-tschermakitische Zusammensetzung auf. Die Granate der Koronen haben die Zusammensetzung $Alm_{58} Grs_{24} Prp_{16} Sps_2$. Um die Augite (Cpx1) (Durchmesser rund 0.5 mm), die als kleine Aggregate in den Plagioklasen vorkommen, ist koronar ein ompazitischer Klinopyroxen (Cpx 2) ($Jd_{25} - 27$) gewachsen.

Die Plagioklase besitzen die Zusammensetzung An_{45-48} und weisen keine eindeutigen Zerfallsprodukte auf. In einigen Bereichen konnten winzige Nadelchen hochlichtbrechender Minerale beobachtet werden. Dabei könnte es sich entweder um Zoisite/Disthen oder um Fe-Spinelle handeln. Von CANDAN ET AL. (2001) werden diese Nadelchen als Zoistite beschrieben.

Die geringe Beeinflussung/Umwandlung der Feldspäte wird als Indiz für einen schnellen Wechsel der metamorphen Bedingungen von Ungleichgewichtsbedingungen, die durch die Koronastrukturen repräsentiert werden, zu Gleichgewichtsbedingungen angesehen.

Die textuell identifizierten magmatischen Orthopyroxene gehören zur Enstatit - Ferrosilit Reihe und zeigen durchschnittliche Zusammensetzungen von $x_{Mg} = 0.82$. Granulitfazielle Orthopyroxene (höhere Al-gehalte) konnten nicht gefunden werden.

3.2.2.2 Birgi - Mylonit (03/301095) *mylonitisierter Korona-Metagabbro*

Plagioklas, Orthopyroxen und Ilmenit stellen die Hauptgemengteile dieses Gesteins dar. Als Nebengemengteile treten Biotit, Granat, Amphibol und Quarz auf.

Die Plagioklase bilden eine feinkörnige Matrix, die die Orthopyroxene, die als Klasten in diesem Gefüge vorkommen, umfließen. Die Orthopyroxen-Klasten besitzen Quarz-Amphibol-Koronen. Den Protolith des Mylonit stellt wahrscheinlich der oben beschriebene Korona-Metagabbro dar. Die Amphibol-Quarz-Koronen um die Orthopyroxene sind ein Argument für diese Annahme.

Ilmenit ist ebenfalls in die Foliation eingeregelt und wird von Biotit umwachsen. An einigen Stellen im Schliff konnten idiomorphe Granate, die an den Korngrenzen zu den Biotitleisten wachsen, beobachtet werden. (Tafel 5 Abb. 2)

3.2.2.3 Eklogitischer Metagabbro (als repräsentatives Beispiel 01/181095)

Übergangsbereich zwischen undeformierten Zentren und stark deformierten Randbereichen der Metagabbrokörper - Tiro

Hauptbestandteile dieses Gesteins bilden Granat, Rutil, Amphibol, Plagioklas, Klinopyroxen und Ilmenit. Untergeordnet treten Titanit, Biotit und Muskowit auf.

Das Gefüge der eklogitischen Metagabbros wird überwiegend durch die Symplektite und hypidiomorphem Granat repräsentiert. Teilweise konnten zwischen den Symplektiten schwach grüne, idiomorphe Klinopyroxene (Cpx 2) beobachtet werden (Tafel 6 Abb. 1). Das Gefüge wird zudem noch durch die dispers verteilten Ilmenite charakterisiert, die randlich von Rutil umgeben werden oder zum Teil Anwachsäume von Titanit besitzen. Rutil wird entweder von Ilmenit oder von Titanit umwachsen. Aus den oben beschriebenen Beziehungen, kann gefolgert werden, dass zwei Generationen von Ilmenit existent sind: zum einen gibt es eine magmatische Ilmenit-Phase (Ilm 1). Aus dieser Phase entsteht unter Hochdruckbedingungen Rutil, der sich auf dem retrograden Weg entweder in Ilmenit (Ilm 2) oder in Titanit umwandelt.

Die idiomorphen, schwach grünen Klinopyroxene (Cpx 2) (Tafel 6 Abb. 1) weisen die Zusammensetzung Jd_{31} auf.

Die Symplektite bilden sich aus Klinopyroxen (Cpx 3) (Jd_{10-25}) Plagioklas (An_{13-22}) und Quarz und sind zwischen $30 \times 15 \mu\text{m}$ und $5 \times 5 \mu\text{m}$ groß.

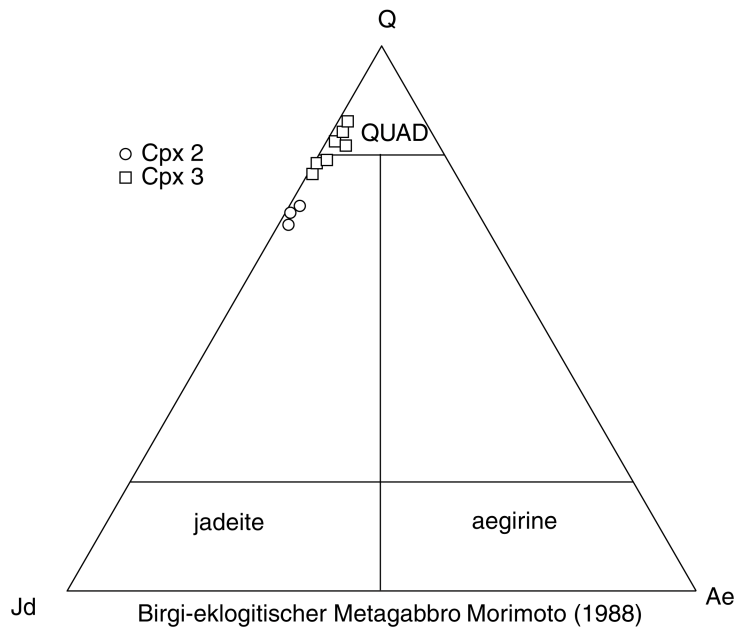


Abb. 3.5 Mineralchemische Zusammensetzung der Pyroxene in 01/181095 in einem Klassifikationsdiagramm nach MORIMOTO (1988)

In Abb.3.5 ist die Zusammensetzung der Pyroxene im ternären Diagramm Q - Jadeit -Aegirin nach MORIMOTO ET AL. (1988) dargestellt.

In vielen Bereichen wird Klinopyroxen durch Amphibol verdrängt. Zum Teil sind aus den kleinen Amphibolen (Am 3) in den Symplektiten schon große Amphibol-Leisten (Am 4) mit einer

intensiv grün-braunen Farbe gewachsen (Tafel 6 Abb. 2).

In Abb. 3.6 ist die mineralchemische Zusammensetzung der Amphibole in einem Klassifikationsdiagramm nach LEAKE ET AL. 1997 dargestellt.

Sie lassen sich in Magnesiumhornblenden (Am 4) und pargasitische Hornblenden (Am 3) unterteilen. Die Amphibole pargasitischer Zusammensetzung liegen auf der Grenze zwischen Fe- bzw. Mg-Pargasit und Edenit bzw. Fe-Edenit.

Die kleinen Amphibole (Am 3) zeigen eine pargasitisch - edenitische Zusammensetzung gegenüber den großen Aggregaten (Am 4), die Zusammensetzungen von Magnesiumhornblende zeigen (Tafel 6 Abb. 2)

Die höheren Magnesiumgehalte implizieren eine höhere Bildungstemperatur der Amphibole gegenüber denen mit pargasitischer Zusammensetzung (POLI 1993)

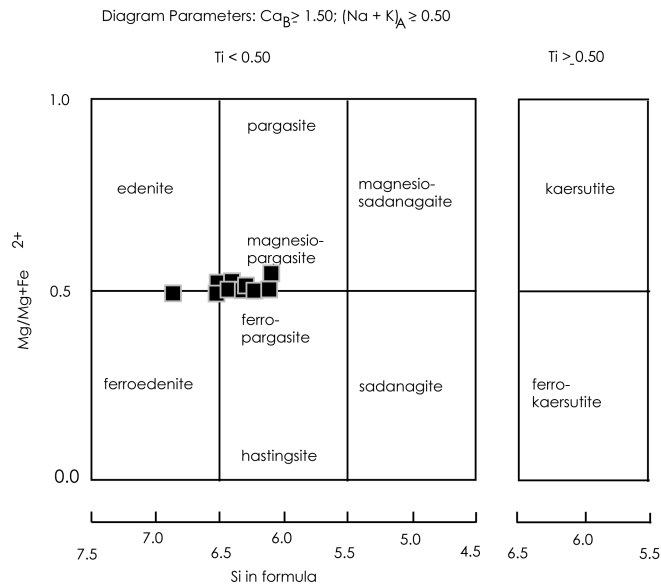
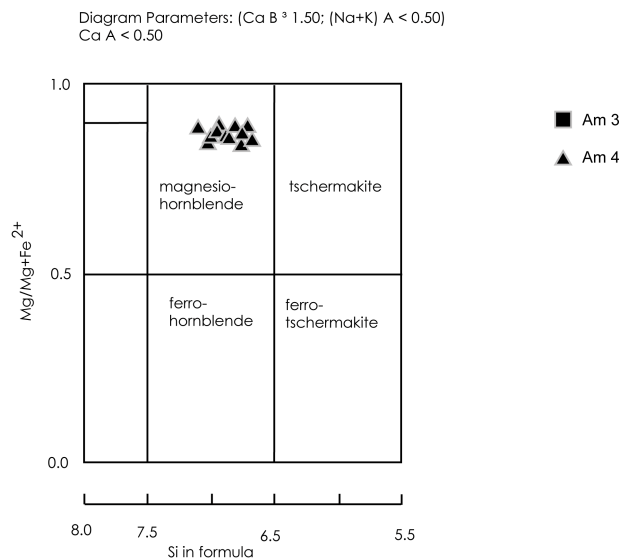


Abb. 3.6 Klassifikationsdiagramm für die Amphibole in 01/181095 nach LEAKE ET AL.(1997)



Die schwach lachsfarbenen Granate zeigen einen Quarz-einschlußreichen Kern und sehr einschlußarme bzw. einschlußfreie Ränder (7 Abb. 1). In einigen Bereichen wurden Amphiboleinschlüsse (Am 1), die eine tschermaktische Zusammensetzung zeigen, als Einschlüsse in den Granaten identifiziert (Tafel 7 Abb. 2).

In Abb. 3.7 ist die chemische Zusammensetzung eines repräsentativen Granates aus 01/180995 dargestellt.

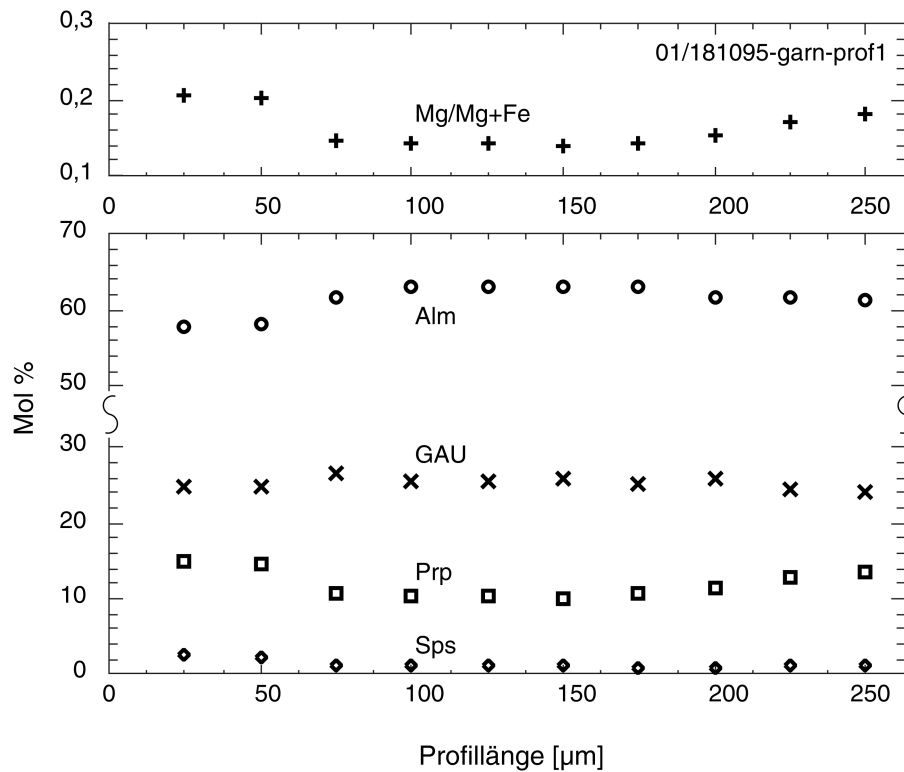


Abb. 3.7 Mineralchemische Zusammensetzung der Granate in 01/181095

Die Granate zeigen tendenziell eine leichte Abnahme vom Kern zum Rand in den Almandin-Zusammensetzungen von 62 Mol (%) auf 58 Mol (%) und eine Zunahme der Pyrop-Komponente von 12 Mol (%) auf 15 Mol (%). Die Ca-Komponente (GAU; GAU = Grossular Andradit Uvarowit) zeigt keine nennenswerte Zonierung vom Kern zum Rand und liegt bei rund 27 Mol (%).

3.2.3 Metasedimente

Die rot-bräunlichen Metasedimente befinden sich im tektonischen Kontakt zu den oben beschriebenen Metagabbro-Körpern.

Hauptbestandteile des Metasediments sind Biotit, Feldspat, Granat und Quarz. Untergeordnet treten Rutil, Turmalin und Muskowit auf.

Die Einregelung der Glimmeraggregate ist makroskopisch sichtbar und es sind im Durchmesser 0.5 mm große Granat-Körner sind zu beobachten. Eine deutliche Foliation wird durch Biotit- und Quarz-Feldspatlagen repräsentiert. In einigen Quarzaggregaten ist eine beginnende Subkornrotation zu beobachten. Die Biotite zeichnen ein sc-Gefüge nach. Zum Teil wird Biotit von Chlorit verdrängt. Die überwiegend idiomorphen und relativ einschlußarmen Granate sind in der Schieferung gewachsen (Tafel 8 Abb. 1).

In Abb. 3.8 ist die Zusammensetzung der Granate in Probe JP-9728 dargestellt.

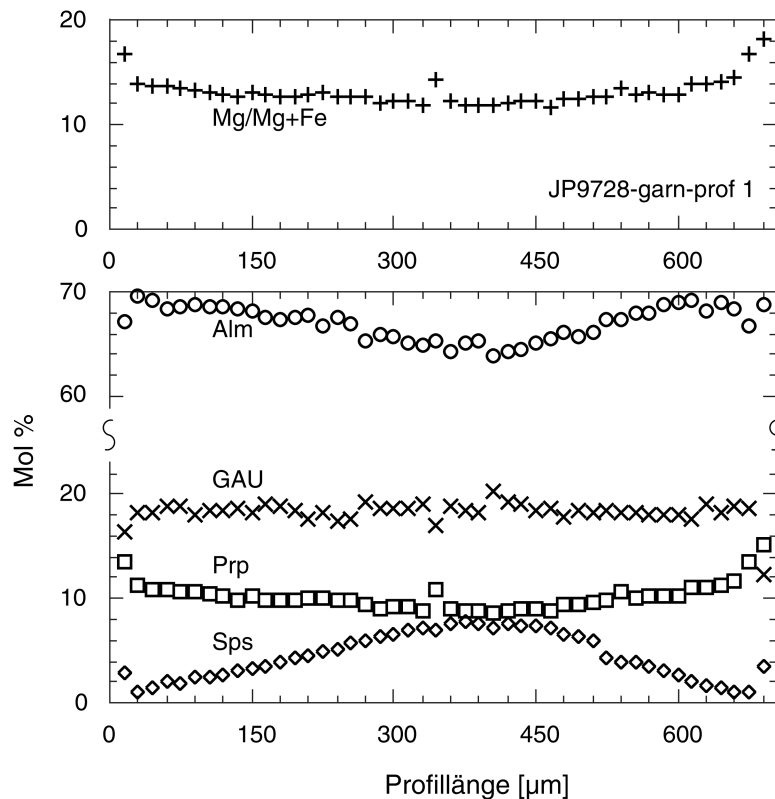


Abb. 3.8 Mineralchemische Zusammensetzung der Granate in JP27-28

Die Granate zeigen eine deutliche (Spessartin-Komponente) bis schwache Zonierung (GAU und Pyrop). Der Spessartingehalt nimmt vom Kern zum Rand von ca. 8 Mol % Spessartin auf 1 Mol % Spessartin ab, um dann im äußersten Rand auf 3 Mol % wieder anzusteigen. Die Almandinzusammensetzung zeigt eine deutliche Zunahme der Almandin-Komponente von 63 Mol % im Kern auf 70 Mol % am Rand. Am äußersten Rand nimmt die Almandin-Komponente auf 68 Mol % ab. Die Ca-Komponente

(GAU) zeigt über das Profil keine deutliche Zonierung vom Kern zum Rand. Die Zusammensetzung liegt bei rund 19 Mol %. Nur im äußersten Randbereich kommt es zu einer Abnahme der GAU-Komponente auf 16 Mol %. Die Pyrop-Komponente zeigt eine schwache Zunahme der Komponente vom Kern zum Rand, von 10 Mol % auf 12 Mol %, um am äußersten Rand auf rund 16 Mol % anzusteigen.

Die Feldspäte zeigen An-Komponenten zwischen 16 und 22 Mol %. Die Biotite zeigen eine ca. 40 Mol%ige Phlogopit-Komponente. Für die Biotite wurde ein $x_{Mg} = 0.27$ und ein $x_{Ti} = 0.17$ ermittelt.

3.3. Kiraz

3.3.1. Geländebeobachtungen

Südlich der Ortschaft Yenisehir sind unterschiedliche Metabasit-Körper aufgeschlossen. Die Metabasit-Körper gehören nach PARTZSCH ET AL. (2001) zur Birgi-Tire Decke.

Zum einen handelt es sich um einen Eklogit und zum anderen um einen eklogitischen Metagabbro. Beide Körper sind isoklinal verfaultet. Der Eklogit-Körper zeigt eine flache Lagerung (334/07), im Gegensatz zum Metagabbro, der steil einfällt (138/80). Eklogit und Metagabbro stehen im Kontakt mit Augengneisen und Biotitschiefern, die ebenfalls isoklinal verfaultet sind (Tafel 8 Abb. 2).

Der Kontakt zwischen Augengneis und Metagabbro ist durch eine isoklinale Faltung, der z. T. eine Zerschering folgte charakterisiert. Die hohe Deformation ist auch an den Plagioklas-Klasten im Augengneis an deren starken Auslenkung und durch eine komplette Auswalzung im Kontaktbereich gekennzeichnet.

Beide Aufschlüsse sind sehr stark durch bruchhafte Deformationen zerlegt. Teilweise wurden die Körper in Blöcke zerlegt, die abgerutscht und rotiert sind.

3.3.2 Eklogitischer Metagabbro

Die Hauptbestandteile stellen feinkörniger Plagioklas, Biotit, Granat, Orthopyroxen, Klinopyroxen, und Amphibol dar. Untergeordnet kommen Rutil, Ilmenit, Chlorit, Zirkon, Augit und Apatit vor.

Gefügebestimmende Elemente stellen die feinkörnige Grundmasse aus überwiegend Plagioklas, Orthopyroxen, die als Klaster vorkommen und in das Gefüge einrotiert sind und die Symplektite dar.

Die Orthopyroxene sind zum Teil in eine feine, mit der Mikrosonde nicht aufzulösende Grundmasse zersetzt. In einigen Bereichen sind sie komplett in Amphibole umgewandelt worden (Tafel 9 Abb. 1).

Klinopyroxene kommen in den Symplektiten vor. Die Symplektite setzen sich aus einem omphazitischen Klinopyroxen (Cpx 3) (Jd_{19-34}), Plagioklas (An_{5-10}) und Quarz zusammen. Zum Teil werden die ompazitischen Klinopyroxene (Cpx 3) von Amphibol ersetzt. Die Zusammensetzung der Klinopyroxene ist

in Abb. 3.9 dargestellt.

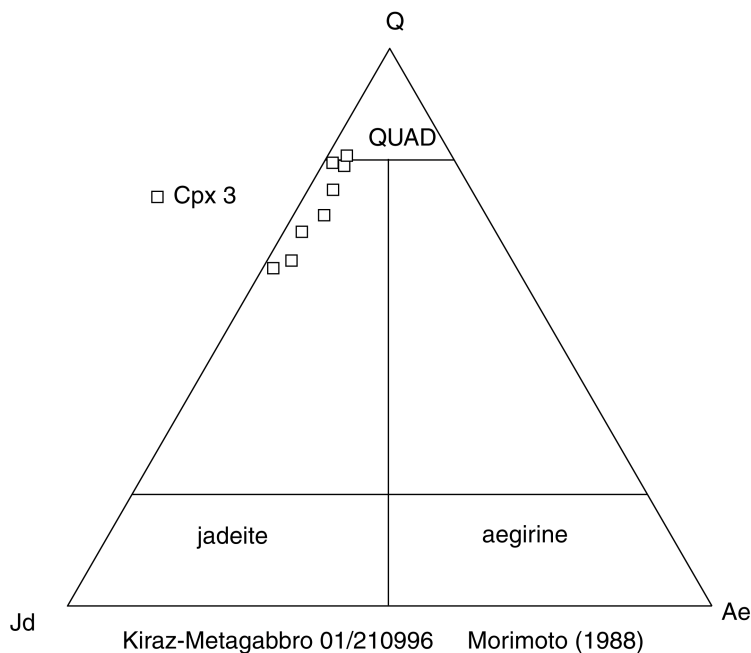


Abb. 3.9 Mineralchemische Zusammensetzung der Pyroxene im eklogitischen Metagabbro von Kiraz (01/210996) in einem Klassifikationsdiagramm nach MORIMOTO (1988)

Mikroskopisch lassen sich 2 unterschiedliche Amphibolgenerationen unterscheiden (Tafel 10 Abb. 1, 2). Kleine bläulich-grünliche Körner (Am 2), die immer mit den Symplektiten auftreten und größere grünbraune Aggregate (Am 5). Beide Amphibolgenerationen lassen sich ebenso mineralchemisch unterscheiden. Die kleinen Aggregate (Am 2) zeigen wie in Abb. 3.10 dargestellt eine eher pargasitische Zusammensetzung gegenüber den großen Aggregaten (Am 4) mit eher mg-hbl bzw. akinolitischer Zusammensetzung.

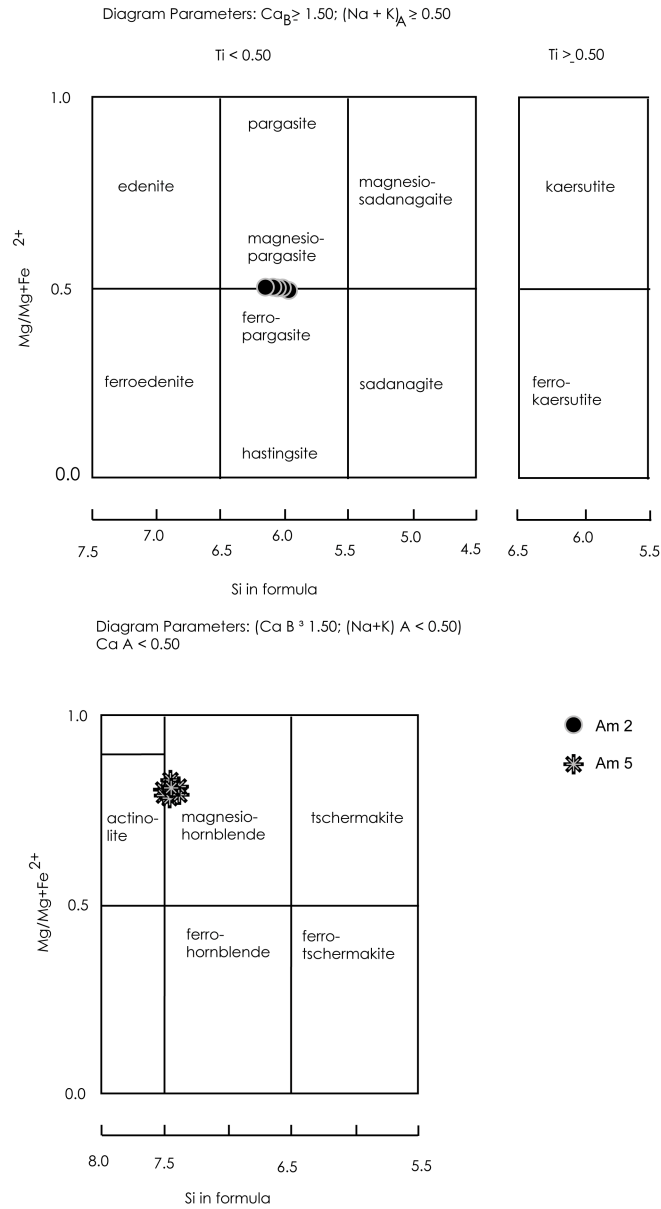


Abb. 3.10 Klassifikationsdiagramm für die Amphibole in 01/270996 eklogitischer Metagabbro von Kiraz nach LEAKE ET AL. 1997

Mikroskopisch lassen sich drei unterschiedliche Granate unterscheiden.

Eine erste Generation Granat (grt 1) ist komplett xenomorph, extrem einschlussreich (Zoisit und opake Phase) und ist mit büscheligen Biotitaggregaten verwachsen (Tafel 9 Abb. 2).

Eine zweite Generation (grt 2) scheint in der Foliation gewachsen zu sein. Sie zeichnet sich durch idiomorphe Kristalle aus. Idiomorph erscheinen ebenso die Granate, die als Koronen um Ilmenit und Rutil sowie um Granat (grt 1) und Amphibol, der noch die alten Orthopyroxen-Kornformen nachzeichnet, gewachsen ist (Tafel 9 Abb. 1)

Eine dritte Generation Granat (grt 3), die durch idiomorphe Aggregate charakterisiert ist, überwächst das Gefüge (Tafel 11 Abb. 2).

In Abb. 3.11 bis 3.13 sind die Profile der drei Granat-Generationen dargestellt. Mineralchemisch lassen sich nur zwei Generationen unterscheiden.

Die großen Altkörner (grt1) und die in die Foliation eingeregelt Granate (grt 2) zeigen an den Rändern eine zum Teil deutliche Zonierung. Ansonsten weisen sie über das gesamte Profil Zusammensetzungen von $\text{Alm}_{60}\text{Prp}_{19}\text{Gru}_{20}\text{Sps}_1$ auf. An den Rändern kann es zu einer Abnahme der Almandin-Komponente bis auf 55 Mol % kommen, die Pyrop-Komponente fällt auf rund 15 Mol % ab und ein Anstieg der Ca-Komponente auf bis zu 30 Mol % wird deutlich. Die Spessartin-Zusammensetzung bleibt konstant (Abb. 3.11 und Abb. 3.12).

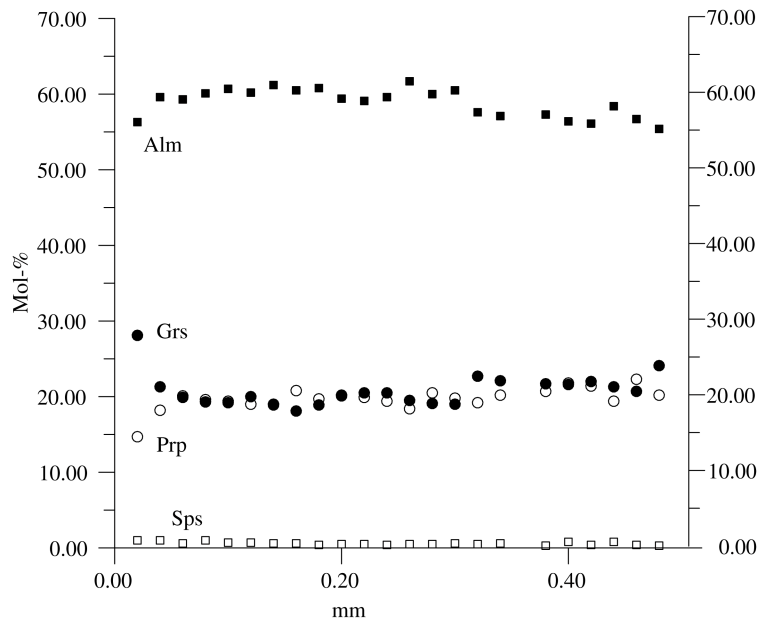


Abb. 3.11 Mineralchemische Zusammensetzung der Granatgeneration grt 1 im eklogitischen Metagabbro von Kiraz

Die Granate (grt 3), die die Foliation überwachsen, unterscheiden sich von den ersten beiden Generationen durch niedrigere Almandinwerte, die zwischen 51 - 55 Mol % Almandin liegen, erhöhten Grossulargehalten, die zwischen 25 - 30 Mol % liegen bei gleichen Anteilen an Pyrop (20 Mol %) und Spessartin (1 Mol %). Am Rand der Granate ist eine Abnahme des Almandingehaltes von 55 Mol % auf 50 Mol % zu verzeichnen. Demgegenüber kommt es zu einer Erhöhung der Ca-Komponente von 25 Mol % auf 29 Mol % (Abb. 3.13)

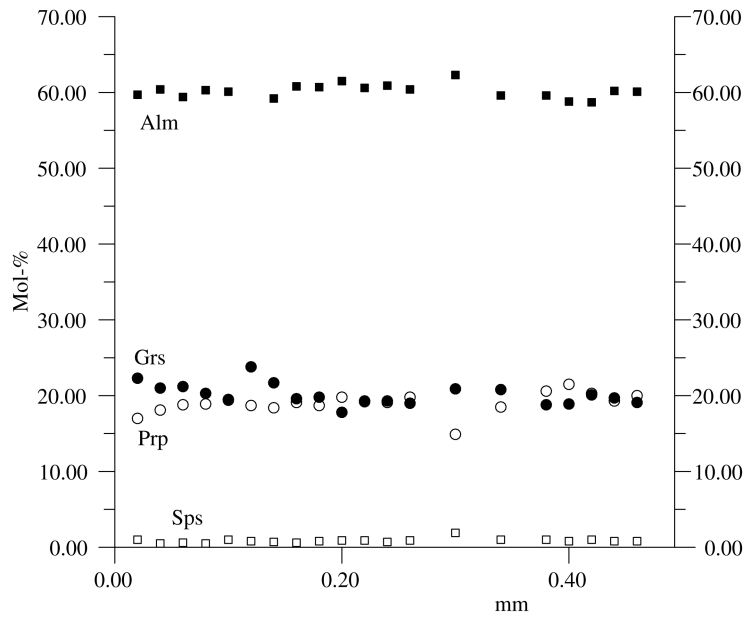


Abb. 3.12 Mineralchemische Zusammensetzung der Granatgeneration grt 2 im eklogitischen Metagabbro von Kiraz

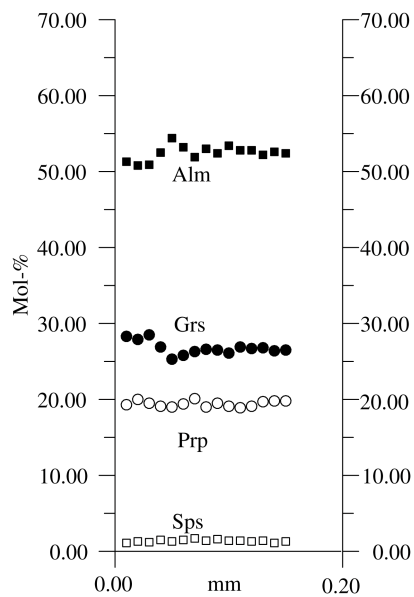


Abb. 3.13 Mineralchemische Zusammensetzung der Granatgeneration grt 3 im eklogitischen Metagabbro von Kiraz

3.3.3 Eklogit

Granat, Amphibol, Klinopyroxen, Plagioklas und Rutil bilden die Hauptbestandteile im Eklogit. Als Nebengemengteile treten Ilmenit, Zoisit und Quarz auf.

Unter dem Mikroskop ist eine Isoklinalfalte, die von den Amphibolen (Am 3) gebildet wird, sichtbar. Die hypidiomorphen bis idiomorphen Granate zeigen weder eine straffe Einregelung noch ein Überwachsen des Gefüges. Neben den Amphibolen und Granaten stellen die Symplektite die texturbestimmenden Elemente dar.

Die Symplektite setzen sich aus omphazitischem Klinopyroxen (bis zu Jd_{45}), Plagioklas (An_{10}) und untergeordnet Quarz zusammen. Zum Teil sind die Omphazite in Amphibole umgewandelt. Die Zusammensetzung der Klinopyroxen ist in Abb. 3.14 dargestellt.

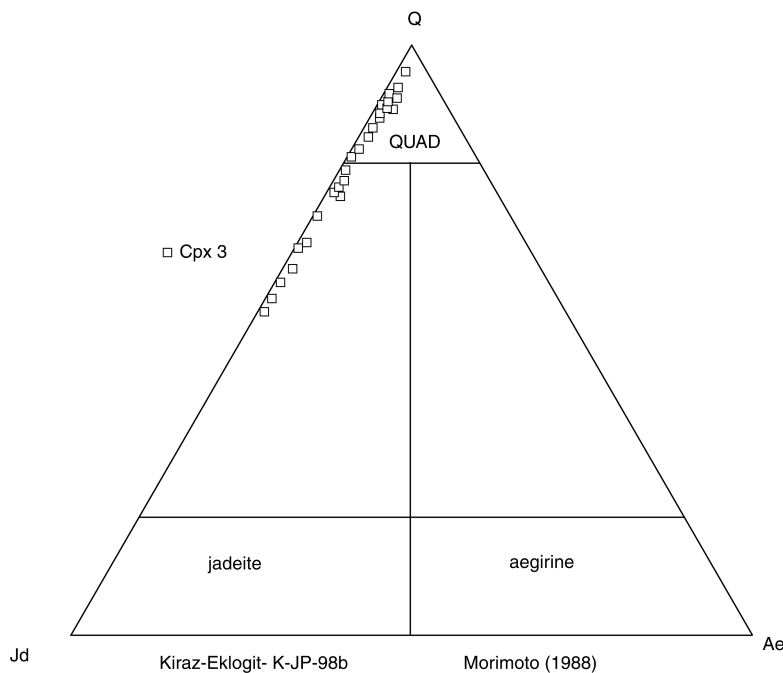


Abb. 3.14 Mineralchemische Zusammensetzung der Pyroxene im Eklogit von Kiraz in einem Klassifikationsdiagramm nach MORIMOTO (1988)

Die Zusammensetzung der Amphibole ist in Abb. 3.15 dargestellt.

Der überwiegende Teil der Amphibole (Am3) in den Symplektiten weist mangesiumhornblendische Zusammensetzungen auf. Einige Analysen liegen im Übergangsbereich zwischen mg-hbl und tschermakitische Zusammensetzung. Die Amphibole, die die Isoklinalfaltung nachzeichnen, besitzen pargasitische bis edentische Zusammensetzungen.

Die blau-braunen Amphiboleinschlüsse in den Granaten (Am 2) zeigen eine pargasitischen Zusammensetzung (Tafel 11 Abb. 3).

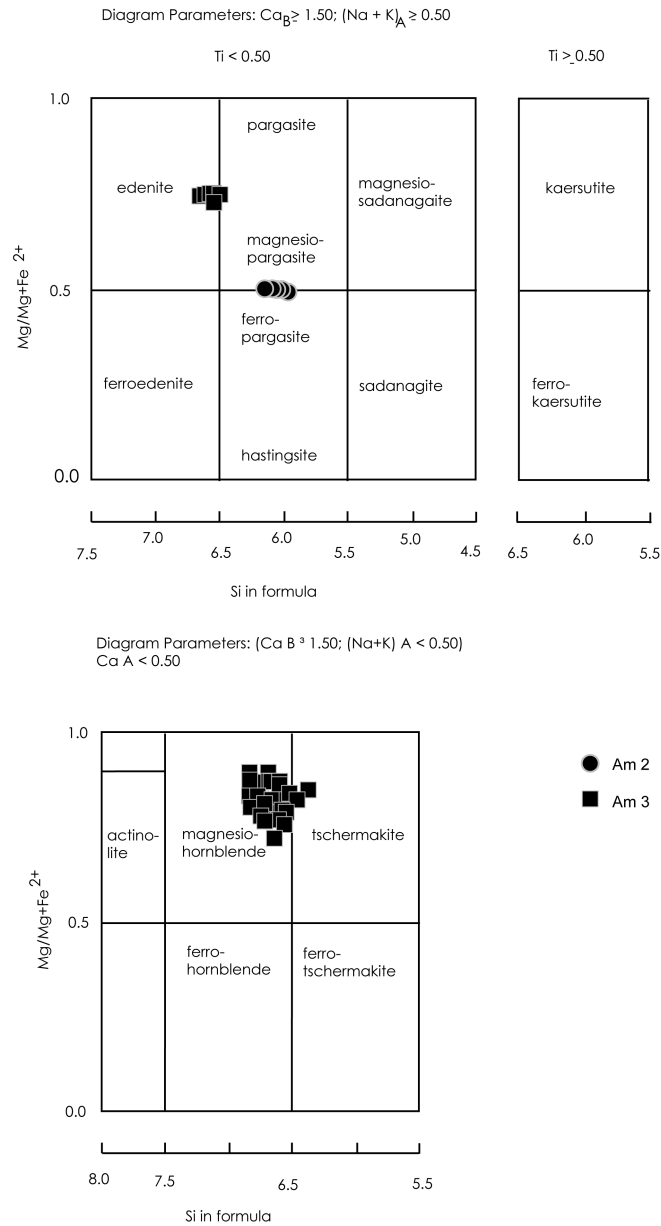


Abb. 3.15 Klassifikationsdiagramm für die Amphibole im Eklogit von Kiraz nach LEAKE ET AL. 1997

Die Granate sind reich an Quarz-, Zoisit-, Rutil- und Amphibol-Einschlüssen.

Ein Granat-Profil ist in Abb. 3.16 dargestellt. Die Almandinkomponente schwankt zwischen 50 bis 52 Mol %, die Pyropkomponente zwischen 20 und 22 Mol %, die Grossular-Komponente zwischen 24 - 26 Mol % und die Spessartin-Komponente zwischen 1.2 und 1.6 Mol %. Der Verlauf des Granat-Profiles legt die Vermutung nahe, dass sich der Granat aufgrund der Kulmination mehrerer kleinerer Granate gebildet hat. Es sind immer wieder kleinere Anstiege und Abstiege in den einzelnen Komponenten sichtbar (Abb. 3.16)

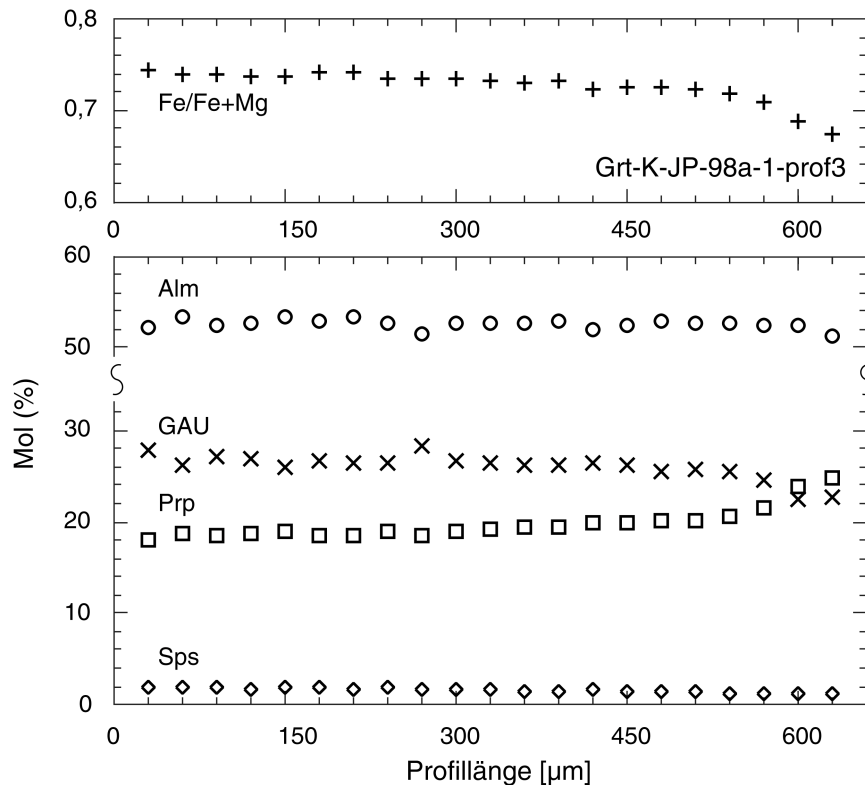


Abb. 3.16 Mineralchemische Zusammensetzung der Granate im Eklogit von Kiraz nach MORIMOTO (1988)

Aus den petrographischen Beschreibungen lassen sich die in Tab. 3.2 dargestellten paragenetischen Beziehungen darstellen. Sie stellen die Grundlage für die nachfolgenden P-T Berechnungen dar.

Zur Omphazitbildung kam es in den gabbroiden Gesteinen durch Rekristallisation der magmatischen Klinopyroxene zum einen als pseudomorphe Umwandlung bzw. als Korona um die magmatischen Klinopyroxene. Magmatische Klinopyroxene werden als Cpx1 bezeichnet. Die Omphazite, die aus der Rekristallisation der Klinopyroxene entstanden sind (pseudomorph und Korona) gehören zu Cpx2. Die omphazitreichen Klinopyroxene in den Symplektiten werden der Generation Cpx3 zugerechnet.

Die Omphazit Koronen um die Augite und die Amphibol-Quarz Koronen um die magmatischen Orthopyroxene scheinen eine nichtaufzuklärende Diskrepanz darzustellen. In der Literatur werden Omphazit Koronen um magmatische Klinopyroxene dem Beginn der Eklogitisierung zugerechnet (Norwegen, MORK 1985; Canada, INDARES 1993). Demgegenüber stehen die Amphibol-Quarz Koronen, die einem amphibolitfaziellen Ereignis zugeordnet werden (Münchberger Gneissmasse, O'BRIEN frendl. mdl. Mitteilung). Insofern sind in den Koronen der Korona-Metagabbros Hinweise für eine amphibolit- und eklogitfazielle Metamorphose gespeichert.

In Experimenten an metabasischen Gesteinen konnten LARIKOVA & ZARAIKY (2001) die starke Abhängigkeit der Koronabildung zwischen magmatischem Orthopyroxen und Plagioklas von der vorherrschenden Reaktionskinetik, der relativen Diffusionsraten von Al und Ca gegenüber Fe und Mg, nachweisen. Insofern können die Amphibol-Quarz Koronen und die Omphazit-Koronen um Augit Hinweise für verschiedene kinetische Reaktionsbedingungen und weniger für unterschiedliche metamorphe Faziesbedingungen liefern.

Die Untergliederung der Amphibolgenerationen erfolgte über die Kombination textueller Merkmale (kleine Aggregate und ihrer Rekrystallisate) und der unterschiedlichen Zusammensetzung in den Al_2O_3 und TiO_2 Gehalten. Nach den Amphibolklassifikationen nach LEAKE ET AL (1997) fallen die Amphibolgenerationen Am 2 bis Am 4 ins Feld der Mg-Hornblendes, Edenit bis Fe Edenit bzw Mg und Fe-Pargasite.

Die Untergliederung der Granate erfolgte ebenfalls über eine Kombination textueller und mineralchemischer Merkmale. Texturell lassen sich 3 Granat Generationen nachweisen, wobei grt 1 und grt 2 eine ähnliche Mineralchemie besitzen, die sich von der dritten Granat Generation (grt3) unterscheidet.

Wie aus Tab. 3.2 ersichtlich wird, stellt das Fehlen von Hellglimmer einen kritischen Punkt dar. In den Proben, in denen die magmatischen Textur erhalten geblieben war, konnte Biotit diagnostiziert werden, der vor allem mit Orthopyroxen auftrat. In allen untersuchten Proben mit Hochdruckrelikten konnte jedoch kein Hellglimmer gefunden werden, der als Abbauprodukt des magmatischen Biotits unter Hochdruckbedingungen hätte entstehen müssen.

Tab. 3.2 Paragenetische Beziehungen, die sich aus den petrographischen Beschreibungen der metabasischen Gesteine aus Birgi / Tire und Kiraz ableiten lassen

	magmatisch	Amphibolit F. I Korona	Eklogit Fazies	Amphibolit Fazies II	Amphibolit Fazies III
Plagioklas	<u>An₄₅₋₄₈</u>			<u>An₁₀</u>	<u>An₂₀</u>
Olivin	<u> </u>				
Orthopyroxen	<u> </u>				
Klinopyroxen	<u>Cpx₁</u>	<u>Cpx₂</u>	<u>Cpx₂</u>	<u>Cpx₃</u>	
Amphibol		<u>Am₁</u>	<u>Am₂</u>	<u>Am₃</u> <u>Am₄</u>	<u>Am₅</u>
Ilmenit	<u> </u>			<u> </u>	<u> </u>
Rutil			<u> </u>		
Titanit				<u> </u>	<u> </u>
Granat		<u>Grt₁</u>		<u>Grt₂</u>	<u>Grt₃</u>
Biotit	<u> - - - - - </u>			<u> </u>	<u> </u>
Zoisit / Klinozoisit		<u> </u>	<u> - - - - - </u>	<u> </u>	<u> </u>
Hellglimmer				<u> </u>	<u> </u>
Quarz		<u> </u>	<u> </u>	<u> </u>	<u> </u>
Chlorit					<u> </u>

3.4 P und T Berechnungen

Die Bestimmung der metamorphen Peakbedingungen von Eklogiten und ihrer P-T-Pfade stellt immer noch eine große Herausforderung in der metamorphen Petrologie dar.

In Systemen mit basaltischer Gesteinschemie existieren nur wenige Reaktionen bei Drücken oberhalb der Zerfallsreaktion von Albit ($Ab = Jd + Qz$). Diese Reaktion ist ein häufig genutztes Barometer, wo bei Abwesenheit von Albit der Jadeit-Gehalt im Klinopyroxen einen Minimaldruck definiert.

Zur Bestimmung der Peak-Temperaturen existieren unterschiedliche Thermometer, die auf dem Fe-Mg Austausch zwischen Granat und Klinopyroxen beruhen (z. B. ELLIS & GREEN 1979, POWELL 1985, KROGH 1988, BERMAN ET AL. 1995). Die Anwendung dieser Thermometer für eklogit- und granulitfazielle Gesteine ist in der Literatur weit verbreitet. Jedoch kann die Anwendung dieser Thermometer zu Fehlinterpretationen führen, wenn die ermittelten Temperaturen nicht im Stabilitätsfeld der kalibrierten Zusammensetzung liegen.

Ein alternatives Mittel zur Abschätzung der Druck- und Temperaturbedingungen stellen Gleichgewichtsphasendiagramme dar.

Zur Bestimmung der retrograden Pfade der Eklogit-Relikte stehen neben den angewendeten Gleichgewichtsphasendiagrammen die auf dem Austausch von Mg und Fe im Granat und Biotit beruhenden Thermometer zur Verfügung.

Zusätzlich eignet sich das semiquantitative Thermobarometer von ERNST & LIU (1998) zur Druck- und Temperaturbestimmung. Die notwendigen Voraussetzungen, die Anwesenheit von Ca-Amphibolen und die Ti- und Al-Sättigung, sind bei den ausgewählten Gesteinen gegeben. In den durchgeführten Experimenten bilden die synthetisierten Ca-Amphibole mit Ilmenit, Rutil oder Titanit eine Paragenese. ERNST & LIU (1998) vergleichen in ihrer Arbeit Ergebnisse aus der Literatur, die mit anderen Methoden erhoben wurden und können eine gute Reproduzierbarkeit feststellen. Für hochgradige Gesteine kann es möglich sein, dass es zum Herauslösen von Ti aus der Ti-phase und zum Einbau in die Amphibole kommt. Insofern können die Temperaturen etwas überschätzt sein. Im Gegensatz dazu neigt strukturell gebundenes Al nicht dazu bei hohen Temperaturen zu reequilibrieren. Bei Reequilibrierung ergeben Ca-Amphibole mit niedrigen Ti-gehalten und entsprechenden Gehalten an Al unrealistisch hohe Drücke.

Für die Kiraz Metagabbro Probe konnte zudem das Granat-Amphibol-Plagioklas Barometer (KOHN & SPEAR 1989) angewendet werden.

Die Tabellen, in denen die benutzten Daten und die Ergebnisse für folgenden T und P Berechnungen dargestellt sind, befinden sich im Anhang.

3.4.1 THERIAK - DOMINO - Ergebnisse

Mit Hilfe der Gesamtgesteingeochemie (Tab. Anhang) wurden an einem eklogitischen Metagabbro aus Kiraz, einem eklogitischen Metagabbro aus Tire und einem Metasediment aus Tire die Berechnungen mit

THERIAK DOMINO durchgeführt. In Tabelle 3.3 sind die Eingabedaten für die Theriak und Domino Berechnungen dargestellt.

Tab. 3.3 Eingabedaten für die nachfolgenden Berechnungen mit Theriak und Domino. Eingegeben werden die Atomzahlen, die hier mit 10 multipliziert wurden.

	eklogitischer Metagabbro, Kiraz	eklogitischer Tire	Metagabbro, Metasediment Tire
Si	8.5	8.03	10.5
Al	3.0	3.65	3.18
Fe	1.7	1.21	0.95
Mg	1.5	2.35	0.62
Ca	1.9	2.06	0.37
Na	0.96	0.73	0.96
K	0.04	0.04	0.42
H	1.60	1.32	3.78
O	27.9	28.20	30.39

Mithilfe des Programms wurden Gleichgewichtszusammensetzungen durch die Minimierung der gesamten Gibbs'schen freien Energie errechnet. Angewendet wurden die Algorithmen nach DE CAPITANI UND BROWN (1987). Das Resultat dieser Berechnungen stellt ein P-T Diagramm für die thermodynamisch stabilen Mineralparagenesen, die eine spezielle chemische Zusammensetzung aufweisen, dar. Die Grenzen zwischen zwei Stabilitätsfeldern repräsentieren eine oder mehrere Reaktionen, die stattfanden. Die Größe und Lage der Stabilitätsfelder ist sehr stark von den Lösungsmodellen und der eingegebenen chemischen Zusammensetzung abhängig. Für die Berechnungen werden Lösungsmodelle benötigt, welche die gesamte chemische Zusammensetzung von jeder Phase, die sich aus mehreren Komponenten zusammensetzt, abdecken. Das Programm-Paket THERIAK DOMINO nutzt die folgenden Aktivitätsmodelle für seine Berechnungen.

Feldspat von FUHRMANN & LINDSLEY (1988), Granat von BERMAN (1990) und CHATTERJEE & FROESE (1975) für Hellglimmer. Die Aktivität für das Mg-endglied Phlogopit wurde berechnet, mit ideal site mixing mit $X_{\text{phl}} = X_{\text{Mg}}$ und $a_{\text{phl}} = (X_{\text{Mg}})^3$. Die Aktivität des Fe-endgliedes Annit kann gefunden werden, wenn im vorhergehenden Ausdruck Mg durch Fe ersetzt wird.

Eine Schwierigkeit stellen in der Modellierung die Lösungsmodelle für Amphibole dar. In der Literatur existieren einige Versuche für nichtideale Lösungsmodelle für Amphibole (z. B. Mäder & Berman, 1992). Für die Amphibole wurde vom Programm ein binäres Lösungsmodell mit den Endgliedern Pargasit und Fe-Pargasit genutzt.

Das einfache Lösungsmodell stellt Grenzen für die Interpretierbarkeit der berechneten Paragenesen mit Amphibol auf.

3.4.1.1 Eklogitischer Metagabbro Kiraz

In Abb. 3.17 sind die Ergebnisse für den eklogitischen Metagabbro-Kiraz abgebildet.

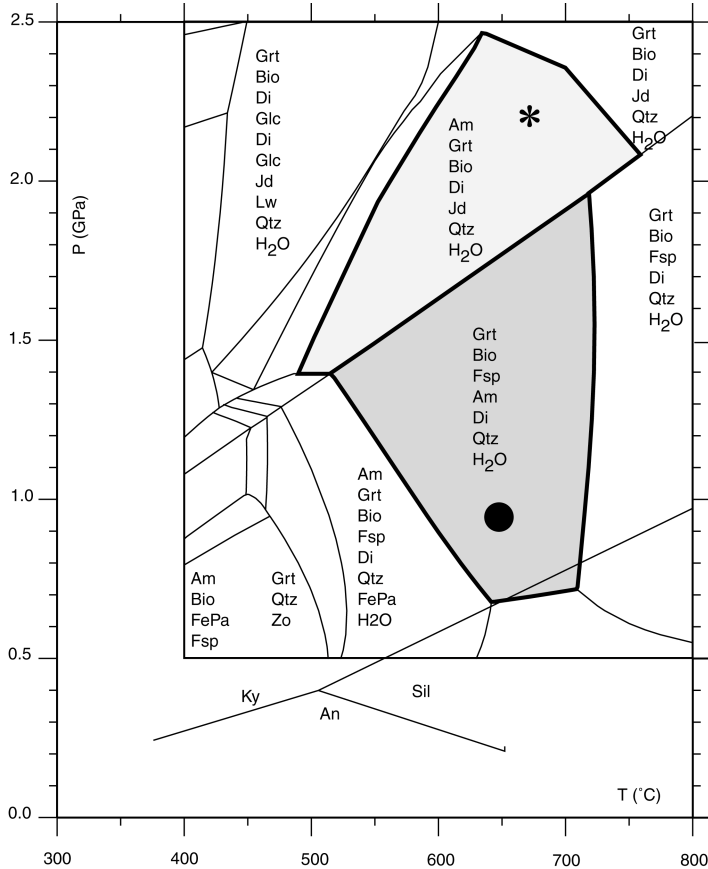


Abb. 3.17 P-T Diagramm auf der Grundlage der errechneten stabilen Paragenesen mit DOMINO und THERIAK. Gekennzeichnet sind die Punkte, die der mineralchemischen Zusammensetzung, die mit der Mikrosonde bestimmt wurde, am nächsten kommt. Probe eklogitischer Metagabbro Kiraz. Im Anhang befindet sich eine Tabelle, in der die Theriak-Daten mit den Mikrosonden-daten dargestellt sind.

Die zwei großen markierten Stabilitätsfelder konnten in den untersuchten Proben nachgewiesen werden. Die Paragenese Am - Grt - Bio - Di - Jd - Qtz - H₂O zeigt die Hochdruckbedingungen an. Zur Präzisierung wurde dann das Programm THERIAK eingesetzt. In dem ermittelten Stabilitätsfeld wurden mit THERIAK P-T Punkte gerechnet bis die bestmögliche Annäherung der errechneten und mittels Mikrosonde bestimmten mineralchemischen Zusammensetzungen der Phasen erreicht wurde. Die mit Stern markierte Zusammensetzung entspricht am ehesten den gemessenen HP-Zusammensetzungen bei einer Temperatur von 680 °C und einem Druck von 2.2 GPa. In der Paragenese erscheinen Jd und Di nebeneinander, da die Datenbank JU92 keine Omphazite enthält. Mit THERIAK konnte eine weitere Paragenese unter niedrigeren T und P Bedingungen gefunden werden. Der schwarze Punkt bei 650 °C und 0.7 Kbar verdeutlicht vor allem die Zusammensetzung der Magnesiumhornblende bis aktinolitischen Hornblende und die höheren Anorthitgehalte im Plagioklas.

3.4.1.2 Eklogitischer Metagabbro Tire

In Abb. 3.18 sind die Ergebnisse eines eklogitischen Metagabbros aus Tire dargestellt. Es ergaben sich wieder mindestens 2 Felder stabiler Paragenesen, die mit THERIAK verfeinert wurden. Die chemische Zusammensetzung der Hochdruckparagenesen (Am - Grt - Jd -Qtz) stimmen am besten bei 720 °C und 2.2 GPa überein.

Die amphibolitfazielle Paragenese (Am - Grt - Bio - Fsp - Qtz) stimmt am besten bei 0.7 GPa und 670 °C überein.

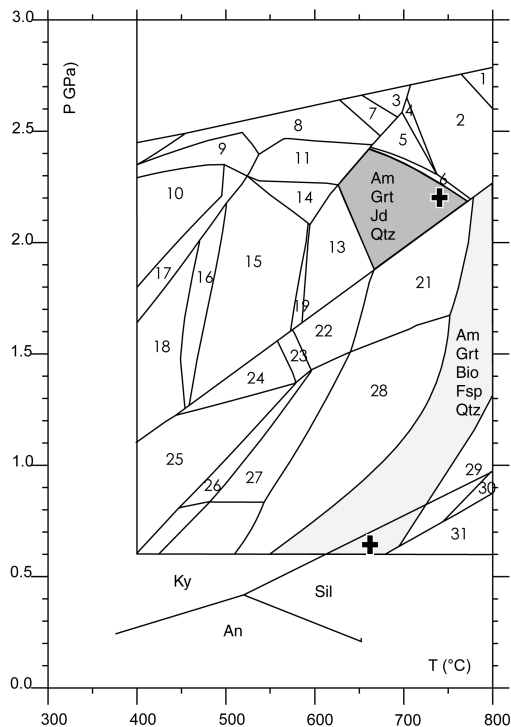


Abb. 3.18 P-T Diagramm auf der Grundlage der errechneten stabilen Paragenesen mit DOMINO und THERIAK. Gekennzeichnet sind die Punkte, die der mineralchemischen Zusammensetzung, die mit der Mikrosonde bestimmt wurde, am nächsten kommt. Probe eklogitischer Metagabbro Tire. Im Anhang befindet sich eine Tabelle, in der die Theriak-Daten mit den Mikrosondendaten dargestellt sind.

3.4.1.3 Metasediment Tire

Für das Metasediment in Tire existiert nur ein entsprechendes Stabilitätsfeld mit der Paragenese Grt-Bio-Fsp-Si-Mt-Qtz. Mithilfe von THERIAK wurde bei 650°C und 0.6 Gpa ein Punkt gefunden, wo die Zusammensetzung der Minerale am besten mit der Mineralchemie, die mit Hilfe der Mikrosonde bestimmt wurde, übereinstimmt. Die Ergebnisse sind in Abb. 3.19 dargestellt.

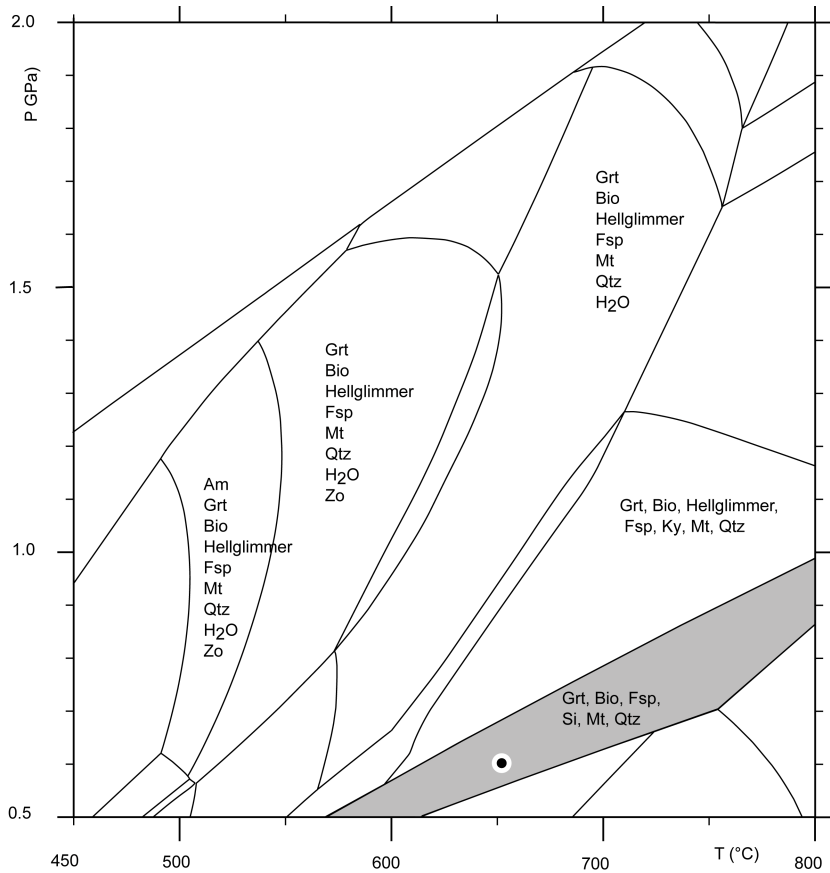


Abb. 3.19 P-T Diagramm auf der Grundlage der errechneten stabilen Paragenesen mit DOMINO und THERIAK. Gekennzeichnet sind die Punkte, die der mineralchemischen Zusammensetzung, die mit der Mikrosonde bestimmt wurde, am nächsten kommt. Probe Metasediment Tire. Im Anhang befindet sich eine Tabelle, in der die Theriak-Daten mit den Mikrosonde-Daten dargestellt sind.

3.4.2 Konventionelle Thermobarometer

Tab. 3.4. Ergebnisse der P-T Berechnungen für alle bearbeiteten Einheiten
Nähere Erläuterungen im Text.

	Granat	Omphazit	Biotit	Amphibol	KD	P-T	
Probe	XCa XMg	XJd XMg	xMg	Al ₂ O ₃ TiO ₂	grt/cpx grt/cpx grt/bio	T(°C)-P(GPa) E&G T(°C)-P(GPa) P T(°C)-P(GPa) T T(°C)-P(GPa) E&L	
Birgi-Tire							
01/181095							
cpx2/grt1 (1/1)	0.24	0.22			8.766	688-1.3 E&G	624-694; 1.3 E&G
Matrix/Kern	0.13	0.68				668-1.3 P	603-673;1.3 P
cpx3/grt (2/2)	0.24	0.09			10.84	642-1.3	630-710;1.3 E&G
Symp/Rand	0.14	0.71				621-1.3	610-691;1.3 P
Am3				11.6		620-1.2 E&L	610-650;1.2-1.4 E&L
Am4				0.6 12.43 1.5		780;1.2 E&L	750-780;1.2-1.4 E&L
Mylo grt/bio (1,5)	0.201		0.599		0.218	685-0.9 T	646-700;0.9 T
Kern/Kern	0.196						
Tire Metased.							
JP97-28							
Rand/Rand (1,1)	0.195 0.126		0.157		0.193	648-0.9 T	595-648;0.9T
Rand/Kern (2,1)	0.187 0.092		0.123		0.219	685-0.9T	545-685;0.9T
Kiraz Metagabbro							
01/210996							
grt/cpx3 (1;1)	0.26 0.14	0.28 0.77			12.916	622-1.3 E&G 601-1.3P	610-701;1.3 E&G 590-690;1.3 P
Am 2				15.73 0.95		690-2.2 E&L	680-700;2.2
Am3				11.2 0.831		690-1.3 E&L	680-700;1.1-1.4
Am5				5.98 0.47		550-0.5 E&L	550;0.4-0.5
Kiraz-Eklogit							
K-JP-98							
grt/cpx3 (1;1)	0.232	0.44			6.124	783;1.6 E&G	690-783;1.6 E&G
symp-kern	0.224	0.729				763;1.6 P	668-763;1.6P
Am 2				15.76 0.9		690-2.2 E&L	680-700;2.2
Am-Isotalte				12.2 0.4		570;1.7 E&L	570-600;1.7-2.0 E&L
Am3				11.7 0.6		600;12 E & L	580-620;1.0-1.3 E&L

Kiraz-Eklogit K-JP-98	GAP (Kohn & Spear et al. 1989)		Modell 2	
	Modell 1			
a prp	0.015 9	a pargasit	0.519	a pargasit 0.7619
a grs	0.015 5	a tremolit	0.0209	a tremolit 0.101
a alm	0.181 1	a Fepargasit	0.51944	a Fepargasit 0.22
a an	0.558 9	a Feaktinolit	0.02	a Feaktinolit 0.0008
a ab	0.6			
Keq1		1.20E- 06	P1(Gpa)	1.45; 700°C
Keq2		0.00302	P2 (Gpa)	1.48; 700 °C

KD=(Fe/Mg(grt))/Fe/Mg(cpx) E&G = Ellis & Green (1979); P = Powell (1985),
 KD=(Fe/Mg(grt))/Fe/Mg(bio) T = Thompson (1976)
 E&L = Ernst & Liu (1998)

Zur Druckbestimmung der Hochdruckparagenese wurden die experimentellen Daten von NEWTON & SMITH (1967) und HOLLAND (1988) angewendet. Unter der Annahme, dass die Reaktion $Ab = Jd + Qz$ bei Abwesenheit von Ab abläuft, können für die relikthischen Omphazite (Cpx₂) in **Birgi und Tire** ein mittlerer Druck von 1.3 GPa bei 688 °C errechnet werden (Tab. 3.4). Gleichzeitig wurde zur Temperaturbestimmung das auf dem Mg-Fe Austausch im Granat und Klinopyroxen beruhende Thermometer von ELLIS & GREEN (1979) angewendet. Auf das Thermometer von ELLIS & GREEN (1979) wurde zurückgegriffen, um eine gute Vergleichbarkeit mit den Literaturdaten (z. B. OBERHÄNSLI ET AL. 1997) zu erreichen. Die Temperaturen liegen in einem Bereich von 620 - 700 °C. Die Ergebnisse decken sich mit den von OBERHÄNSLI ET AL. 1997 (1.3 GPa bei 650 °C) und CANDAN ET AL. (1999) (1.5 GPa bei 630 °C) publizierten Temperaturen.

In **Kiraz** konnten Minimaldrücke von 1.6 GPa bei 690 - 783 ° C (ELLIS & GREEN 1979) für die Hochdruckparagenese bestimmt werden (Tabelle 3.4)

Zusätzlich wurde ein neueres Thermometer (POWELL 1985) angewendet, das der Kalibration von Ellis & Green (1979) folgt, wo jedoch versucht wird, die nichtideale Ca - Mg - Fe Substitution im Granat über einen zusätzlichen Term mit einzubeziehen. Dieser Term enthält den linearen Anstieg im $\ln KD$ mit X_{ca} (= $Ca/(Ca + Mg + Fe^{2+} + Mn)$). Die Ergebnisse, die mit diesem Thermometer (POWELL 1985) erzielt wurden, liegen im Durchschnitt 20 °C unter den Daten von ELLIS & GREEN (1979) (Tabelle 3.4).

Granat-Biotit

Zur Abschätzung der Temperaturen des Metasediments in Tire und der Bedingungen, unter denen die Mylonitisierung des Birgi Metagabbros stattfand, wurden Granat-Biotit Fe/Mg Austauschthermometer angewendet.

Um die errechneten Temperaturen mit Literaturdaten (z. B. OBERHÄNSLI ET AL 1997) vergleichen zu können, wurde das Granat-Biotit Thermometer von THOMPSON (1976) angewendet. Die Temperaturen liegen für das Metasediment von Tire zwischen rund 595 °C und 685 °C sowie für den Birgi Mylonit zwischen rund 650 - 700 °C (THOMPSON, 1976) (siehe Tab. 3.4)

Aufgrund der zum Teil hohen Ti-Gehalte in den Amphibolen der eklogitischen Metagabbros und des Eklogit konnte das semiquantitative Thermobarometer von ERNST & LIU (1998) angewendet werden. Zur Temperaturbestimmung der Amphibole wurde zudem das Thermometer von COLOMBI (1989), das auf einer empirischen Kalibrierung des Ti und Al^{IV} beruht, angewendet.

Aus den **Birgi - Tire Proben** eigneten sich nur eine begrenzte Anzahl von Amphibolmessungen, da die TiO₂ Gehalte unter 0,5 Gewichtsprozent lagen.

In Abb. 3.20 und Tabelle 3.4 sind die Ergebnisse dargestellt. Die Amphibole (Am 3) in den Symplektiten zeigen Drücke zwischen 1.2 - 1.4 GPa bei Temperaturen von rund 610 bis 650 °C.

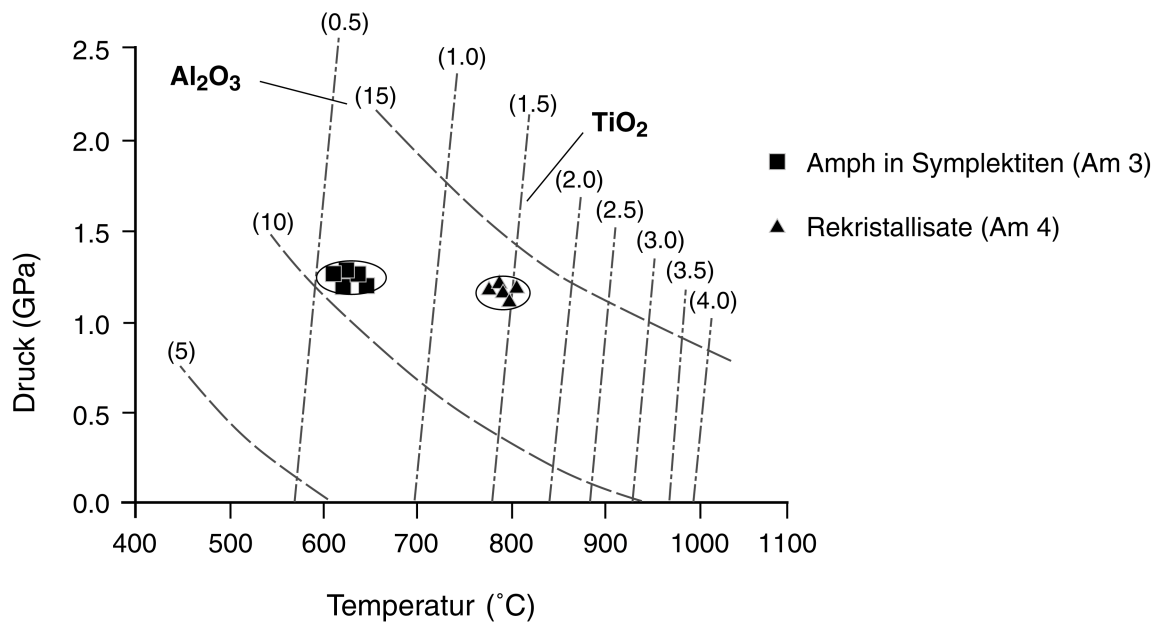


Abb. 3.20 P-T Diagramm auf der Grundlage des Ti- und Al-gehaltes in den Amphibolen von Birgi-Tire, nach ERNST & LIU (1998)

Die Rekristallisate der Amphibole (Am 4) zeigen eine deutliche Temperaturerhöhung auf 750 - 780 °C bei konstantem Druck (1.2 - 1.4 GPa). Die Temperaturabschätzungen nach COLOMBI (1989) ergaben zwei ähnliche Temperaturkluster von 550 - 650 °C und 700 - 750°C.

Der **Metagabbro in Kiraz** zeigt drei unterschiedliche Temperatur- und Druckbereiche an. Die Mehrzahl der Amphibole (Am 3) in den Symplektiten weist Drücke von 1.1 - 1.4 GPa bei Temperaturen zwischen 680

und 700 °C auf. Die Drücke stehen in guter Übereinstimmung mit Druckabschätzungen mit Hilfe des GAP-Barometers (Garnet - Amphibole - Plagioklas) (KOHN & SPEAR 1989), die 0.9 - 1.4 GPa bei 700 °C ergaben (Tab. 3.4).

Es wurden jedoch auch Amphibole gemessen, die deutlich höher und niedriger liegen. Ebenfalls kleine Aggregate (Am 2) ergaben bei konstanten Temperaturen von 680 - 700 °C Drücke von 2.2 GPa.

Die Magnesiumhornblenden bis akitinolitischen Amphibole (Am 5) ergaben sehr viel geringere Temperaturen und Drücke bei 550 - 580 °C 0.4 GPa.

Die Temperaturen, die mit dem Thermometer von COLOMBI (1989) ermittelt wurden, stimmen mit denen von ERNST & LIU (1998) überein. Für Kiraz ergaben sich zwei Temperturschwerpunkte bei 700 °C und 550 °C (Abb. 3.21)

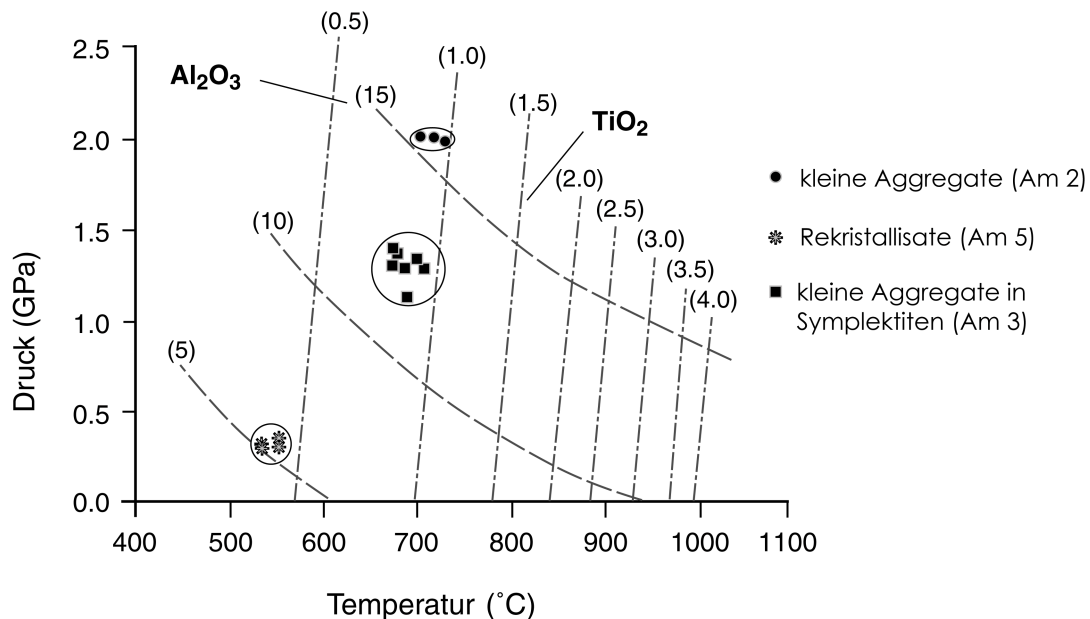


Abb. 3.21 P-T Diagramm auf der Grundlage des Ti- und Al-gehaltes in den Amphibolen vom eklogitischen Metagabbro von Kiraz, nach ERNST & LIU (1998)

Bei dem **Eklogit** in **Kiraz** wurden die textuellen Positionen der Amphibole unterschieden. Amphibole, die in der Schieferung eingeregelt waren und eine Isoklinalfalte nachzeichnen ergaben bei 570 - 600 °C Drücke von 1.7 - 2.0 GPa.

Die Amphibole in den Symplektiten ergaben Temperaturen von 580 °C - 620 °C bei Drücken von 1.0 - 1.3 GPa.

Die Amphibole (Am 2), die als Einschlüsse in den Granaten auftreten, ergaben Temperaturen 680 - 700 °C Drücke von 2.2 GPa (Abb. 3.22).

Wie aus Abb. 3.22 ersichtlich wird, ergeben die Amphibole, die die Isoklinalfaltung nachzeichnen und die Amphiboleinschlüsse in den Granaten ähnliche Drücke bei einer weiten Temperaturspanne. Die textuelle

Position der Granate, die Amphiboleinschlüsse enthalten, kann bezüglich der Amphibole, welche die Isoklinalfaltung nachzeichnen, nicht eindeutig geklärt werden. Insofern existieren zwei Möglichkeiten:

- Die Einschlüsse sind älter als die Amphibole, welche die Falte nachzeichnen.
- Die Amphibole gehören zur selben genetischen Phase. Das wäre der Fall, wenn das Granatwachstum nach der Amphibolbildung stattfand. Die Amphibole zeigen eine sehr ähnliche Zusammensetzung, so dass gefolgert wird, dass sie während einer Phase entstanden sein können. Dann scheint es sehr wahrscheinlich, dass die Amphibole, welche die Isoklinalfalte nachzeichnen mit ihren geringen Ti Gehalten zu hohe unrelevante Drücke ergeben, da das Al in den Amphibolen nicht reequilibrierte. Deshalb wird dieser Datenpunkt nicht mit in die geologische Diskussion einbezogen.

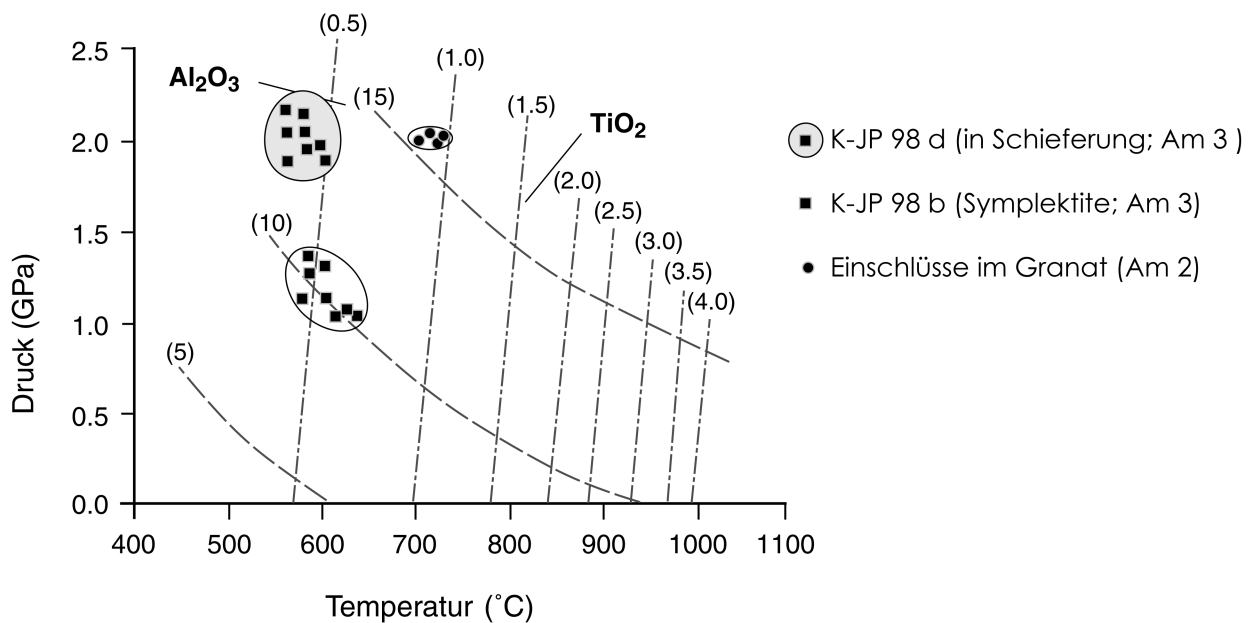


Abb. 3.22 P-T Diagramm auf der Grundlage des Ti- und Al-gehaltes in den Amphibolen vom Eklogit aus Kiraz, nach ERNST & LIU (1998)

3.5 Diskussion

Zur Bestimmung der P-T Bedingungen, die die bearbeiteten metabasischen Gesteine von Birgi-Tire und Kiraz sowie das Metasediment von Tire erfahren haben, wurden unterschiedliche unabhängige Methoden benutzt. Mit den unterschiedlichen Methoden können im wesentlichen die gleichen Ergebnisse erzielt werden, was die Konsistenz der Ergebnisse, die im folgenden diskutiert werden, untermauert. Ein Fehler in den angewendeten Temperaturbestimmungen liegt eventuell in einer möglichen Überschätzung der Temperaturen sowohl bei ELLIS & GREEN (1979) als auch bei ERNST & LIU (1998). Bei den angewendeten THERIAIK-DOMINO Berechnungen stellt die Qualität der Lösungsmodelle für Amphibole einen Schwachpunkt dar. Die Ergebnisse der einzelnen Methoden ergeben innerhalb des Fehlerbereichs eine gute Übereinstimmung, so dass sie in der P-T Entwicklung diskutiert werden können.

3.5.1. Resultate für die Gesteinseinheiten eklogitischer Metagabbro und Metasediment der Birgi - Tire Region

Aus den oben beschriebenen Proben kann für die Birgi - Tire Gesteine folgendes geschlossen werden: Die Metagabbro-Körper erfuhren nach ihrer Intrusion eine erste Metamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen (Amphibolitfazies I). Indikatoren für diese Metamorphose stellen die Quarz-Amphibol-Koronen um Orthopyroxen und die Granat-Koronen um Ilmenit dar. Die Amphibole (Am 1) der Koronen weisen ebenso wie die Amphibole, die als Einschlüsse in den Granaten des eklogitischen Metagabbros beobachtet wurden, tschermakitische Zusammensetzungen auf. Die Amphibol-Einschlüsse in den Granaten werden in den eklogitischen Metagabbros als Hinweis für eine Metamorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen (Amphibolitfazies I) gedeutet. Diese Beobachtungen stehen nicht mit den Untersuchungen von ÇANDAN ET AL. (1994a), OBERHÄNSLI ET AL. (1997), OELSNER ET AL. (1997) und WARKUS ET AL. (1998) im Einklang, die die Koronen einer granulitfaziellen Metamorphose zuordnen. ÇANDAN ET AL.(1994a) und OBERHÄNSLI ET AL. (1997) beschreiben um Olivin Orthopyroxen-Hbl-Granat Koronen und um Ilmenit Hbl-Granat Koronen als Hinweise für eine Metamorphose unter granulitfaziellen Bedingungen. Diese Koronen wurden in den Proben, die in dieser Arbeit bearbeiteten wurden, nicht gefunden. Die Autoren stützen ihre Aussage mit dem Auftreten von Orthopyroxen und Sillimanit im Nebengestein (Gneise) (ÇANDAN ET AL.1994A, ÇETIKAPLAN 1995).

Das Auftreten von Sillimanit und Orthopyroxen im Nebengestein wird hier mit der amphibolitfaziellen Metamorphose (Amphibolitfazies 2), die der Eklogitfazies folgt, korreliert. In der Metagabbro-Probe von Tire deuten die Amphibole bei Anwendung des Thermobarometers von ERNST & LIU (1998) auf eine Aufheizung bei gleichbleibenden Druckbedingungen (1.2 bis 1,4 GPa) von 610 - 650 °C auf 700 - 780 °C. Auch wenn die Temperaturen, wie eingangs erwähnt, überschätzt sein sollten, kann davon ausgegangen werden, dass die Temperaturerhöhung 700 °C erreicht haben wird.

Die Übergänge von amphibolitfaziellen zu granulitfaziellen Gesteinen scheinen relativ fließend zu sein (z. B. Südinien) und sind wesentlich vom H₂O Partialdruck abhängig (SPEAR, 1993). Hinzu kommen die

chemischen Unterschiede zwischen sauren und basischen Gesteinen, wodurch es bei unterschiedlichen Temperaturen zur Orthopyroxenbildung kommt. In Gesteinen mit einer basischen Gesteinschemie kann Orthopyroxen erst bei Temperaturen von ca. 800 °C wachsen im Gegensatz zu sauren Gesteinen, wo sich Orthopyroxen ab ca. 700 °C bilden kann (SPEAR 1993). Die Unterschiede in der Gesteinschemie werden als Argument für die unterschiedlichen metamorphen Fazien in den metabasischen Gesteinen sowie in den sauren Nebengesteinen angesehen.

Die nachgewiesene Temperaturerhöhung in Tire von 610 - 650 °C auf 700 - 780 °C wird auf die anderen bearbeiteten metabasischen Gesteine extrapoliert und mit den großvolumigen Granitintrusionen, die aus dem zentralen und südlichen Menderes Massiv dokumentiert sind, korreliert (DANNAT 1997; LOOS & REISCHMANN 1999). Aus Birgi werden migmatische pelitische Gneise beschrieben, wo die Migmatisierung mit einer Granitintrusion in Zusammenhang gesetzt wird (HETZEL ET AL 1998).

Für die Temperaturerhöhung, die zur hochgradigen Amphibolitfazies (Amphibolitfazies 2) in den metabasischen und zu granulitfaziellen Bedingungen in den sauren Nebengesteinen geführt hat, könnte ein hypothetisches Modell des magmatic underplatings verantwortlich sein. Dabei kommt es zu großvolumigen basischen Intrusionen in die Kruste, was zu einer regionalen isobaren Aufheizung führt. Differentiationsprodukte dieser basischen Schmelzen könnten zu den großvolumigen Granitintrusionen geführt haben, wie sie aus dem zentralen und südlichen Menderes Massiv dokumentiert sind (DANNAT 1997; LOOS & REISCHMANN 1999; HETZEL ET AL 1998). Daneben könnten in Abhängigkeit des Fluidpartialdruckes auch Krustengesteine aufgeschmolzen und als Granitintrusionen Platz genommen haben.

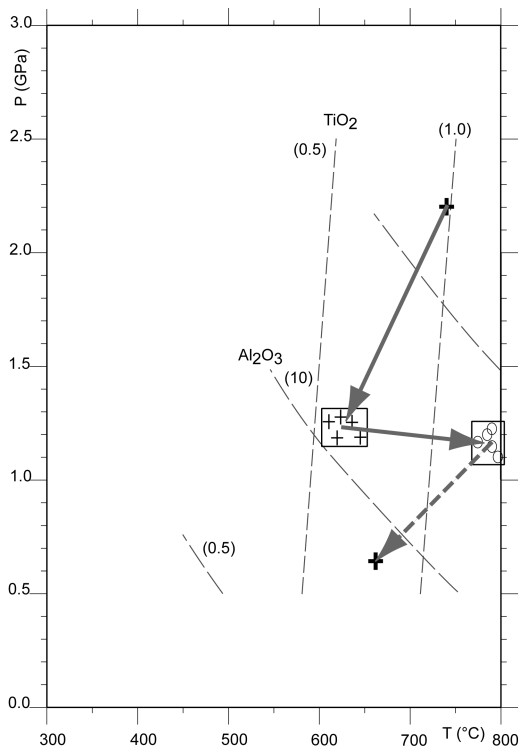


Abb. 3.23 Zusammenstellung aller ermittelten P-T Daten für den eklogitischen Metagabbro von Tire

Hinweise für Hochdruckbedingungen geben die Minerale Granat - Omphazit - Rutil - Quarz - ± Zoisit. Die Omphazite (Cpx 2) sind unter Hochdruckbedingungen auf Kosten von magmatischem Orthopyroxen und aus den Augiten entstanden. Rutil bildet sich auf Kosten von magmatischem Ilmenit (Ilm 1). Die Omphazite sind in den meisten untersuchten Proben in Symplektite zerfallen, die aus einem omphazitreichen Klinopyroxen (Cpx 3), Plagioklas (An rund 10 Mol %) und Quarz zusammengesetzt sind. Mithilfe von DOMINO-THERIAK wurden maximale Druck- und Temperaturbedingungen bei 2.2 GPa und 720 °C errechnet. Die mittleren Drücke liegen zwischen 1.2 GPa und 1.4 GPa bei Temperaturen von 620 ° bis 700 °C.

Nach diesem Hochdruckereignis erfolgt eine

Retromorphose unter amphibolitfaziellen Bedingungen, was durch die Zusammensetzung der neugebildeten Granate und der Biotite (Ti-reich) (Bsp. Mylonit) sowie der Mineralchemie der Amphibole (Mg-Hornblenden) widergespiegelt wird. In Tire wurde eine Temperaturerhöhung von 610 - 650 °C auf 700 - 780 °C an den Amphibolen belegt. Diese Temperaturerhöhung wird mit der Intrusion von Graniten in einen Zusammenhang gestellt.

Für die Metabasite von Tire konnte zudem ein weiter Druck-Temperatur-Punkt, der im amphibolitfaziellen Feld liegt und vor allem niedrigere Drücke aufweist, bestimmt werden. Die Temperaturen liegen zwischen 660 °C und 750 °C bei einem mittleren Druck von 0.7 GPa (THERIAK, Grt-Bio, Colombi). Die Temperaturen stehen in gutem Einklang mit den Untersuchungen von HETZEL (1995) an metapelitischen Gneisen (650 - 750 °C bei 0.4 - 0.6 GPa) und OBERHÄNSLI ET AL. 1997 (grt - bio an retrograden Eklogiten; 690 - 790 °C). Diese Abschätzung steht zudem im Einklang mit beobachtetem Sillimanit in metapelitischen Gneisen (IZDAR, 1971; EVIRGEN & ASHWORTH 1984, CANDAN & KUN, 1991, HETZEL, 1995).

In Abb. 3.23 sind alle Ergebnisse der P-T Ermittlung dargestellt.

Metasediment

In den Metasedimenten kann eine prograde Entwicklung anhand der Granate abgeleitet werden, die bis zu amphibolitfaziellen Bedingungen reichte. Mit THERIAK wurde ein Druck - Temperaturpunkt von 650 °C und 0.6 GPa bestimmt, der in guter Übereinstimmung mit den angewendeten Grt-Bio Thermometern (660 °C - 750 °C) (Abb. 3.26) steht.

Die Metagabbro-Körper und die Metasedimente haben jeweils unterschiedliche P-T Entwicklungen gespeichert. Aus den eklogitischen Metagabbros kann ein Metamorphose-Teilpfad von Amphibolitfazies 1 - Eklogitfazies - Amphibolitfazies 2 und 3 abgeleitet werden. Die Ergebnisse aus den Metasedimenten belegen einen prograder Metamorphose-Teilpfad bis ins amphibolitfazielle Feld (Amphibolitfazies 3).

3.5.2 Resultate für die metabasischen Gesteine von Kiraz

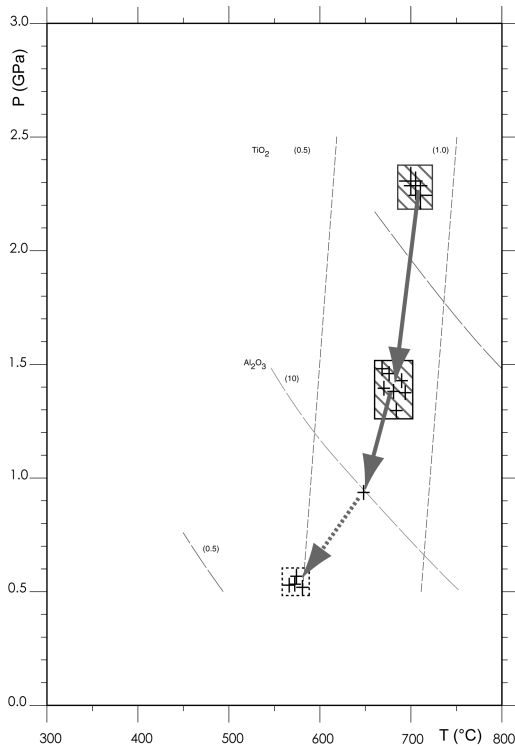


Abb. 3.24 Zusammenstellung aller ermittelter P-T Daten für den eklogitischen Metagabbro von Kiraz

Im Metagabbro von Kiraz können magmatische Relikte von Orthopyroxen, Ilmenit, Plagioklas und Biotit diagnostiziert werden. Hinweise für eine erste Amphibolitfazies, wie sie aus den Korona-Metagabbros von Birgi und Tire dokumentiert wurde, konnte in den metabasischen Gesteinen von Kiraz nicht gefunden werden. Gründe dafür sind in den hohen Deformationsraten, die diese Gesteine erfahren haben, zu sehen. So konnten in Kiraz keine Metagabbro-Körper, wie sie aus der Birgi Tire Region beschrieben wurden, gefunden werden. Insofern fehlen die zentralen Bereiche, in denen die magmatische Textur und das Koronastadium erhalten geblieben sind.

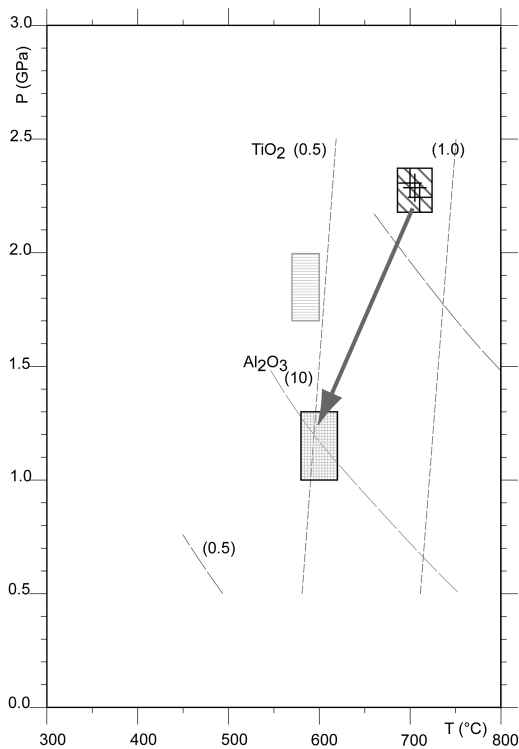


Abb. 3.25 Zusammenstellung aller ermittelter P-T Daten für den Eklogit von Kiraz

Granat - Rutil - Omphazit - Zoisit - Quarz sind die Anzeiger für Hochdruckbedingungen. Die Omphazite lassen sich nur noch anhand ihre Zerfallsprodukte erkennen. Die Symplektite bestehen aus An-armen Plagioklas (An = 10 Mol %), Klinopyroxen (Cpx 3) mit Jd-Komponenten von bis zu 31 Mol % und Quarz. Als Maximumbedingungen wurden 680°C bei 2.2 GPa ermittelt (THERIAK)

Der relativ geringe Ca-gehalt in den Amphibolen pargasitischer Zusammensetzung impliziert eine Bildung unter Hochdruckbedingungen nach dem Peak der eklogitfaziellen Metamorphose (MEYRE ET AL 1997). Die Anwendung des Thermobarometers von ERNST & LIU (1998) ergab Drücke zwischen 1.1 - 1.4 GPa bei Temperaturen zwischen 680 °C und 700 °C.

Ein weiteres Ereignis steht mit den Biotiten und den idiomorphen Granaten (grt 2) im Zusammenhang. Die syn- bis postkinematischen Biotite und Granate werden einer amphibolitfaziellen Metamorphose zugerechnet. Die Biotite und Granate geben Hinweise über die Bedingungen, unter denen es zur engen bis isoklinalen Faltung und Mylonitisierung des Gesteins gekommen ist. Isoklinalfaltung und Mylonitisierung gehören zur D3 Deformation in der Birgi - Tire Decke. Die Granat-Biotit Thermometer gab wie bei den Gesteinen aus der Birgi - Tire Region Temperaturen zwischen 660 und 750 °C. In dieser Temperaturspanne liegt der für die Zusammensetzungen der amphibolitfaziellen Mineralparagenese errechnete Druck-Temperatur-Punkt bei 650 °C und 0.7 GPa. Eine weitere Retromorphose wird durch das Vorkommen von Chlorit auf diskreten Bahnen angezeigt.

Im Eklogit von Kiraz ist die Amphibolitfazies 1 nicht abgebildet.

Maximale Druck- und Temperaturen von 2.2 GPa bei 680 - 700 °C zeigen die Amphibol-Einschlüsse (Am 2) in den Granaten an, die mit den Maximumbedingungen des Metagabbros aus Kiraz übereinstimmen. Die Amphiboleinschlüsse sind Hinweise dafür, dass die maximalen Druckbedingungen vor Beginn des Granatwachstums erreicht wurden.

Dem Hochdruckereignis folgt ebenfalls eine Retromorphose, die durch Umwandlung von Klinopyroxen in den Symplektiten in Amphibol (Am 3) dokumentiert wird und in einem Druck - Temperaturbereich von 1.0 - 1.3 GPa und 580 - 620 °C stattfand.

3.5.3 Schlussfolgerungen

In Abb. 3.26 sind alle Ergebnisse der P-T Berechnungen und der DOMINO THERIAK Berechnungen der Gesteinseinheiten eklogitischer Metagabbro, Eklogit und Metasediment dargestellt.

Die basischen Gesteine haben P-T- Informationen aus zwei, wahrscheinlich unabhängigen, P-T- Teilabschnitten gespeichert. Zum einen enthalten die metabasischen Gesteine eine Dekompression von 2.2 bzw. 1.7 GPa auf 1.1 bis 1.4 GPa und zum anderen einen Teil eines P-T-Pfades, der mit einer Aufheizung bis auf rund 780 °C verbunden ist, die in eine spätere Retromorphose übergeht. Die Temperaturerhöhung bis auf rund 780 °C wird mit großvolumigen Intrusionen von Graniten in den Zusammenhang gebracht.

In den Metasedimenten sind Teilabschnitte eines PT Pfades nachzuweisen.

LACKMANN (1997) hat an metapelitischen Gneisen aus Birgi, die zur selben tektonischen Einheit wie die Tire Metasedimente gehören, petrogenetische Netze mit Teil P-T-Pfaden aufgestellt. Für diese Gesteine wurde ein Teilpfad mit einem Metamorphose-Minimum bei rund 350 °C und 0.4 GPa und eine Metamorphose-Maximum bei 660 °C und 1.0 GPa ermittelt. Der bestimmte Metamorphoseteilpfad wird als Teil eines prograden P-T Pfades interpretiert. Die Aussagen stehen in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen dieser Arbeit. Insofern kann gefolgert werden, dass die Metasedimente auf ihrem prograden Weg und die metabasischen Gesteine auf ihrem retrograden Pfad in einem gemeinsamen Druck- und Temperaturfeld zwischen 0.6 bis 0.9 GPa und 650 - 740 °C zusammengekommen sind. Die prograde PT Entwicklung bis zum oben angegebenen Druck-Temperatur-Feld wird zudem durch die Wachstumszonierung in den untersuchten Granaten der Metasedimente belegt.

Die Metamorphosebedingungen der höheren Amphibolitfazies für das oben beschriebene P-T- Fenster stehen in Einklang mit den Untersuchungen VON IZDAR (1971), EVIRGEN & ASHWORTH (1984), CANDAN & KUN, (1991), HETZEL, (1995), OBERHÄNSLI ET AL. (1997) und KOROLAY ET AL. (1998).

Die Ergebnisse der P-T Entwicklungen können die kritischen und offenen Fragen von GESSNER ET AL. (2000) erklären. Die Autoren konnten eine Diskrepanz zwischen Deformation und Metamorphose in den Orthogneisen der Cine Decke und den metapelitischen Gneisen nicht auflösen. Präalpinen Strukturen wurden zum einen mit dem Zerfall und zum anderen mit dem Wachstum von Biotit und Granat in Verbindung gebracht. Die Orthogneise haben dieselbe tektonometamorphe Geschichte wie die metabasischen Gesteine durchlaufen. Insofern zeigen die Orthogneise eine retrograde Entwicklung, im Gegensatz zu den metapelitischen Gneisen, die auf dem prograden Metamorphosepfad amphibolitfazielle Bedingungen (Amphibolitfazies 3) erreichten.

Das gemeinsame PT Fenster der metabasischen Gesteine und der Metasedimente wird als Krustenstapelung interpretiert.

Aus den Untersuchungen der drei unterschiedlichen Lokalitäten mit HP-Relikten kann die Entwicklung der Eklogit-Blöcke aus Sirince (Lokalität 1) nicht mit denen der metabasischen Gesteine aus der Birgi - Tire korreliert werden. Für die Eklogit-Blöcke können keine weiteren Schlussfolgerungen gezogen werden.

Aus den präsentierten Untersuchungen wird deutlich, dass im Menderes Massiv in unterschiedlichen tektonischen Positionen Hochdruckrelikte vorkommen, die unterschiedliche tektonometamorphe Entwicklungen belegen (WARKUS ET AL. 1999).

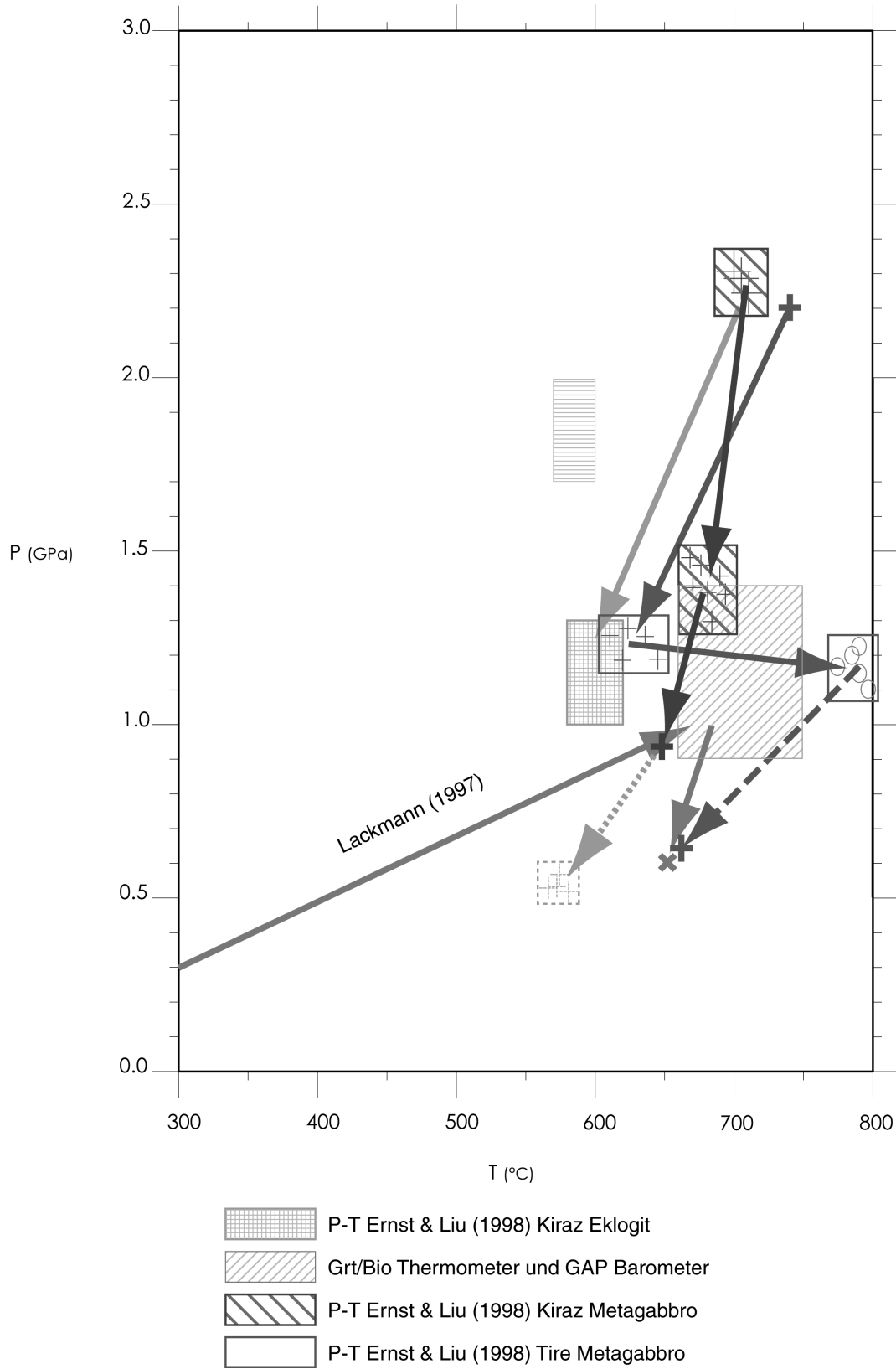


Abb. 3.26 Zusammenfassung aller P-T Ergebnisse der metabasischen Gesteine von Birgi - Tire und Kiraz sowie des Metasedimentes von Tire

4. ALTERSDATIERUNGEN

4.1 Chemische Datierung mit Hilfe der Mikrosonde

4.1.1 Die Proben

Die chemische Datierung (Methode nach MONTEL ET AL. 1994, 1996, siehe Kapitel 2) wurde an einem Augengneis aus Birgi, einem Granulit und einem Metapelit aus der Tire-Region (Birgi - Tire Decke) sowie einem Metapelit südlich der Ortschaft Kükçen (Salhili Aydin Decke) durchgeführt (Probenlokationen, Anhang Tafel 1). Die Metapelite wurden ausgewählt, um das Deckenmodell von PARTZSCH ET AL 2001 zu testen.

4.1.2 Ergebnisse

4.1.2.1 Birgi (Birgi 97)

Von dieser Augengneis-Probe wurde ein Körner-Präparat hergestellt. An 10 Monaziten wurden Profile mit insgesamt 103 Messpunkten gemessen. An ausgewählten Monaziten wurden BSE-Bilder (Rückstreuelektronen) aufgenommen. Auf diesen Bildern konnten keine Zonierungen in den Monaziten beobachtet werden. In Abb. 4.1 ist ein BSE-Bild eines Monazits dargestellt. Eingetragen wurden die Einzelalter und der dazugehörige Fehler vor der Anwendung der statistischen Prozedur (siehe Kapitel 2). Die Abbildung verdeutlicht, dass die Alter statistisch auf den Messprofilen über den Monazit verteilt sind.

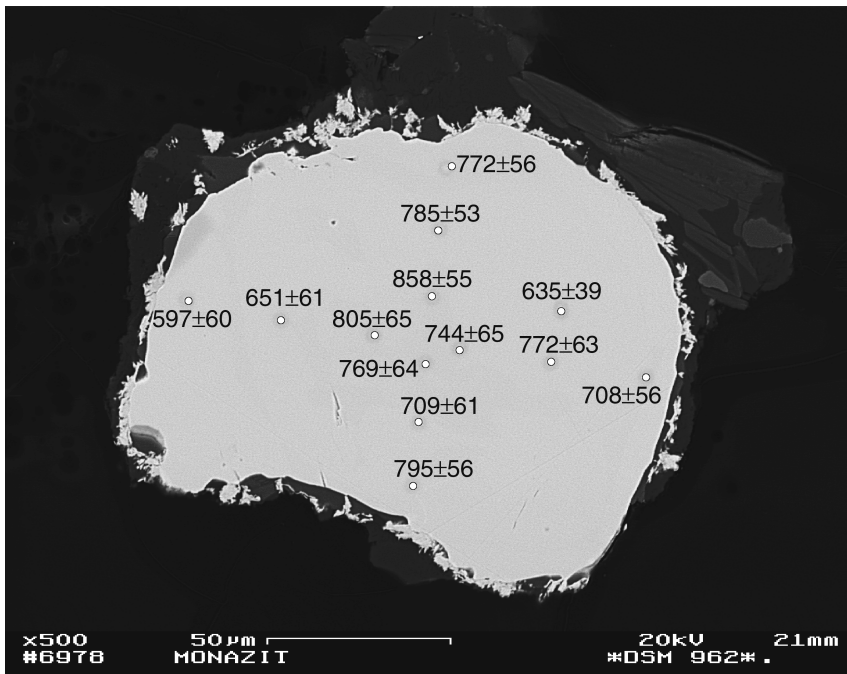


Abb. 4.1 BSE-Bild eines beprobten Monazits (Probe Birgi 97) mit den eingetragenen Messpunkten und den errechneten Einzelaltern + Fehler vor der Anwendung der statistischen Prozedur. Zonierungen sind nicht erkennbar. Die Alter sind statistisch über den Monazit verteilt. Größe des Monazits entspricht $110 \times 100 \mu\text{m}$.

Nach Anwendung der im Methodenkapitel beschriebenen Routine, lassen sich aus den ermittelten

Einzelaltern vier Alterspopulationen mit 532 ± 19 Ma (10 Werte), 632 ± 12 Ma (29 Werte), 706 ± 13 Ma (29 Werte) und 796 ± 13 Ma (35 Werte) mit einer Wahrscheinlichkeit von 90,7 % und einem MSWD von 0,76 ableiten. In Abb. 4.2 ist das gewichtete Histogramm aller Einzelmessungen dargestellt, aus dem die vier Alterspopulationen hervorgehen.

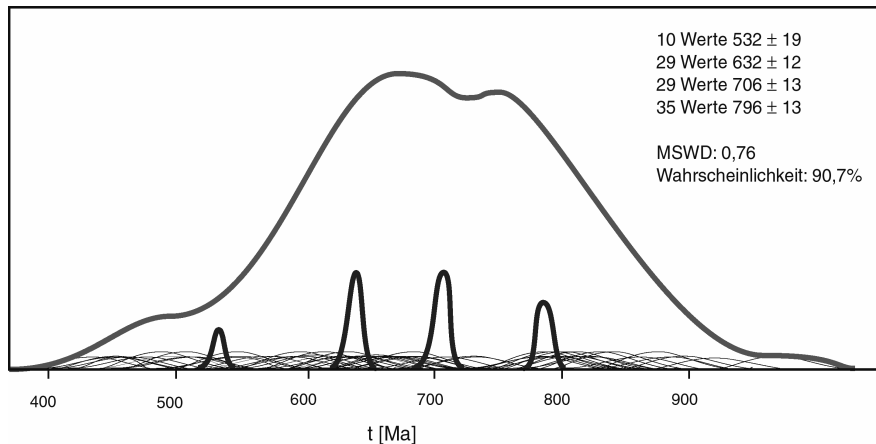


Abb. 4.2 Gewichtetes Histogramm-Darstellung der Probe Birgi 97. Dargestellt sind die Glockenkurven für jede Einzelmessung, die Summenkurve aller Einzelalter und die statistisch abgeleiteten Alterspopulationen

Die Alter dieser Probe wurden genutzt, um die von MONTEL ET AL. 1996 vorgeschlagenen gewichteten Histogramme, die Darstellung der Einzelergebnisse in Dichte-Wahrscheinlichkeits-Kurven und die angewendete statistische Prozedur mit einer Histogramm-Darstellung und einem χ^2 -Test zu vergleichen. Für die nachfolgende Histogramm-Darstellung und den χ^2 -Test wurde das Programm Matlab®, Version 5.2.03 angewendet.

Wie aus Abb. 4.3 ersichtlich wird, kann die Summenkurve des Histogramms mit mehreren Teilsummenkurven beschrieben werden. Die beste Lösung mit den Teilsummen 500 ± 20 , 580 ± 35 , 640 ± 45 und 770 ± 35 ist in Abb. 4.3 dargestellt. Der χ^2 -Test für diese Konstellation kann mit 0,758 angenommen werden. Die Alter können mit den Ergebnissen nach der Montel Methode parallelisiert werden. Jedoch sind die Fehler der Einzelkurven größer als nach Anwendung der statistischen Prozedur nach MONTEL ET AL. (1996). Allerdings lassen sich in diesem Fall die verschiedenen Altersdomänen mit Hilfe eines Histogramms besser visualisieren als in Form der Dichte Wahrscheinlichkeitskurven nach MONTEL ET AL. (1996).

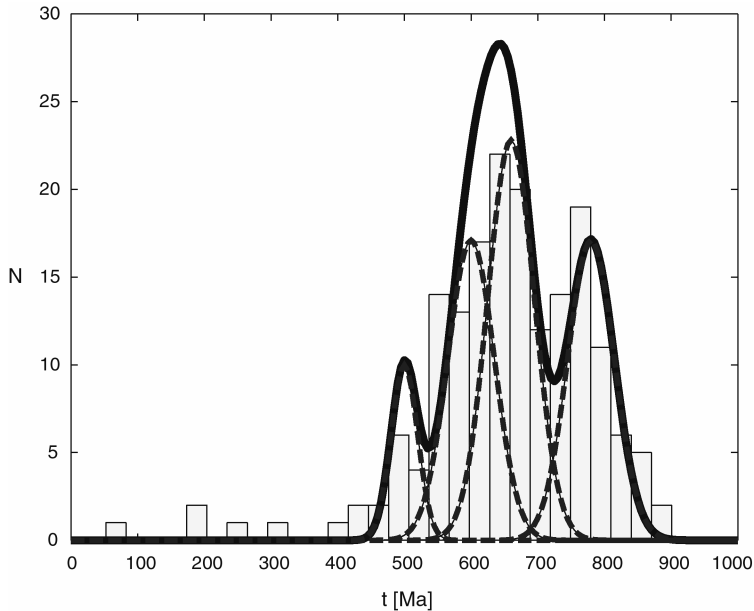


Abb. 4.3 Histogramm-Darstellung der Probe Birgi 97. Dargestellt sind die vier Teilsammenkurven und die Summenkurve, die sich aus den vier Teilsammenkurven ergeben hat.

In fünf von zwanzig Fällen ergaben die Profilmessungen der Monazite in den äußersten Randbereichen deutlich jüngere Alter von 322 ± 49 Ma, 243 ± 83 Ma, 196 ± 101 Ma, 186 ± 15 Ma und 52 ± 10 Ma. Zwei Alter (243 Ma und 196 Ma) weisen jedoch sehr hohe Einzelfehler mit 83 Ma bzw. 100 Ma auf. Das jüngste Alter muss mit Vorsicht

betrachtet werden, da es sich am Limit der Methode befindet.

4.1.2.2 Tire Granulit (07/271095)

Diese Granulit-Probe stellte sich als besonders geeignet heraus, um mögliche Wechselwirkungen der Monazite mit Fluiden zu untersuchen und um festzustellen, ob es zu Pb, Th, U -Verlusten bzw. zu Rücksetzungen des Isotopensystems gekommen war, da sich die Monazite zum einen in den Granaten und zum anderen in Matrix-Biotiten oder auf Zwickelpositionen befanden.

In Abb. 4.4 sind die gewichteten Histogramme für die Monazite im Granat und in Abb. 4.5 für die Monazite außerhalb der Granate dargestellt.

Nach der statistischen Auswertung ergeben sich 4 Alterspopulationen für die 30 Monazit-Messungen in den Granaten mit 438 ± 69 Ma (2 Werte), 549 ± 21 Ma (12 Werte), 609 ± 22 Ma (10 Werte) und 702 ± 32 Ma (6 Werte).

26 Messungen wurden an Monaziten in bzw. an den Korngrenzen der Biotite durchgeführt. Nach der statistischen Auswertung lassen sich ebenfalls 4 Alterspopulationen mit 461 ± 28 Ma (5 Werte), 552 ± 35 Ma (4 Werte), 642 ± 19 Ma (12 Werte) und 753 ± 32 Ma (5 Werten) bei einer Wahrscheinlichkeit von 91,3 % und einem MSWD von 0,53 ableiten.

Werden die Alterspopulationen im und außerhalb der Granate verglichen, kann innerhalb der Fehler der Ergebnisse von einer direkten Übereinstimmung gesprochen werden. Insofern kann davon ausgegangen werden, dass die Monazite, die nicht durch Granate gepanzert waren, während ihrer jüngeren Geschichte keinen Pb, Th oder U-Verlust erfahren haben bzw. es während einer späteren Metamorphose zu einem Rücksetzen des Isotopensystems gekommen ist. Vergleicht man jedoch die beiden Summenkurven wird eine deutliche Darstellung des ≈ 461 Ma Peaks in der Darstellung der Monazit-Alter außerhalb des Granates sichtbar.

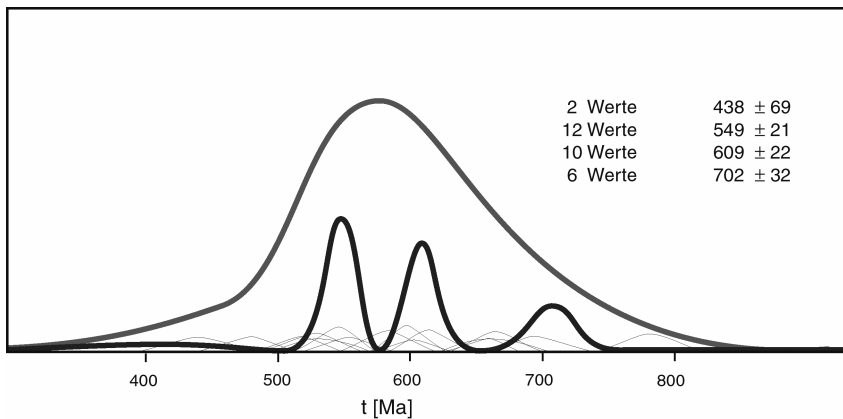


Abb. 4.4 Gewichtete Histogramm-Darstellung der Probe Tire Granulit (06/271095). Die gemessenen Monazite befinden sich innerhalb der Granate. Dargestellt sind die Glockenkurven für jede Einzelmessung, die Summenkurve aller Einzelalter und die statistisch abgeleiteten Alterspopulationen

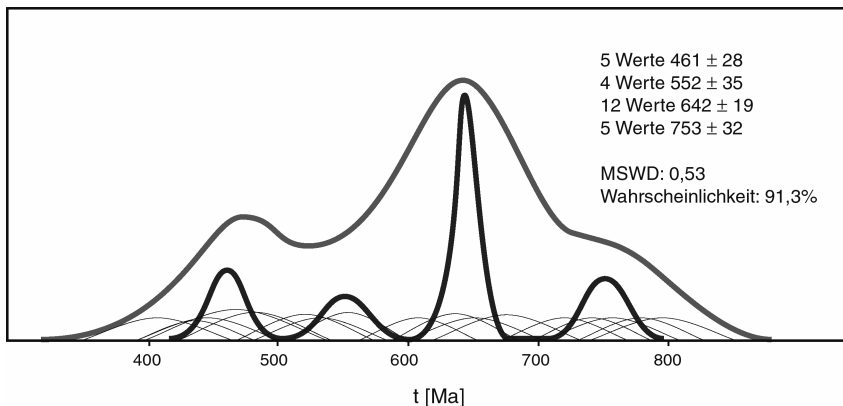


Abb. 4.5 Gewichtete Histogramm-Darstellung der Probe Tire Granulit (06/271095). Die gemessenen Monazite befinden sich außerhalb der Granate. Dargestellt sind die Glockenkurven für jede Einzelmessung, die Summenkurve aller Einzelalter und die statistisch abgeleiteten Alterspopulationen

4.1.2.3 Tire Metasediment (JP-97-28)

Die gemessenen Monazite dieser Probe besaßen bis auf 4 Ausnahmen so geringen Th-Konzentrationen, dass mit der Mikrosonde kein Pb detektiert werden konnte. 4 Messpunkte liegen an der Nachweis-Grenze und ergaben Alter mit sehr hohen Fehlern (139 ± 69 Ma; 81 ± 55 Ma; 164 ± 48 und 147 ± 63 Ma), so dass auf eine weitere Auswertung verzichtet worden ist.

Als Ergebnis kann allerdings festgehalten werden, dass diese Metapelit-Probe nur Alter um 100 Ma an der Nachweisgrenze der Methode jedoch keine älteren Alter gespeichert hat.

4.1.2.4 Kükçen Metapelit (190305)

Ein Metapelit südlich der Ortschaft Kükçen (in der Salihli-Aydin Decke gelegen) wurde auf Monazite gescannt und diese gemessen.

Auffällig waren die buchtigen Formen der Monazite und die Zonierungen (Abb. 4.6). Nur ein geringer Anteil der gemessenen Monazite konnte ausgewertet werden, da die Pb-Konzentrationen entweder im Fehlerbereich oder unter der Nachweisgrenze lagen. Interessanterweise konnte von sämtlichen

Zonierungsändern aufgrund fehlender Pb-Konzentrationen kein Alter ermittelt werden. Da die Th Konzentrationen hoch genug waren, kann davon ausgegangen werden, dass es sich um ein sehr junges Phänomen handelt, so dass noch keine entsprechende Menge an Pb entstehen konnte.

Wie in den vorangegangenen Proben werden durch die statistische Prozedur 4 Alterspopulationen mit unterschiedlichen Einzelwahrscheinlichkeiten bei einer Gesamtwahrscheinlichkeit von 90,2 % und einem MSWD von 0,76 abgeleitet mit den folgenden Altern: 59 ± 7 Ma (32 Werte) - diese Werte müssen mit besonders großer Vorsicht betrachtet werden, da sie am Limit der Methode liegen, 97 ± 9 Ma (21 Werte); 150 ± 19 Ma (6 Werte) und 278 ± 37 Ma (2 Werte). Die Ergebnisse sind in Abb. 4.7 dargestellt.

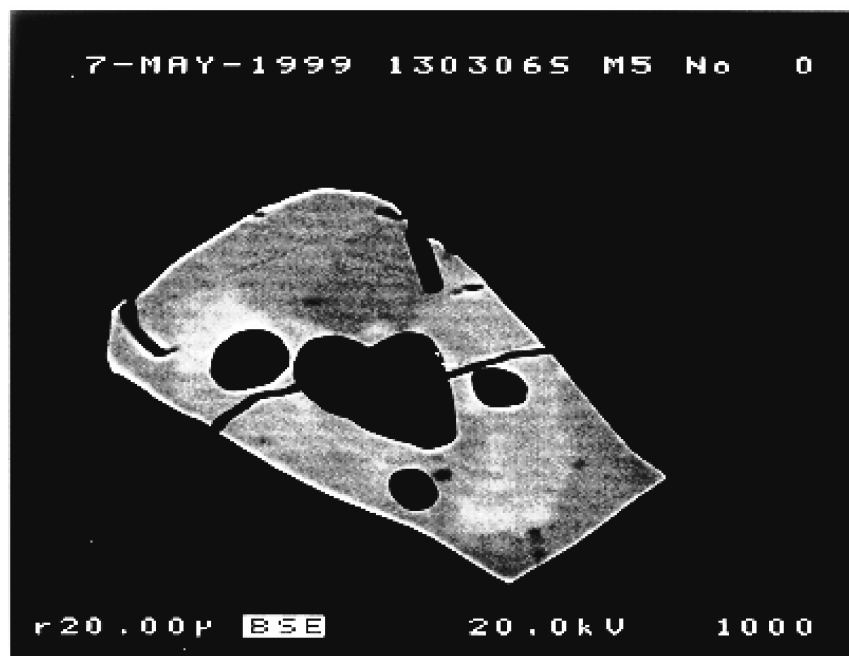


Abb. 4.6 BSE Aufnahme eines Monazits aus der Probe 190305. Auffällig sind die buchtigen Formen und die leichten Zonierungen

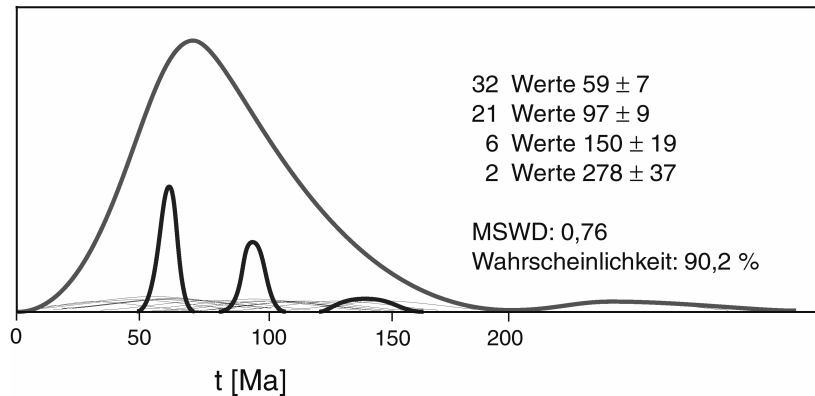


Abb. 4.7 Gewichtete Histogramm-Darstellung der Probe 190305. Dargestellt sind die Glockenkurven für jede Einzelmessung, die Summenkurve aller Einzelalter und die statistisch abgeleiteten Alterspopulationen

4.2. ^{207}Pb - ^{206}Pb Altersdatierungen

4.2.1 Birgi Augengneis

Zur Überprüfung der chemischen Datierungsmethode der Monazite der Birgi Augengneisprobe wurden von den Zirkonen derselben Probe ^{207}Pb - ^{206}Pb Alter angefertigt. Es wurden zum einen langprismatische, klare Zirkone mit einfachen Pyramiden-Köpfen und zum anderen rundliche mit polyfacettem Habitus, gelblicher Eigenfarbe und einem geringeren Glanz als die langprismatischen ausgewählt.

4.2.1.1 Ergebnisse

Gemessen wurden 9 langprismatische und 8 runde Zirkone, deren Einzelergebnisse in Tabelle 4.1 dargestellt sind.

a) Langprismatische Zirkone

Der Mittelwert des Alters der langprismatischen Zirkone liegt bei 539 ± 9 Ma. Werden die Einzelalter der 9 langprismatischen Zirkone betrachtet, wird eine relativ hohe Schwankungsbreite zwischen 517 Ma und 554 Ma sichtbar. Die Einzelalter der Zirkone ergeben zwei Alterscluster - Zirkone mit einem mittleren Alter von 555 Ma und Zirkone mit einem mittleren Alter von 519 Ma.

b) Rundliche Zirkone

Von diesen Zirkonen ist es nicht sinnvoll, ein mittleres Alter zu bestimmen, da die Schwankungsbreite der Einzelalter viel zu hoch ist.

Von Zirkon 1 wurde eine sehr große Intensität von ^{204}Pb (gewöhnliches Pb) gemessen. Das könnte der Grund für das junge Alter sein. Eventuell enthält der Zirkon eine gewöhnliche Pb-Komponente und durch die Korrektur des ^{204}Pb könnte das Alter verjüngt sein.

Bei Zirkon 8 stieg das Alter während der Messung an und erreichte am Ende ≈ 530 Ma. Der Grund des Altersanstiegs könnte ebenfalls das ^{204}Pb sein. Die ersten Meßwerte hatten sehr hohe ^{204}Pb -Gehalte im

Gegensatz zu den letzten, die eine sehr viel geringere ^{204}Pb -Werte aufwiesen. Eine andere Möglichkeit wäre in einer deutlichen Alterszonierung des Zirkons mit altem Kern und jungem Rand zu sehen.

Tabelle 4.1 ^{207}Pb - ^{206}Pb - Einzelergebnisse der Alter und Fehler aller gemessenen Zirkone in der Birgi-Gneisprobe

Zirkon Nr.	Alter + Fehler (2σ) in Ma		
	langprismatisch	Zirkon-Nr.	rundlich
1	521.3 ± 4.7	1	$467,7 \pm 7,7$
2	519.7 ± 7.1 ;	2	$2183,6 \pm 10,6$
3	554.4 ± 4.4 ;	3	$535,9 \pm 5,9$
4	542.5 ± 3.1	4	$616,4 \pm 4,1$
5	517.0 ± 2.9	5	$544 \pm 2,5$
6	546.3 ± 3.9	6	$1301,5 \pm 4,3$
7	551.0 ± 5.0 ;	7	nicht meßbar, zu geringe Intensität
8	533.3 ± 7.3 ;	8	$502,8 \pm 5,4$
9	549.3 ± 3.7 .		
Mittelwert	537 ± 9		

4.2.1.2 Kathodolumineszenz-Aufnahmen

Von den repräsentierenden Zirkonen wurden KL-Bilder angefertigt. In Abb. 4.8 sind Zirkon-Aufnahmen eines langprismatischen idiomorphen Zirkons mit einfachen Pyramidenköpfen, zwei polyfacetten Zirkonen und einem rundlichen Zirkon dargestellt.

Der langprismatische Zirkon (Abb. 4.8 c) zeigt im Kern eine Unterteilung in dunkle bzw. hell lumineszierende Sektoren. Der Kern wird von einem hell lumineszierenden Rand umschlossen, der bis auf die Pyramidenköpfe nicht bis wolkig zoniert ist. In den Pyramidenköpfen zeigt er schwache ozillatorische Zonierungen. In den Kern greifen tiefe Resorptionsbuchten, die ebenfalls durch hell lumineszierendes Material, ähnlich dem Rand ausgefüllt werden.

In Abb. 4.8 a und b sind polyfacette Zirkone dargestellt. Beide Zirkone enthalten einen Kern, der von relativ engständigen ozillatorischen Zonierungen umwachsen wird. Begrenzt werden beide Zirkone von einem hell lumineszierenden Rand, der keine bzw. wolkige Zonierungen aufweist.

Der rundliche Zirkon in Abb. 4.8 d zeigt einen Kern, der von mindestens einem Rand umgeben wird. Dieser Rand zeigt teilweise gering lumineszierende ozillatorische Zonierungen und gleichzeitig auch hell lumineszierende wolkige Bereiche. Im zweiten und dritten Quadranten der Abbildung wird ein weiteres Randsegment mit undeutlicher Zonierung sichtbar.

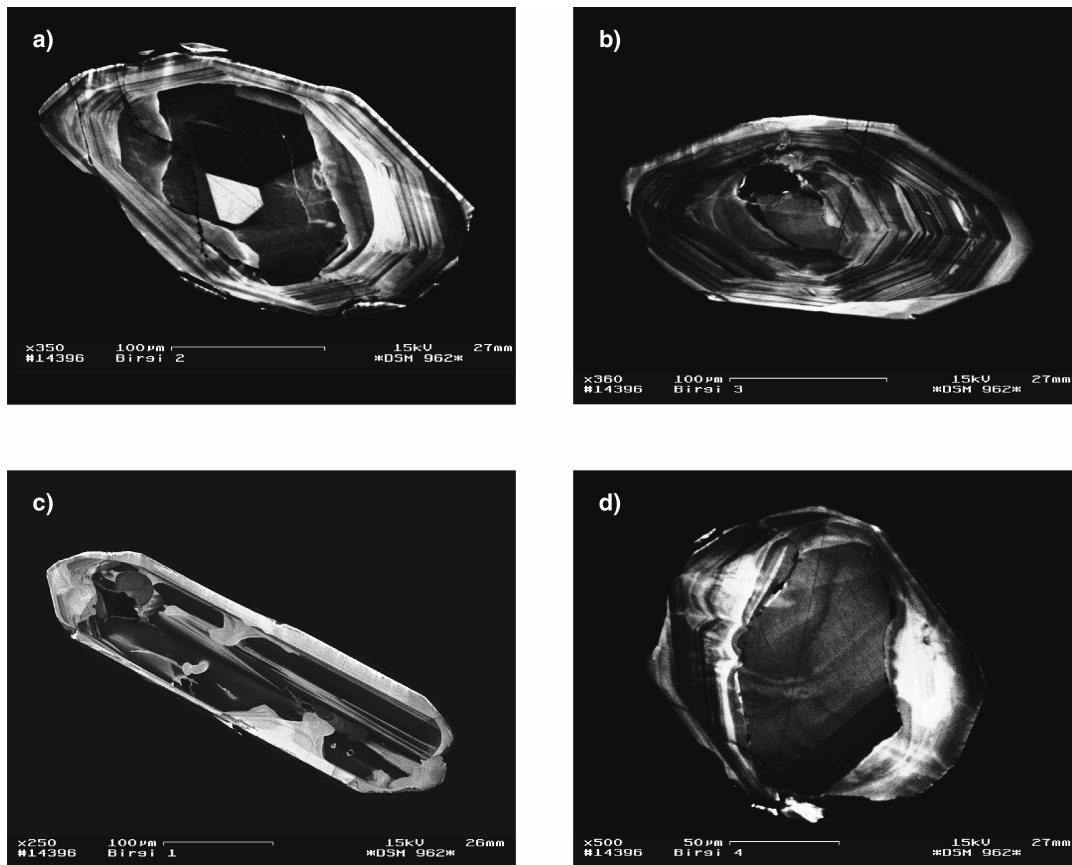


Abb. 4.8 Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen aus der Probe Birgi 97

4.2.2 Eklogitischer Metagabbro Alasehir (07/210996)

Aus einem Metagabbro südlich Alasehir (siehe Probenlokationskarte, Anhang S.) wurden Zirkone separiert, um das ^{207}Pb - ^{206}Pb Alter dieser Zirkone zu bestimmen. Die untersuchten Zirkone besitzen eine gelbliche Farbe und sind klar, mittel- bis kurzprismatisch und kantengerundet.

Die Bestimmung des ^{207}Pb - ^{206}Pb Alters war nur in drei Fällen möglich, da bei allen anderen Versuchen die Intensitäten zu gering waren.

4.2.2.1 Ergebnisse

Die Ergebnisse der ^{207}Pb - ^{206}Pb Datierung sind in der sind in Tabelle 4.2 dargestellt.

Tab 4.2 Alter und Fehler der Zirkone aus der Probe 07/210996 - eklogitischer Metagabbro

	Zirkone	Alter + Fehler (2σ) in Ma
1.	1 Zirkon	507 \pm 4
2.	1 Zirkon	497 \pm 6,2
3.	8 Zirkone	521 \pm 1,9

Wie aus der Tabelle 4.2 ersichtlich wird, stellt die Messung Nr 3, bei der 8 Zirkone gleichzeitig verdampft und gemessen wurden, die präziseste dar. Aufgrund der hohen Schwankungsbreite der Einzelergebnisse ist es nicht sinnvoll, ein mittleres Alter anzugeben.

4.2.2.2 Kathodolumineszenz-Aufnahmen

In Abb. 4.9 sind die KL-Bilder von 4 Zirkonen des Metagabbros dargestellt. Die mittelprismatischen Zirkone in Abbildung 4.9 a und 4.9 c zeigen eine deutliche Oszillationszonierung, die in 4.9 a recht weitständig ist im Gegensatz zu 4.9 c, wo eine engere Zonierung beobachtet werden kann. Beide Körner zeigen mindestens eine Kern-Komponente, die von einer sehr hell lumineszierenden Linie unterschiedlicher Dicke begrenzt wird. Beide Zirkone werden zudem von einem hell lumineszierenden äußeren Rand begrenzt. Der Zirkon in Abb. 4.9 b zeigt ebenfalls mindestens eine Kernkomponente, die von einer sehr hell lumineszierenden Linie begrenzt wird. Der Kern zeigt eine relativ engständige oszillatorische Zonierung im Gegensatz zu den Randbereichen, wo eine Oszillationszonierung sehr stark von einer wolkigen Zonierung überlagert wird. Umrandet wird der Zirkon von einer unterschiedlich dicken sehr hell lumineszierenden Linie.

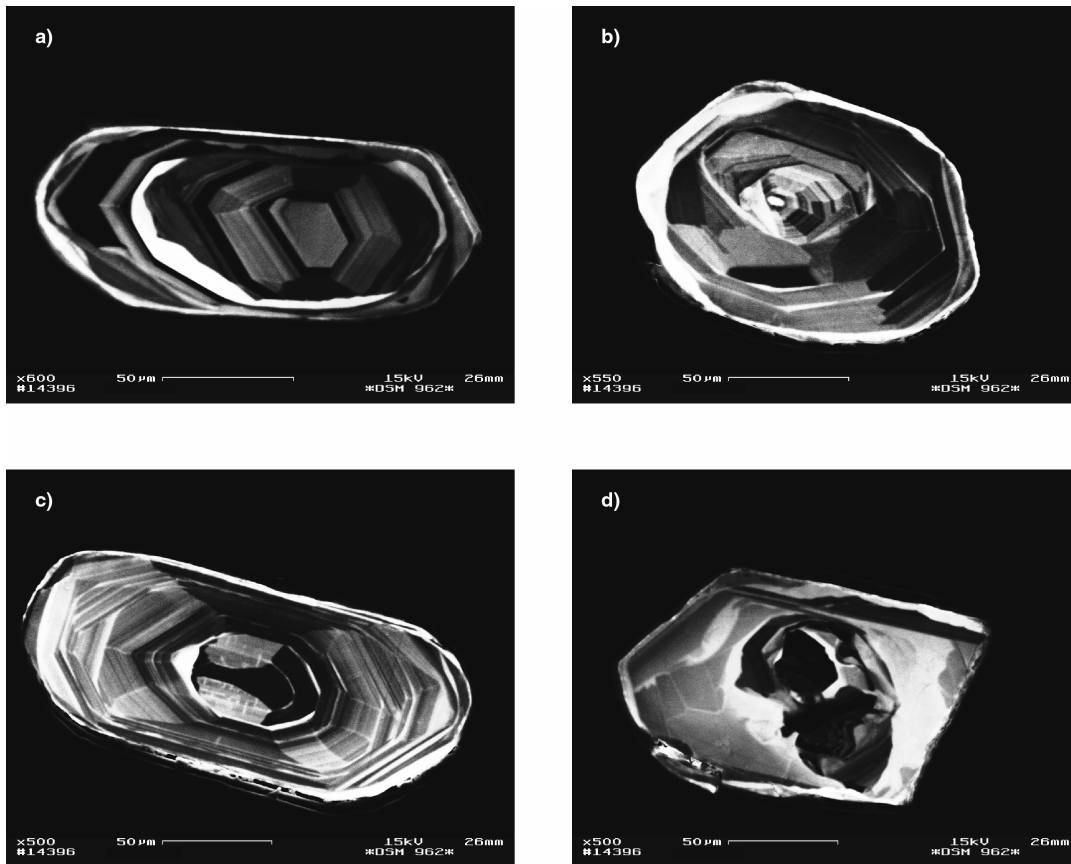


Abb. 4.9 Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkone aus der Probe 07/210996 (Alasehir)

Im Abb. 4.9 d ist ein deutlicher Kern sichtbar. Die heller lumineszierende Linie muss hier als heller wolkiger Bereich beschrieben werden. Es ist keine Oszillationszonierung sichtbar. Der äußere Rand des Zirkon ist wieder deutlich stärker lumineszierend als seine angrenzende Umgebung.

4.3 Diskussion der chemischen und ^{207}Pb - ^{206}Pb Alter

Die chemische Datierung kam hier zur Anwendung, um Altersinformationen über die metamorphe Entwicklung der Gesteine im Arbeitsgebiet zu erlangen.

In dieser Arbeit wurde das Modell der Schließungstemperatur (T_c) für die Interpretation der Altersdaten der Monazite angewendet. Die Schließungstemperatur ist definiert als die Temperatur des Systems, die es zu einem Zeitpunkt inne hatte, der durch das ermittelte Alter wiedergegeben wird (DODSON, 1979). Die Schließungstemperatur ist von der Korngröße und Kristallform sowie von der Abkühlrate des Gesteins abhängig.

Für Monazit ist generell eine Schließungstemperatur von wenigstens 700 °C akzeptiert. Jedoch gibt es eine Reihe von Arbeiten, die für Monazit bei Korngrößen zwischen 100 bis 300 μm Schließungstemperaturen von 800°C nachgewiesen haben (SCHENK 1980, 1990; BINGEN & VAN BREEMEN 1998; PARRISH & WITHEHOUSE 1999; MÖLLER ET AL. 2000)

Die Analysen der Monazite und deren statistische Auswertung ergaben, dass sich die Granulitprobe von Tire und die Augengneisprobe von Birgi am besten mit vier Einzelaltern, die unterschiedliche Einzelwahrscheinlichkeiten aufzeigen, beschreiben lassen. Demgegenüber zeigen die Metapelite von Tire und Kükken wesentlich jüngere Alter, die am Nachweislimit der Methode liegen, aber signifikant von den anderen Proben unterschieden werden können.

Die Alter in den Monaziten der Augengneis- und Granulitproben liegen in einer Zeitspanne von rund 450 Ma bis 800 Ma. Die einzelnen vier Altersgruppen überlappen im Fehler und treten bei allen Monaziten auf.

In Tabelle 4.3 sind die jeweils 4 Einzelalter und ihre Fehler mit der Anzahl der Einzelalter und den Einzelwahrscheinlichkeiten dargestellt.

Tabelle 4.3 Einzelalter der Monazite mit ihren Fehlern und die Einzelwahrscheinlichkeiten der Gneis- und Granulitprobe

	Anzahl	Alter +Fehler	Wahrscheinlichkeit (P)
Tire außerhalb der Granate	5	461±28	52 %
	4	552±35	85,3 %
	12	642 ±19	90,4 %
	5	753±32	58,6
Tire im Granat	2	438±69	93,1 %
	12	549±21	96,4 %
	10	609±22	91,0%
	6	702±32	46,5%
Birgi	10	532±19	9 %
	29	632±12	91,5 %
	29	706±13	93,5 %
	35	796±13	56,1 %

Die höchste bzw. zweithöchste Wahrscheinlichkeit besitzen in der Tire Granulitprobe die Alter um 550 Ma und die Alter um 600 - 650 Ma.

In der Birgi Augengneisprobe besitzen die Alter 632 Ma und 796 Ma eine Wahrscheinlichkeit über 90 %, allerdings tritt auch ein Alter um 550 Ma (532 ± 19) mit einer geringen Einzelwahrscheinlichkeit auf. Die getrennte Betrachtung der Monazite innerhalb und außerhalb der Granate in der Tire Granulitprobe ergibt gleiche Altersgruppen, auch wenn die Einzelwahrscheinlichkeiten der jeweiligen Alter unterschiedlich sind, was eine gleichzeitige Bildung der Altersinformation ohne spätere Überprägung impliziert.

Werden die fünf jungen Randalter der Monazite aus der Birgi-Probe hinzugezogen, können folgende Schlüsse gezogen werden. Vergleicht man die restlichen Alter der Birgi Probe mit den Altern aus dem Metapelit von Aydin kann eine gute Übereinstimmung der Alter 52 ± 10 Ma (Birgi Gneis; Rand) und 59 ± 7 (Metapelit Aydin) sowie 186 ± 15 Ma (Birgi-Gneis; Rand) und 150 ± 19 Ma gefunden werden. Die Alter zeigen, dass es um 50 Ma und zwischen 150 und 180 Ma zu Bedingungen kam, wo Monazit neu wachsen bzw. sich das Isotopensystem in Teilen der Monazite neu einstellen konnte. Zwei der fünf jungen (jung im Vergleich zu den wesentlich älteren Bereichen der Monazite in der Birgi-Probe) Randalter können aufgrund ihrer hohen Einzelfehler (83 Ma und 101 Ma) nicht mit in die Betrachtung einbezogen werden. Das Alter 322 ± 49 Ma (Birgi Gneis Rand) wird nicht mit den 278 ± 37 Ma Altern (Metapelit Aydin) parallelisiert, da es sich bei dem Metapelit eindeutig um Kerne handelte, die diese Alter besitzen und insofern als alte, ererbte sedimentäre Komponenten interpretiert werden.

Die aufgenommenen BSE-Bilder der Monazite der Birgi Gneis Probe zeigen keine Zonierungen, weshalb sie als metamorph gewachsene Minerale interpretiert werden. Wird die Verteilung der Einzelalter auf den Meßprofilen betrachtet, lassen sich allerdings unterschiedliche Th-, U- und Pb-Konzentrationen feststellen, die sich in unterschiedlichen Altern widerspiegeln. Aus der Verteilung der Einzelalter innerhalb der Monazite in der Birgi Gneis Probe (Abb. 4.1) lassen sich keine eindeutigen

Altersdomänen identifizieren. Insofern könnten die Einzelalter in den Monaziten die Zeitdomänen ihrer Wachstumskeime, aus denen sich die Monazite gebildet haben bzw. Altersinformationen unvollständig reequilibrierter Bereiche im Monazit, widerspiegeln.

4.3.1 Birgi Gneisprobe Pb-Pb-Alter

Zum Vergleich und zur Diskussions- und Interpretationsmöglichkeit der chemischen Alter wurden von einer Probe (Birgi Augengneis) Pb-Pb-Alter an Zirkonen hergestellt, deren Habitus zum einen langprismatisch und zum anderen rundlich waren.

Die langprismatischen Zirkone ergeben ein mittleres Alter von 539 ± 9 Ma Jahren im Gegensatz zu den rundlichen Zirkonen, die unterschiedlich alte Alter ≥ 540 Ma aufweisen. Die 2 jüngeren Alter der Zirkone 1 und 8 lassen sich über die Korrektur des ^{204}Pb und einer damit verbundenen Verjüngung der Alter erklären. Zirkon 8 kann zudem über eine Alterszonierung erklärt werden. Beginnend mit einem jüngeren Rand gegenüber dem Kern stieg das Alter auf rund 530 Ma an.

Werden die Pb-Pb-Alter der Zirkone mit den Monaziten in der Birgi Augengneisprobe verglichen, wird folgendes sichtbar:

Das Alter der langprismatischen Zirkone von 539 ± 9 Ma wird auch von einer Alterspopulation der Monazite abgebildet. 10 Messpunkte ergaben ein Alter von 532 ± 19 Ma. Dieses Alter besitzt jedoch nach Anwendung der statistischen Prozedur eine geringe Einzelwahrscheinlichkeit von 9 %. Zum einen zeigt die angewendete Pb-Pb Datierung an Zirkonen eine sehr gute Übereinstimmung mit den chemischen Altersdaten, die nach der Datierungsmethode von MONTEL ET AL. et al. (1994, 1996) ausgewertet wurden, so dass die Verlässlichkeit der Methode nachgewiesen werden konnte. Zum anderen kann die Interpretation der Einzelalter jedoch nur mit größter Achtsamkeit erfolgen, da nicht unbedingt von der Wahrscheinlichkeit eines errechneten Alters auf seine geologische Relevanz gefolgert werden kann.

Die Monazite haben neben den Altern um 540 Ma auch mehrere ältere Komponenten gespeichert, die mit den rundlichen Zirkonen in soweit an dieser Stelle parallelisiert werden können, als das auch in den Zirkonen der Augengneisprobe ältere Altersdomänen detektiert werden können.

Anhand der KL-Aufnahmen der Zirkone wird deren sehr komplexe polyphase Entwicklung deutlich. Die Zirkone zeigen zum einen oszillatorische Wachstumszonierung (Abb. 4.8 a und 4.8 b) und zum anderen Resorptionsbuchten. Beide Beobachtungen können als magmatische Indizien gewertet werden. Im Gegensatz dazu deuten die wolkigen Bereiche in den Zirkonen eher auf eine metamorphe Entwicklung hin (RUBATTO ET AL. 1998, 1999, GEBAUER ET AL. 1997). Weiterhin haben die Zirkone noch ein älteres Ereignis in Form von Kernen ererbt.

VAVRA ET AL. (1999) können mit ihren Untersuchungen der Internmorphologie und U-Th-Pb Mikroanalysen an Zirkonen der Ivrea Zone (südliche Alpen) magmatische, metamorphe und Fluidbetonte Ereignisse unterscheiden. Sie belegen, dass Anwachsäume an Zirkonen aus sauren

Lithologien beim Übergang von amphibolit- zu granulitfazieller Metamorphose zu wachsen beginnen und bestätigen damit frühere Untersuchungen an Zirkonen (SCHIOTTE ET AL. 1989).

VAVRA ET AL. (1999) belegen mit ihren Untersuchungen, dass Pb-Verlust durch Metamiktisierung nicht der wesentliche Mechanismus für eine Altersverjüngung ist. Sie können zeigen, dass wachstumsbedingte und oberflächenbedingte Alteration sowie die Ausheilung von Gitterdefekten die wesentlichen Faktoren darstellen, die zur Verjüngung der Alter führen.

Die Autoren können mit ihren Untersuchungen zeigen, dass es beim Übergang von amphibolit- zu granulitfaziellen Bedingungen zum Zirkonwachstum kommt.

Werden die KL-Aufnahmen der Birgi Gneisprobe (Abb. 4.8) mit den Abbildungen in VAVRA ET AL. (1999) verglichen, lassen sich die Anwachssäume der Birgi Gneisprobe als metamorphes Ereignis beim Übergang von amphibolitfaziellen zu granulitfaziellen Bedingungen interpretieren.

Die KL-Bilder der Zirkone deuten jedoch darauf hin, dass evtl. mit Hilfe der Pb-Pb Evaporationsmethode nicht alle in den Zirkonen gespeicherten Altersinformationen detektiert werden konnten.

In der Literatur existieren derzeit Pb-Pb Daten an granitoiden Gneisen aus dem südlichen Menderes Massiv von DANNAT (1997), LOOS & REISCHMANN (1999), GESSNER (2000). Die Zirkone ergaben Alter zwischen 521 ± 8 Ma und 572 ± 7 Ma, die als Intrusionsalter der Protolithen der Gneise interpretiert werden. Weiterhin ergaben einige Zirkone Alter in einer Spanne von 659 ± 5 und 662 ± 3 Ma, die von den Autoren als ererbte Komponenten interpretiert werden.

Ein granitoider Gneis bei Birgi, der jedoch eine Deformation weniger als das Umgebungsgestein beinhaltet, wurde mit konventioneller U-Pb-Datierung von HETZEL ET AL. 1998 auf 551.5 ± 1.4 Ma datiert. Das Alter wird sowohl als Intrusionsalter des Protolithen sowie als Alter der Migmatisierung des Nebengesteins (pelitische Gneise) interpretiert.

Die hier vorgestellten Zirkondaten stimmen mit der Altersspanne, die von DANNAT (1997), LOOS & REISCHMANN (1999) präsentiert wurde und mit den Daten von HETZEL ET AL. (1998) überein. Alter zwischen rund 532 ± 19 Ma und 552 ± 35 Ma konnten auch in den untersuchten Monaziten detektiert werden. In den Monaziten existieren zudem ältere Komponenten um 620 Ma und um 700 Ma, die demzufolge eine geologische Relevanz besitzen könnten. Die Monazite zeigen keine magmatischen Wachstumszonierungen, so dass die chemischen Alter, die eine geologische Relevanz besitzen, als metamorphe Alter interpretiert werden. Demgegenüber stehen die Oszillationszonierungen und Resorptionsbuchten in einigen der oben beschriebenen Zirkone. Insofern muss festgehalten werden, dass eine eindeutige Zuordnung der Zirkon-Daten, die in der Literatur existieren und hier präsentiert wurden, mit den bisher angewendeten Methoden nicht eindeutig interpretiert werden können. Eventuell könnten SHRIMP-Analysen diese Problematik aufklären.

4.3.2 Probe eklogitischer Metagabbro Alasehir (07/210996)

Die gemessenen Zirkone ergaben unterschiedliche Alter von $507 \pm 4,0$ Ma, $497 \pm 6,2$ Ma und $521 \pm 1,9$ Ma, so dass keine eindeutige Aussage über das Alter dieser Probe getroffen werden kann. Den geringsten Fehler mit 1,9 Ma weist das Alter von 521 Ma auf und stellt somit die genaueste Messung dar.

Das Alter von 521 ± 1.9 Ma lässt sich in die Gruppe der Zirkon-Alter einordnen, bei denen es auch ein Alterscluster von rund 520 Ma gibt, das durch die Daten von LOOS UND REISCHMANN (1999) aus dem südlichen Menderes Massiv und durch die hier vorgestellten Daten belegt werden kann.

Die KL-Aufnahmen zeigen sehr deutlich, dass sich unterschiedliche Populationen von Zirkonen in dieser Probe befinden. Zum einen konnten mittelprismatische Zirkone mit Oszillationszonierung beobachtet werden und zum anderen rundliche Zirkone mit einer Sektorzonierung. Alle Zirkone in dieser Probe zeigen Kerne, die als alte magmatische Relikte erhalten geblieben sind. Insofern könnten oszillatorische und wolkige Sektorzonierung Hinweise für metamorphe Entwicklungen geben. Werden die Untersuchungen von VAVRA ET AL. (1999) hinzugezogen, können die Zonierungen ebenfalls auf Wachstumszonierungen unter Bedingungen beim Übergang von amphibolit- zu granulitfaziellen Bedingungen hinweisen.

5. Synthese der petrologischen und chronologischen Resultate

Über die chemische Datierung an Monaziten und durch Pb-Pb-Datierungen an Zirkonen wurde ein wesentlicher Altersschwerpunkt zwischen 520 Ma und 550 Ma an der Gneis-, Granulit- und Metagabbro-Probe im zentralen Menderes Massiv nachgewiesen. Diese Altersspanne wird den spätorogenen Intrusionen präkambrischer bis kambrischer Granite zugeordnet, die sich im Zusammenhang mit den Panafrikanischen Orogenzyklen entwickelten. Wie aus Tab. 5.1 ersichtlich wird, sind viele Intrusionen im zentralen und südlichen Menderes Massiv in dieser Altersspanne datiert worden.

Im südlichen Menderes Massiv sind Intrusionsalter von 520 Ma sowie einer Intrusionsphase zwischen 540 Ma und 550 Ma dokumentiert (siehe Tab. 5.1). In dieselbe Zeitspanne fallen die Alter der Migmatisierungen, die mit den großvolumigen Intrusionen von Graniten in Zusammenhang gebracht werden [ca. 540 Ma (DANNAT 1999), ca. 529 Ma (SCHULING, 1973) und 502 ± 10 Ma (SATIR & FRIEDRICHSEN, 1986)].

Aus dem zentralen Menderes Massiv wird die Intrusion des Birgi Metagranites, der mit 551 ± 1.4 Ma datiert wurde, mit dem Zeitpunkt der Migmatisierung der pelitischen Gneise in einen Zusammenhang gestellt (HETZEL ET AL. 1998).

Das Intrusionsereignis wird auch in den Monaziten der Birgi Augengneisprobe (532 ± 19 Ma) und in der Tire Granulitprobe (549 ± 21 Ma) sowie in den Zirkonen des Birgi Augengneises (517 Ma - 554 Ma; mittleres Alter von 532 ± 7 Ma) abgebildet.

Mit der Intrusion des Birgi Metagranites, in dem von HETZEL ET AL. (1998) keine Hochdruckrelikte beschrieben werden und der zudem eine Deformationsphase weniger als das Umgebungsgestein erfahren hat, kommt es zu einer Aufheizung des Umgebungsgesteins, die in den pelitischen Gneisen zu einer Migmatisierung führte. In den Augengneisen von Birgi verursachte die Aufheizung eine Öffnung des Isotopensystems, so dass die Zirkone in der Birgi Augengneisprobe rückgesetzt wurden und ebenfalls diese regionalen magmatischen Ereignisse widerspiegeln. Die Änderung der Temperatur- und Druckbedingungen lässt sich auch in den KL-Aufnahmen der Zirkone beobachten, die neben magmatischen Zonierungen wolkige Bereiche zeigen, die als metamorphe Einflüsse interpretiert werden. Folgt man den Untersuchungen von VAVRA ET AL. (1999) erfolgte ein Teil der Wachstumszonierungen im Übergangsbereich von Amphibolit- zu Granulitfazies.

Das Zirkonalter des Metagabbro von Alasehir mit einem Alter von $521 \pm 1,7$ Ma ist jünger als die aus den Gneisen ermittelten Alter der Zirkone und Monazite. Sie werden aufgrund ihrer alten Kerne und den wolkigen Wachstumszonierungen in demselben Sinn wie die Birgi Augengneisprobe interpretiert. Die 521 Ma werden als Zeitpunkt, bei dem sich das Isotopensystem öffnete und es zu einer Rücksetzung kam interpretiert. Wie aus Tabelle 5.1 ersichtlich ist, sind aus dem südlichen Menderes Massiv ebenfalls Intrusionsalter mit 520 Ma detektiert worden.

Eine Aufheizung konnte zum einen in den metabasischen Gesteinen von Tire dokumentiert werden, wo es zu einer Temperaturzunahme von 610 - 650 °C auf 700 - 750 °C bei gleichbleibenden Druckbedingungen von 1.2 - 1.4 GPa kam. Zum anderen wird die Aufheizung durch die vorkommenden Granulit-Relikte und das Auftreten von Orthopyroxen in den sauren Nebengesteinen belegt.

Die Aufheizung stellt den Endpunkt eines metamorphen Teilpfades (Amphibolitfazies 1 - Hochdruck - Amphibolitfazies 2/Granulitfazies) dar, der an den metabasischen Gesteinen herausgearbeitet worden ist. Insofern kann gefolgert werden, dass die Amphibolitfazies 2 mit einem Alter von minimal 520 Ma fixiert werden kann (Abb. 5.1).

Neben den spätrogenen Intrusionsaltern wurden auch ältere Altersschwerpunkte bei rund 620 Ma und rund 700 Ma in den Monaziten der Birgi Gneisprobe und der Tire Granulitprobe gefunden. Die KL-Aufnahmen der Zirkone verdeutlichen die komplexe Wachstumsgeschichte dieser Minerale. Neben magmatischen Zonierungen wurden wolkige Bereiche identifiziert, die als metamorphe Ereignisse interpretiert werden. Die BSE-Bilder der Monazite weisen keine Zonierungen auf, weshalb die untersuchten Monazite ebenso als metamorphe Minerale interpretiert werden.

In der Literatur konnten aus dem Arabisch Nubischen Schild und aus Ostafrika metamorphe Alter zwischen 750 und 650 Ma gefunden werden (STERN ET AL. 1998, TEKLY ET AL. 1999). Diese Alter werden als Zeitspanne für die Kollision von Ost- und Westgondwana interpretiert. In Israel (Arabisch-Nubisches Schild) wurde die Kollision zwischen Ost- und Westgondwana mit 620 ± 10 Ma datiert (COSCA ET AL. 1999).

Innerhalb dieser Orogenzyklen wird angenommen, dass es zur Bildung von Hochdruckgesteinen kam. In diesem Zusammenhang werden auch die Hochdruckrelikte aus der Birgi-Tire Decke interpretiert. Für diese Hochdruckrelikte wurden maximale Druck- und Temperaturbedingungen von 2.2 GPa bei 720 °C (Tire) und 680 bis 700 °C (Kiraz) berechnet. Sie konnten überwiegend über ihre Zerfallsprodukte, die Symplektite identifiziert werden. Die Symplektite stellen ebenso wie die Koronen der Amphibolitfazies 1 Ungleichgewichtsgefüge dar. Aus diesen Gefügen wird gefolgert, dass es zu einem schnellen Wechsel der metamorphen Bedingungen gekommen sein muss (LIU 1997). Deshalb werden sowohl die Amphibolitfazies 1 und die Eklogitfazies der Panafrikanischen Orogenese zugeordnet.

Es lässt sich zusammenfassen, dass an den metabasischen Gesteinen der Birgi-Tire Decke ein metamorpher Teilpfad (Amphibolitfazies1-Hochdruck-Amphibolitfazies2/Granulitfazies) entwickelt wurde, der dem Panafrikanischen Orogenzyklus zugeordnet wird. Die Amphibolitfazies 2, die in den sauren Nebengesteinen granulitfazielle Bedingungen aufzeigt, wird als Endpunkt dieses Teilpfades interpretiert. Dieser Endpunkt ist mit einem minimalen Alter von 520 Ma fixiert.

Die Altersdaten dieser Arbeit stehen in guter Übereinstimmung mit den Aussagen der Autoren, die eine Gondwana-Affinität für das Menderes Massiv postuliert haben (SENGÖR & YILMAZ 1981, LOOS & REISCHMANN 1999, LIPS 1998, STAMPFLI 2000 UND VAVASSIS 2000),

Tab 5.1: Zusammenstellung der im Menderes Massiv existierenden Altersdaten

Lithologische Lokalität	Einheit; Alter (Ma)	Methode	Autoren
Paragneise, gesamtes MM	2555 - 1740	^{207}Pb - ^{206}Pb Evaporationseinzelkorndatierung	Reischmann (1991)
deformierte Metagranite, Selimiye Scherzzone, südl. Çine Submassiv	546 ± 1.2	^{207}Pb - ^{206}Pb Evaporationseinzelkorndatierung	Hetzel & Reischmann (1996)
Orthogneise, gesamtes MM	528 ± 4.3 - 541.4 ± 2.5 659 ± 7, 563 ± 3 - 546 ± 5	^{207}Pb - ^{206}Pb Evaporationseinzelkorndatierung	Dannat (1997) Loos & Reischmann (1999)
deformierter Metagranit Birgi, Ödemis Submassiv	551 ± 1.4	U-Pb	Hetzel et al. (1998)
Migmatite, südliches MM	rund 540	^{207}Pb - ^{206}Pb Evaporationseinzelkorndatierung	Dannat (1999)
Migmatite, südliches MM	rund 529	Rb-Sr-Gesamtgesteinschone	Schuling (1976)
Migmatit, südliches MM	502 ± 10	Rb-Sr-Gesamtgesteinschone	Satir & Friedrichsen (1986)
Metatonalit - Metagranit, Nordrand MM	471 ± 9	Rb-Sr-Gesamtgesteinschone	Satir & Friedrichsen (1986)
Granite Derbent Gebiet, Ödemis Submassiv	240.3 ± 2.2; 226 ± 6.8 ~ 240 - 250	^{207}Pb - ^{206}Pb Evaporationseinzelkorndatierung	Dannat (1997) Korralay et al. (1998)
Metatonalit - Metagranit, Nordrand MM	120 - 230 (Mischalter)	Rb-Sr-Hellglimmer	Satir & Friedrichsen (1986)
Migmatit, südliches MM	56 ± 1	Rb-Sr-Hellglimmer	Satir & Friedrichsen (1986)
Metatonalit - Metagranit, Nordrand MM	37 ± 1	Rb-Sr-Biotit	Satir & Friedrichsen (1986)
Büyük Menderes Graben	38.3 ± 2.4 35.5 ± 1.5	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Laser (Hellglimmer)	Lips (1998)
Ergrigöz Granit Gördes Submassiv	~ 20	^{207}Pb - ^{206}Pb Evaporationseinzelkorndatierung	Reischmann et al. (1991)
Turgutlu und Sahlili Granodiorite, Ödemis Submassiv	19.5 ± 1.4 13.3 ± 0.3; 12.6 ± 0.4	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Amphibol Isochrone) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -(Biotit Plateau)	Hetzel et al. (1995)
Gediz Detachment Mylonit	6.6 ± 2.4 6.7 ± 1.1	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Laser (Hellglimmer)	Lips (1998)

Chemische Datierungen an Monaziten aus den bearbeiteten Metasedimenten ergaben metamorphe Altersinformationen kleiner 100 Ma. Wie aus Tab. 5.1. ersichtlich ist, sind aus dem zentralen und südlichen Menderes Massiv alpine Alter zwischen 56 und 7 Ma belegt worden.

Daten über alpine Metamorphosetemperaturen wurden von KORRALAY ET AL. (1998) erhoben, die mittels Sauerstoffisotope an Quarz-Muskovit-, Quarz-Biotit- und Quarz-Granat- Paaren Temperaturen zwischen 540 °C und 600 °C ermittelten.

In den bearbeiteten metabasischen Gesteinen sind Druck- und Temperaturpunkte im amphibolitfaziellen Feld bestimmt worden (siehe Tabelle 5.2 Tire 670°C, 0.7 GPa, Kiraz: 680 °C und 0.7 GPa sowie 550 °C - 580 °C bei 0.4 GPa), die niedrigere Bedingungen anzeigen als die der Amphibolitfazies 2, die der Panafrikanischen Orogenese zugeordnet werden.

Das Granatwachstum im Metasediment von Tire sowie die metamorphen Teilpfade von LACKMANN (1997) deuten darauf hin, dass die Tire Metasedimente die nachgewiesenen amphibolitfaziellen Bedingungen (660 °C und 0.6 GPA) auf dem prograden Metamorphoseweg erreichen. Diese Untersuchungen stehen in guter Übereinstimmung mit den Ergebnissen von IZDAR, 1971; EVIRGEN & ASHWORTH 1984, CANDAN & KUN, 1991, HETZEL, 1995, DORA ET AL. 1995.

Die niedrigeren Druck-Temperaturpunkte der metabasischen Gesteine im amphibolitfaziellen Feld werden mit den entsprechenden der Metasedimente parallelisiert, so dass gefolgert werden kann, dass beide Gesteinseinheiten (Metabasite und Metasedimente) während der Alpenen Orogenese zusammengeführt wurden. Die ermittelten Druck- und Temperaturbereiche werden als Krustenstapelung interpretiert. Daraus kann geschlossen werden, dass die metabasischen Gesteine und die Metasedimente aus der Birgi-Tire Decke während der Alpenen Orogenese gestapelt wurden und danach eine gemeinsame Exhumierung der Gesteine erfolgte (Abb. 5.1).

LIPS (1998) stellt ein Exhumierungsmodell für das Menderes Massiv anhand von Ar - Ar Datierungen und strukturellen Untersuchungen auf. Danach beginnt die Exhumierung mit einer Krustenstapelung zwischen 40 - 35 Ma und einer gleichzeitigen nach Norden gerichteten Scherung. Darauf folgt ein mehrphasiger Extension-Kollaps zwischen 20 - 18 Ma und 7 - 6 Ma, wodurch die Gesteine an die heutige Oberfläche kamen.

Die hier präsentierten metamorphen Teilpfade, von denen nachgewiesen werden konnte, dass sie der Panafrikanischen und Alpenen Orogenese zuzuordnen sind, stellen weitere Argumente in der Diskussion um die Stellung des Menderes Massivs dar.

Das Fehlen von variskischen Metamorphosealtern stellt ein wesentliches Argument gegen die Korrelation des gesamten Menderes Massivs mit den Kykladen dar. Für die in dieser Arbeit herausgearbeiteten Metamorphose-Teilpfade sind aus den Kykladen keine Äquivalente dokumentiert.

Die Ergebnisse dieser Arbeit sprechen ebenso wie die Aussagen von RING ET AL. 1999a, GESSNER 2000, VAVASSIS 2000 und STAMPFLI 2000 dafür, dass das Menderes Massiv nicht die gleiche tektono-metamorphe Entwicklung wie die Kykladen erlebt haben.

Mithilfe der hier vorliegenden Ergebnisse kann die Birgi-Tire Decke genauer charakterisiert werden. Die Birgi-Tire Decke besteht aus Metasedimenten, pelitischen Gneisen, Augengneisen und metabasischen Gesteinen. Die Gneise (pelitische und Augengneise) und die metabasischen Gesteine stellen panafrikanische Relikte dar, die einen amphibolit- eklogit- amphibolit/granulitfaziellen Metamorphosepfad gespeichert haben. Die amphibolit- bis granulitfazielle Metamorphose hängt mit den Granitintrusionen zusammen und fand in einem Zeitraum zwischen 520 - 550 Ma statt. Große Teile der Metasedimente der Birgi Tire Decke haben jedoch nur eine alpine metamorphe Entwicklung durchlaufen, wo sie unter

amphibolitfazielle Bedingungen Krustentiefen erreichten, bei denen sie mit den panafrikanischen Relikten zusammen gestapelt wurden und eine gemeinsame Exhumierung erfahren haben.

Unklar bleibt aufgrund fehlender Berechnungsmöglichkeiten die Einordnung der Eklogit-Blöcke aus der Selcuk Einheit. Aus den Granaten kann eine andere metamorphe Entwicklung gegenüber den Eklogit-Relikten aus der Birgi-Tire Decke abgeleitet werden.

Die Granate weisen Ähnlichkeiten mit den Beschreibungen der HP/LT Gesteine von Sifnos (SCHLIESTADT 1980) und Syros (DIXON 1969) auf.

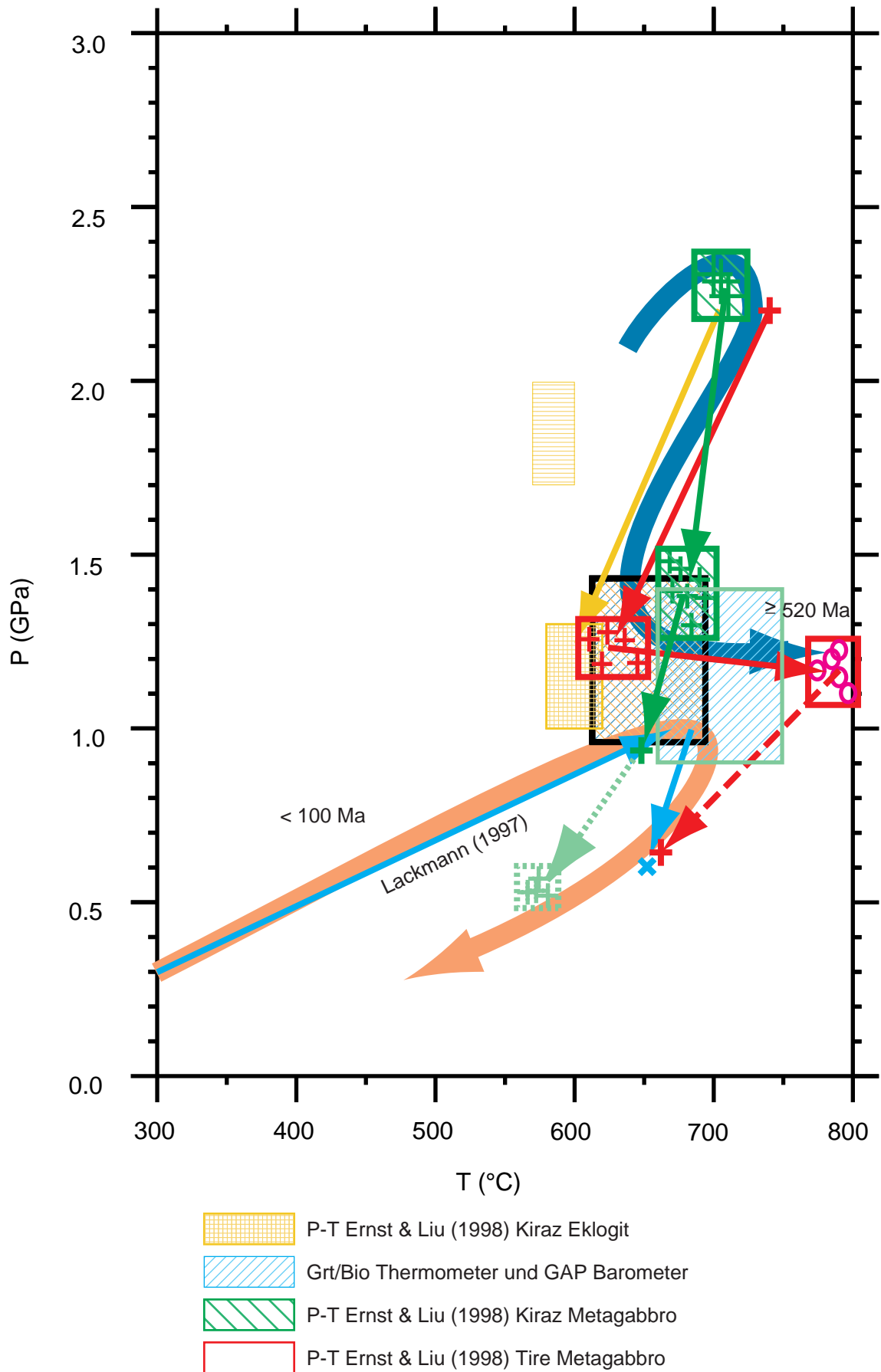


Abb. 5.1 Interpretativer P-T Pfad anhand der Ergebnisse dieser Arbeit. Ersichtlich wird ein panafrikanischer und ein alpiner Metamorphoseteilpfad.

- Akkök, R., 1983. Structural and metamorphic evolution of the northern part of the Menderes massif: New data from the Derbent area and their implication for the tectonics of the massif. *J. Geol.*, 91: 342-350.
- Altherr, R., Kreuzer H., Wendt I., Lenz H., Wagner G. A., Keller, J. Harre, W., Höhndorf A., 1982. A Late Oligocene/Early Miocene high temperature belt in the Attic-Cycladic Crystalline Complex (SE Pelagonia). *Geologisches Jahrbuch*, E23: 97-164.
- Andriessen, P.A.M. et al., 1979. Dating the Events of Metamorphism and Granitic Magmatism in the Alpine Orogen of Naxos (Cycladen, Greece)., 69: 215 - 225.
- Arenas, R., Abati, J., Catalan, J.R.M., Garcia, F.D. and Pascual, F.J.R., 1997. P-T evolution of eclogites from the Agualada unit (Ordenes complex, northwest Iberian Massif, Spain): Implications for crustal subduction. *Lithos*, 40(2-4): 221-242.
- Ashworth, J.R. and Evirgen, M.M., 1984. Garnet and associated minerals in the southern margin of the Menderes Massif, southwest Turkey. *Geological Magazine*, 121: 323 - 337.
- Berman, R.G., 1988. Internally consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, 29: 445 - 522.
- Berman, R.G., 1990. Mixing properties of the Ca-Mg-Fe-Mn-garnets. *The American Mineralogist*, 75(328 - 344).
- Berman, R.G., Aranovich, L.Y. and Pattison, D.R.M., 1995. Reassessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer: II. Thermodynamic analysis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 119: 30-42.
- Berman, 1996. TWQ-Program, release Version 2.02., Geological Survey of Canada, Ottawa: Ontario K1A0E8, Canada.
- Biino, G. and de Capitani, G., 1996. Equilibrium assemblage calculation: an new approach to metamorphic petrology., *Bolletino del Museo Regionale di Scienze Nationali*, Torino, pp. 11-53.
- Bingen, B. and van Breemen, O., 1998. U-Pb monazite ages in amphibolite- to granulite-facies orthogneiss reflect hydrous mineral breakdown reactions: Sveconorwegian Province of SW Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(4): 336-353.
- Bozkurt, E. and Park, R.G., 1994. Southern Menderes Massif - an Incipient Metamorphic Core Complex in Western Anatolia, Turkey. *Journal of the Geological Society*, 151: 213-216.
- Braun, I., Montel, J.M. and Nicollet, C., 1998. Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India. *Chemical Geology*, 146(1-2): 65-85.
- Brinkmann, R., 1966. Geotektonische Gliederung von Westanatolien. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie*: 603 - 618.
- Brocker, M. and Franz, L., 1998. Rb-Sr isotope studies on Tinos Island (Cyclades, Greece): additional time constraints for metamorphism, extent of infiltration-controlled overprinting and deformational activity. *Geological Magazine*, 135(3): 369-382.
- Bröcker, M. and M.Enders, 1999. U-Pb zircon geochronology of unusual eclogite-facies rocks from Syros and Tinos (Cyclades, Greece). *Geol.Mag.*, 136(2): 111-118.
- Bucher, K. and Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, Heidelberg, 318 pp.
- Candan, N.Kun, 1991. Possible Pan-African metavolcanics in the Ödemis submassif of the Menderes Massif, western Turkey. *Miner. Res. Expl. Bull.*, 112: 1-6.
- Candan, O., Dora, O.Ö., Dürr, S. and Oberhänsli, R., 1994 a. Erster Nachweis von Granulit- und Eklogit-Relikten im Menderes-Massiv / Türkei. *Göttinger Arb. Geol. Paläont*, Sb1: 217-220.
- Candan, O., 1994b. Petrography and metamorphism of the metagabbros at the northern part of Alasehir, Demirci-Gödes, Submassif of the Menderes Massif. *Turk. Jeol. Bült.*

- Candan, O., Dora, Ö., Oberhänsli, R., Oelsner, F. and Dürr, S., 1997. Blueschist relics in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif and correlation with Samos Island, Cyclades. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 77: 95 - 99.
- Candan, O. et al., 2001. Pan-African high pressure metamorphism in the Precambrian Basement of the Menderes Massif. *International Journal of Earth Sciences*, 89(4): 793 - 807.
- Cetikaplan, 1995. Geochemical, mineralogical and petrographical investigations of the eclogites in southern part of Tire area, Izmir, 92 pp.
- Chatterjee, N.D. and Froese, E.F., 1975. A thermodynamic study of the pseudobinary join muscovite-paragonite in the system $KAlSi_3O_8$ - $NaAlSi_3O_8$ - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O . *American Mineralogist*, 60: 985 -993.
- Cocherie, A., Legendre, O., Peucat, J.J. and Kouamelan, A.N., 1998. Geochronology of polygenetic monazites constrained by in situ electron microprobe Th-U total lead determination: Implications for lead behaviour in monazite. *Geochimica Et Cosmochimica Acta*, 62(14): 2475-2497.
- Collins, A.S. and Robertson, A.H.F., 1997. Lycian melange, southwestern Turkey: An emplaced Late Cretaceous accretionary complex. *Geology*, 25(3): 255-258.
- Colombi, A., 1989. Empirical Calibration. *Mem. Geol. Lausanne*, 4: 216.
- Cosca, M.A., Shimron, A. and Caby, R., 1999. Late Precambrian metamorphism and cooling in the Arabian-Nubian Shield: Petrology and Ar-40/Ar-39 geochronology of metamorphic rocks of the Elat area (southern Israel). *Precambrian Research*, 98(1-2): 107-127.
- Crowley, J.L., 1999. U-Pb geochronologic constraints on Paleoproterozoic tectonism in the Monashee complex, Canadian Cordillera: Elucidating an overprinted geologic history. *Geological Society of America Bulletin*, 111(4): 560-577.
- Crowley, J.L. and Ghent, E.D., 1999. An electron microprobe study of the U-Th-Pb systematics of metamorphosed monazite: the role of Pb diffusion versus overgrowth and recrystallization. *Chemical Geology*, 157(3-4): 285-302.
- Dannat, C., 1997. *Geochemie, Geochronologie und Nd-Sr-Isotopie der granitoiden Kerngneise des Menderes Massivs, SW-Türkei*, Johann Gutenberg Universität, Mainz, 120 pp.
- Dannat, C., Reischmann, T., 1999. Single zircon ages of migmatites from the Menderes Massif, SW Turkey, EUG, Strasbourg, France.
- de Capitani, C. and Brown, T.H., 1987. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non ideal solution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 2639 - 2652.
- de Capitani, C., 1994. Gleichgewichtsphasendiagramme: Theorie und Software. *European Journal of Mineralogy*, 6 (Berichte der DMG, Beihefte): 48.
- Dewey, F.J., 1988. Extensional collapse of orogens. *Tectonics*(7): 1123 - 1139.
- Dixon, J.E., 1969. *Petrology of the metamorphic rocks of Syros islands (Greece)*, Cambridge.
- Dixon, J.E. and Robertson, A.H.F., 1994. The geological evolution of the eastern Mediterranean. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 17.
- Dodson, M.H., 1979. Theory of cooling ages. In: E. Jäger and J.C. Hunziker (Editors), *Lectures in Isotope Geology*. Springer, New York, pp. 194 - 202.
- Dora, O.Ö., Savascin, M., Kun, N. and Candan, O., 1987. Postmetamorphic plutons in the Menderes Massif. *Hacettepe Üniv. Yerbilimleri Derg.*, 14: 79-89.
- Dora, O.Ö., Kun, N. and Candan, O., 1990. Metamorphic history and geotectonic evolution of the Menderes massif. In: M. Savascin and A. Eronat (Editors), *Proceed. Int. Earth. Sci. Congr. Aegean Regions 1.-6. Oct. 1990, Izmir*, pp. 107-115.

Dora, O.Ö., Candan, O., Dürr, S. and Oberhänsli, R., 1995. New evidence on the geotectonic evolution of the Menderes Massif. International Earth Sciences Colloquium on the Aegean Region, 4 - 14 October 1995, Izmir/Güllük - Turkey.

Dürr, S., 1975. Über Alter und geotektonische Stellung des Menderes-Kristallins / SW-Anatolien und seine Aequivalente in der mittleren Aegaeis. Habilitationsschrift Thesis, Marburg.

Dürr, S., Altherr, R., Keller, J., Okrusch, M. and Seidel, E., 1978. The Median Aegean crystalline belt: Stratigraphy, structure, metamorphism, magmatism. In: H. Cloos, D. Roeder and K. Schmidt (Editors), Alps, Appennins, Hellenides. Schweizerbart, Stuttgart, pp. 537-564.

Ellis, D.J. and Green, D., 1979. An experimental study on the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib Mineral Petrol*(71): 13 -22.

Engel, M., und T. Reischmann, 1998. Single zircon geochronology of orthogneisses from Paros, Greece. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 32(1): 91-99.

Erdogan, B. and Güngör, T., 1992. Stratigraphy and tectonic evolution of the northern margin of Menderes Massif., *TAPG Bull*, pp. 9-34.

Ernst, W.G. and Liu, J., 1998. Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB - A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83(9-10): 952-969.

Evirgen, M.M. and Ashworth, J.R., 1984. Andalusitic and Kyanitic Facies Series in the Central Menderes-Massif, Turkey. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Monatshefte*(5): 219-227.

Frost, B.R. and Tracy, R.J., 1991. P-T paths from zoned garnet: Some minimum criteria. *American Journal of Science*, 291: 917-939.

Fuhrmann, M.L. and Lindsley, D.H., 1988. Ternary feldspar modeling and thermometry. *The American Mineralogist*, 69(88-97).

Gebauer, D., Schertl, H.P., Brix, M. and Schreyer, W., 1997. 35 Ma old ultrahigh-pressure metamorphism and evidence for very rapid exhumation in the Dora Maira Massif, Western Alps. *Lithos*, 41(1-3): 5-24.

Gessner, K., T.Güngör, U.Ring und C.W.Passchier, 1998. Structure and crustal thickening of the Menderes Massif, southwest Turkey, and consequences for large-scale correlations between Greece and Turkey. *Bull. Geol. Soc. Greece*, 32(1): 145-152.

Gessner, K., 2000. Eocene nappe tectonics and late-Alpine extension in the central Anatolide belt, western Turkey - structure, kinematics and deformation history, Johannes -Gutenberg Universität Mainz, Mainz, 74 pp.

Hetzel, R., Ring, U., Akal, C. and Troesch, M., 1995. Miocene NNE-directed extensional unroofing in the Menderes Massif, southwestern Turkey. *Journal of the Geological Society, London*, 152: 639 - 654.

Hetzel, R., Passchier, C.W., Ring, U. and Dora, O.O., 1995. Bivergent Extension in Orogenic Belts - the Menderes Massif (Southwestern Turkey). *Geology*, 23(5): 455-458.

Hetzel, R., 1995. The Alpine tectono-metamorphic evolution of the central Menderes Massif, southwestern Turkey, Johannes-Gutenberg-Universität, Mainz, 77 pp.

Hetzel, R. and Reischmann, T., 1996. Intrusion age of the Pan-African augen gneisses in the southern Menderes Massif and the age of cooling after Alpine ductile extensional deformation. *Geological Magazine*, 133(5): 565 - 572.

Hetzel, R., Romer, R.L., Candan, O. and Passchier, C.W., 1998. Geology of the Bozdag area, central Menderes massif, SW Turkey: Pan-African basement and Alpine deformation. *Geologische Rundschau*, 87(3): 394-406.

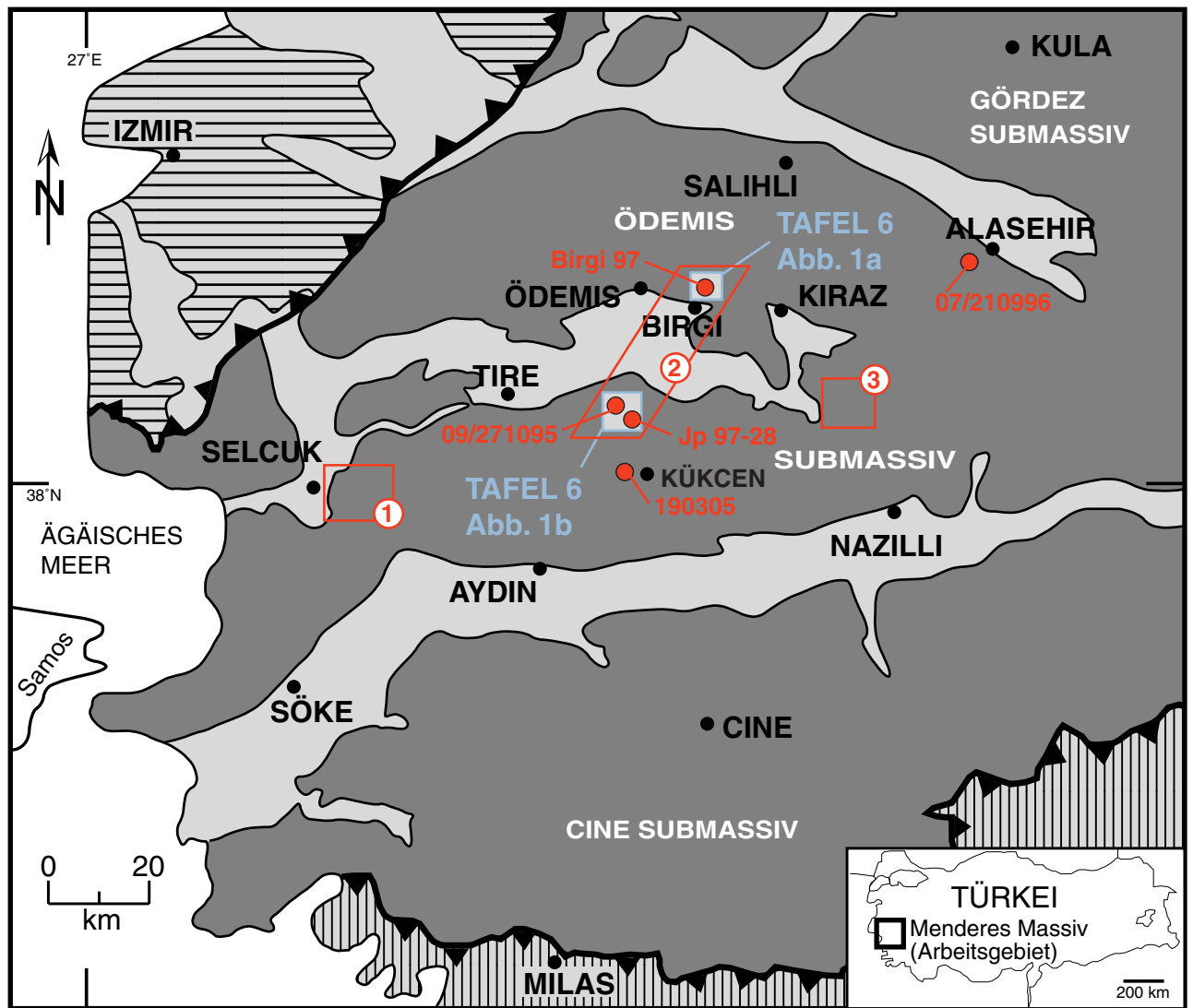
- Hollister, L.S., 1966. Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, 154: 1647-1651.
- Indares, A., 1993. Eclogitized gabbros from the eastern Greenville province: textures metamorphic content and implications. *Canadian J. Earth Science*, 30: 159 - 173.
- Izdar, K.E., 1971. Introduction to geology and metamorphism of the Menderes massif of western Turkey. In: A.S. Campell (Editor), *Geology and history of turkey*. Petroleum Explor. Soc. of Lybia, pp. 495-500.
- Ketin, I., 1966. Tectonic units of Anatolia. *Bull. Miner. Res. Expl. Inst. Turkey*, 66: 23- 34.
- Kober, B., 1986. Whole grain evaporation for $^{207}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using a double-filament ion source. *Contrib Mineral Petrol*, 93: 482-490.
- Kober, B., 1987. Single-zircon evaporation combined with Pb^+ -emitter bedding for $^{207}/^{206}$ -age investigations using thermal ion mass spectroscopy, and implications to zirconology. *Contrib Mineral Petrol*, 96: 63-71.
- Kohn, M.J. and Spear, F.S., 1989. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet+hornblende+plagioclase+quartz. *American Mineralogist*, 74: 77-89.
- Koralay, E., M. Satir, und O.Ö. Dora, 1998. Geochronologic evidence of Triassic and Precambrian magmatism in the Menderes Massif, west Turkey, 3rd Int.Turk.Geol.Symp., Ankara, pp. 1.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*(68): 277 - 279.
- Krogh, E., 1988. The garnet - clinopyroxene Fe-Mg geothermometer - a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral petrol*, 99: 44 - 48.
- Lackman, W., 1997. P-T Entwicklung von Metapeliten des zentralen Menderes Massivs, Türkei. Diploma Thesis, Johannes Gutenberg-Universität, Mainz.
- Larikova, T. and Zaraisky, G., 2001. Corona Formation in Metagabbro: Experimental Modelling and Diffusion Coefficients, EUG. Terra Nova, Strassbourg, pp. 584.
- Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63: 1023-1053.
- Leake, B.E. et al., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61(2): 295-321.
- Liou, J.G., Maruyama, S. and Ernst, W.G., 1997. Tectonics - Seeing a mountain in a grain of garnet. *Science*, 276(5309): 48-49.
- Lips, A.L.W., 1998. Temporal constraints on the kinematics of destabilization of an orogen; syn- to post-orogenic extensional collapse of the Northern Aegean region, 166, Utrecht, 223 pp.
- Loos, S., Reischmann, T., 1995. Geochronological data on the southern Menderes Massiv, SW Turkey, obtained by single zircon Pb evaporation. *Terra Abstr.*, 7(1).
- Loos, S. and Reischmann, T., 1999. The evolution of the southern Menderes Massif in SW Turkey as revealed by zircon dating. *Journal of the Geological Society*, 156: 1021-1030.
- Mäder, U.K. and Berman, R.G., 1992. Amphibole thermobarometry: a thermodynamic approach. *Current research, Part E; Geological Survey of Canada*, 92-1E: 393 - 400.
- Meyre, C., DeCapitani, C. and Partzsch, J.H., 1997. A ternary solid solution model for omphacite and its application to geothermobarometry of eclogites from the Middle Adula nappe (Central Alps, Switzerland). *Journal of Metamorphic Geology*, 15(6): 687-700.
- Meyre, C., De Capitani, C., Zack, T. and Frey, M., 1999. Petrology of high-pressure metapelites from the Adula nappe (Central Alps, Switzerland). *Journal of Petrology*, 40(1): 199-213.

- Moller, A., Mezger, K. and Schenk, V., 1998. Crustal age domains and the evolution of the continental crust in the Mozambique Belt of Tanzania: Combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic evidence. *Journal of Petrology*, 39(4): 749-783.
- Moller, A., Mezger, K. and Schenk, V., 2000. U-Pb dating of metamorphic minerals: Pan-African metamorphism and prolonged slow cooling of high pressure granulites in Tanzania, East Africa. *Precambrian Research*, 104(3-4): 123-146.
- Montel, J.M., Veschambre, M. and Nicollet, C., 1994. Dating Monazite With the Electron-Microprobe. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie II*, 318(11): 1489-1495.
- Montel, J.M., Foret, S., Veschambre, M., Nicollet, C. and Provost, A., 1996. Electron microprobe dating of monazite. *Chemical Geology*, 131(1-4): 37-53.
- Morimoto, N. et al., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73: 1123 - 1133.
- Mork, M., 1985. A gabbro to eclogite transition on Femsoy, Sunnmore Western Norway. *Chemical Geology*, 50: 283 - 310.
- Newton, R.C. and Smith, J.V., 1967. Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth. *Journal of Geology*, 75: 268 - 286.
- Newton, R.C., 1983. Geobarometry of high grade metamorphic rocks. *American Journal of Science*, 283-A: 1-28.
- Oberhänsli, R., Candan, O., Dora, O.O. and Durr, S.H., 1997. Eclogites within the Menderes Massif western Turkey. *Lithos*, 41(1-3): 135-150.
- Oberhänsli, R. et al., 1998. The age of blueschist metamorphism in the Mesozoic cover series of the Menderes Massif. *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, 78(2): 309-316.
- Oelsner, F., Candan, O. and Oberhänsli, R., 1997. New Evidence for the time of the high temperature metamorphism in the Menderes Massif, western Turkey, *Geologische Vereinigung. Alfred Wegener Stiftung, Jülich*, pp. 15.
- Okrusch, M. and Bröcker, M., 1990. Eclogites associated with high grade blueschists in the Cyclades archipelago, Greece: a review. *Eur. J. Mineral.*, 2: 451-478.
- Paquette, J.L., Montel, J.M. and Chopin, C., 1999. U-Th-Pb dating of the Brossasco ultrahigh-pressure metagranite, Dora-Maira massif, western Alps. *European Journal of Mineralogy*, 11(1): 69-77.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb Dating of Monazite and Its Application to Geological Problems. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27(11): 1431-1450.
- Parrish, W.M., 1999. Constraints on the diffusivity of Pb in monazite, its closure temperature, and its U-Th-Pb systematics in metamorphic terrains, from a TIMS and SIMS study., *EUG 10. Terra Abstracts, Strasbourg*, pp. 711.
- Partzsch, J.H., Oelsner, F. and Oberhänsli, R., 1997. The Menderes Massif, W Turkey: A complex nappe pile recording 1.0 Ga of geological history? In: T. Nova (Editor), *EUG, Straßbourg*.
- Partzsch, J.H., Warkus, F.C. and Oberhänsli, R., 1998. The evolution of the Central Menderes Massif, West Turkey: A complex nappe pile recording 1.0Ga of geological history? In: F. Forschungshefte (Editor), *TSK, Freiberg*, pp. 166 - 168.
- Partzsch, J.H., Oberhänsli, R., Candan, O. and Warkus, F.C., 2001. The evolution of the central Menderes Massif, W Turkey: A complex nappe pile recording 1.0 Ga of geological history. *International Journal of Earth Sciences (in revision)*.
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer, Heidelberg, 289 pp.

- Poitrasson, F., Chenery, S. and Bland, D.J., 1996. Contrasted monazite hydrothermal alteration mechanisms and their geochemical implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 145(1-4): 79-96.
- Poli, S., 1993. The Amphibolite-Eclogite Transformation - an Experimental-Study On Basalt. *American Journal of Science*, 293(10): 1061-1107.
- Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *Journal of Metamorphic Geology*, 3: 231-243.
- Reischmann, T., A. Kröner, W. Todt, S. Dürr und A.M.C. Sengör, 1991. Episodes of crustal growth in the Menderes Massiv, W. Turkey, inferred from. *Terra Abstr.*, pp. 34.
- Reischmann, T., 1997. Single zircon Pb/Pb dating of tectonic units from the metamorphic complex of Naxos, Greece. *Terra Nova*, 9.
- Rhede, D., Wendt, I. and Forster, H.J., 1996. A three-dimensional method for calculating independent chemical U/Pb- and Th/Pb-ages of accessory minerals. *Chemical Geology*, 130(3-4): 247-253.
- Ring, U., Gessner, K., Gungor, T. and Passchier, C.W., 1999a. The Menderes Massif of western Turkey and the Cycladic Massif in the Aegean - do they really correlate? *Journal of the Geological Society*, 156: 3-6.
- Ring, U., Laws, S. and Bernet, M., 1999b. Structural analysis of a complex nappe sequence and late-orogenic basins from the Aegean Island of Samos, Greece. *Journal of Structural Geology*, 21(11): 1575-1601.
- Robertson, A.H.F., 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic-sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. In: J.A.W. E. Bozkurt, J.D.A. Piper (Editor), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. The Geological Society, London.
- Rubatto, D., Gebauer, D. and Fanning, M., 1998. Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas- Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the Central and Western Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(3): 269-287.
- Rubatto, D. and Gebauer, D., 1999. Eo/Oligocene (35 Ma) high-pressure metamorphism in the Gornergrat Zone (Monte Rosa, Western Alps): implications for paleogeography. *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, 79(3): 353-362.
- Rubatto, D., Gebauer, D. and Compagnoni, R., 1999. Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters*, 167(3-4): 141-158.
- Satir, M. and Friedrichsen, H., 1986. The origin and evolution of the Menderes massif, W-Turkey: a rubidium-strontium and oxygen isotope study. *Geol. Rundschau*, 75: 703-714.
- Schenk, V., 1980. U-Pb and Rb-Sr radiometric dates and their correlations with metamorphic events in the granulite-facies basement of the Serre, southern Calabria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 23 - 38.
- Schenk, V., 1990. The exposed crustal cross section of southern Calabria, Italy: structure and evolution of a segment of Hercynian crust. In: Salisbury and Fountain (Editors), *Exposed Cross Sections of the Continental Crust*. Klüwer, Dordrecht.
- Schiotte, L., Compston, W. and Bridgewater, D., 1989. Ion probe U-Th-Pb dating of polymetamorphic orthogneisses from northern Labrador, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 26: 1533 - 1556.
- Schliestedt, M. and Matthews, A., 1987. Transformation of blueschist to greenschist facies rocks as a consequence of fluid infiltration, Sifnos (Cyclades), Greece. *Contribution to Mineralogie and Petrology*, 97: 237 - 250.
- Schliestedt, M., 1980. Phasengleichgewichte in Hochdruckgesteinen von Sifnos, Griechenland, Technische Universität Carolo-Wilhelmina, Braunschweig, 142 pp.

- Schuiling, R.D., 1962. On petrology, age and structure of the Menderes migmatite complex (SW-Turkey). *Bull. Min. Res.Expl. Inst. Turkey*, 5875: 71-84.
- Schuiling, R.D., 1973. Active role of continents in tectonic evolution, geothermal modals. In: K.A. Dejong, Scholten R. (Editor), *Gravity and Tectonics*, New York, pp. 37 - 47.
- Sengör, A.M.C. and Yilmaz, Y., 1981. Tethyan Evolution of Turkey: A Plate Tectonic Approach. *Tectonophysics*, (75): 181 - 241.
- Sengör, A.M.C., 1984. Timing of tectonic events in the Menderes massif, Western Turkey: Implications for tectonic evolution and evidence for panafrican basement in Turkey. *Tectonics*, 3(7): 693-707.
- Spear, F., 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure Temperature Time path*, Washington D. C.
- Spear, 1997. *Gibbs program 4.7*: New York.
- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan ocean. In: J.A.W. E. Bozkurt, J. D. A. Piper (Editor), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Geological Society, London, pp. 1 - 25.
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977. Subcommission on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo - and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 128: 391-405.
- Stern, R.J. and Abdelsalam, M.G., 1998. Formation of juvenile continental crust in the Arabian-Nubian shield: evidence from granitic rocks of the Nakasib suture, NE Sudan. *Geologische Rundschau*, 87(1): 150-160.
- Suzuki, K. and Adachi, M., 1991. Precambrian Provenance and Silurian Metamorphism of the Tsubonosawa Paragneiss in the South Kitakami Terrane, Northeast Japan, Revealed By the Chemical Th-U-Total Pb Isochron Ages of Monazite, Zircon and Xenotime. *Geochemical Journal*, 25(5): 357-376.
- Suzuki, K., Adachi, M. and Kajizuka, I., 1994. Electron-Microprobe Observations of Pb Diffusion in Metamorphosed Detrital Monazites. *Earth and Planetary Science Letters*, 128(3-4): 391-405.
- Teklay, M., Kroner, A., Mezger, K. and Oberhänsli, R., 1998. Geochemistry, Pb-Pb single zircon ages and Nd-Sr isotope composition of Precambrian rocks from southern and eastern Ethiopia: implications for crustal evolution in east Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 26(2): 207-227.
- Teufel, S. and Heinrich, W., 1997. Partial resetting of the U-Pb isotope system in monazite through hydrothermal experiments: An SEM and U-Pb isotope study. *Chemical Geology*, 137(3-4): 273-281.
- Thompson, A.B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks: Calculation of some P-T-X(Fe-Mg) phase reaction. *American Mineralogist*, 276: 425 - 454.
- Tracy, R.J., 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: J. Ferry (Editor), *Characterization of metamorphism through Mineral Equilibria*. Mineral Soc Am Rev in Mineral, pp. 355-397.
- Vavassis, I. et al., 2000. U-Pb and Ar-Ar geochronological data from the Pelagonian basement in Evia (Greece): geodynamic implications for the evolution of Paleotethys. *Schweizerische Mineralogische Und Petrographische Mitteilungen*, 80(1): 21-43.
- Vavra, G., Schmid, R. and Gebauer, D., 1999. Internal morphology, habit and U-Th-Pb microanalysis of amphibolite-to-granulite facies zircons: geochronology of the Ivrea Zone (Southern Alps). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(4): 380-404.
- Warkus, F.C., J.H. Partzsch, O. Candan, R. Oberhänsli, 1998, The tectono-metamorphic evolution of the Birgi-Tire nappe in the Menderes Massif, SW Turkey. *Freiberger Forschungshefte*, C471, p. 171-172
- Warkus, F.C., E. Hamann, J.H. Partzsch, R. Oberhänsli, 1999, A third type of high pressure overprint in the Menderes Massif, W-Turkey, *Terra Abstr.* 1p.

TAFEL 1



- | | | |
|--|---|---|
| <p>Arbeitsgebiete:</p> <ul style="list-style-type: none"> ① Selcuk ② Birgi - Tire ③ Kiraz | <p>Einheiten</p> <ul style="list-style-type: none"> Menderes Massiv Izmir Ankerite Suturezone Lykische Decken | <p>Tektonik</p> <ul style="list-style-type: none"> Überschiebungskontakt zu externen Einheiten |
|--|---|---|

Abb. 1: Übersichtskarte der Arbeitsgebiete. Eingetragen sind die geologischen Detailkarten von Tafel 2 sowie die Probenlokationen der Altersproben.

TAFEL 2

BIRGI

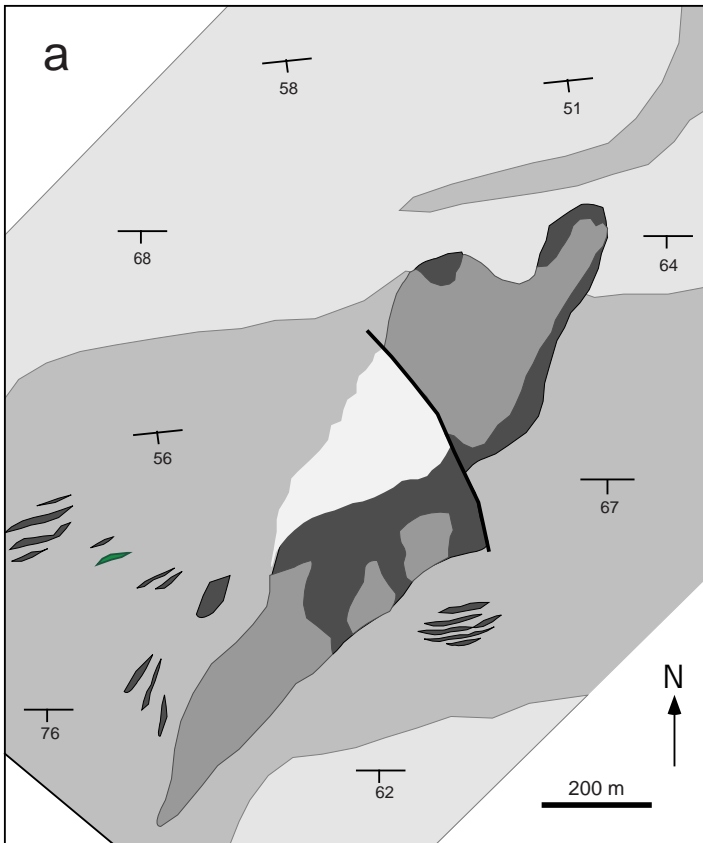
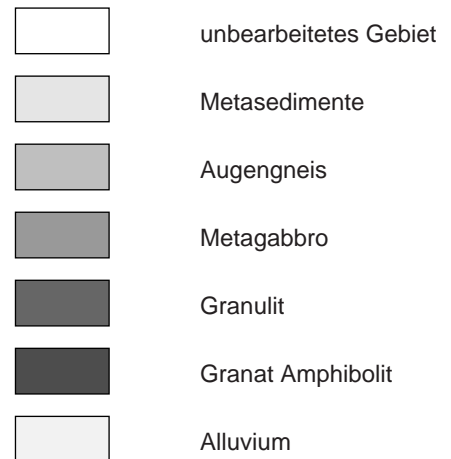


Abb. 1: Geologische Detailkarten der Arbeitsgebiete Birgi und Tire nach Oberhäsli et al. 1997 (zur geographischen Lage siehe Tafel 1).



TIRE

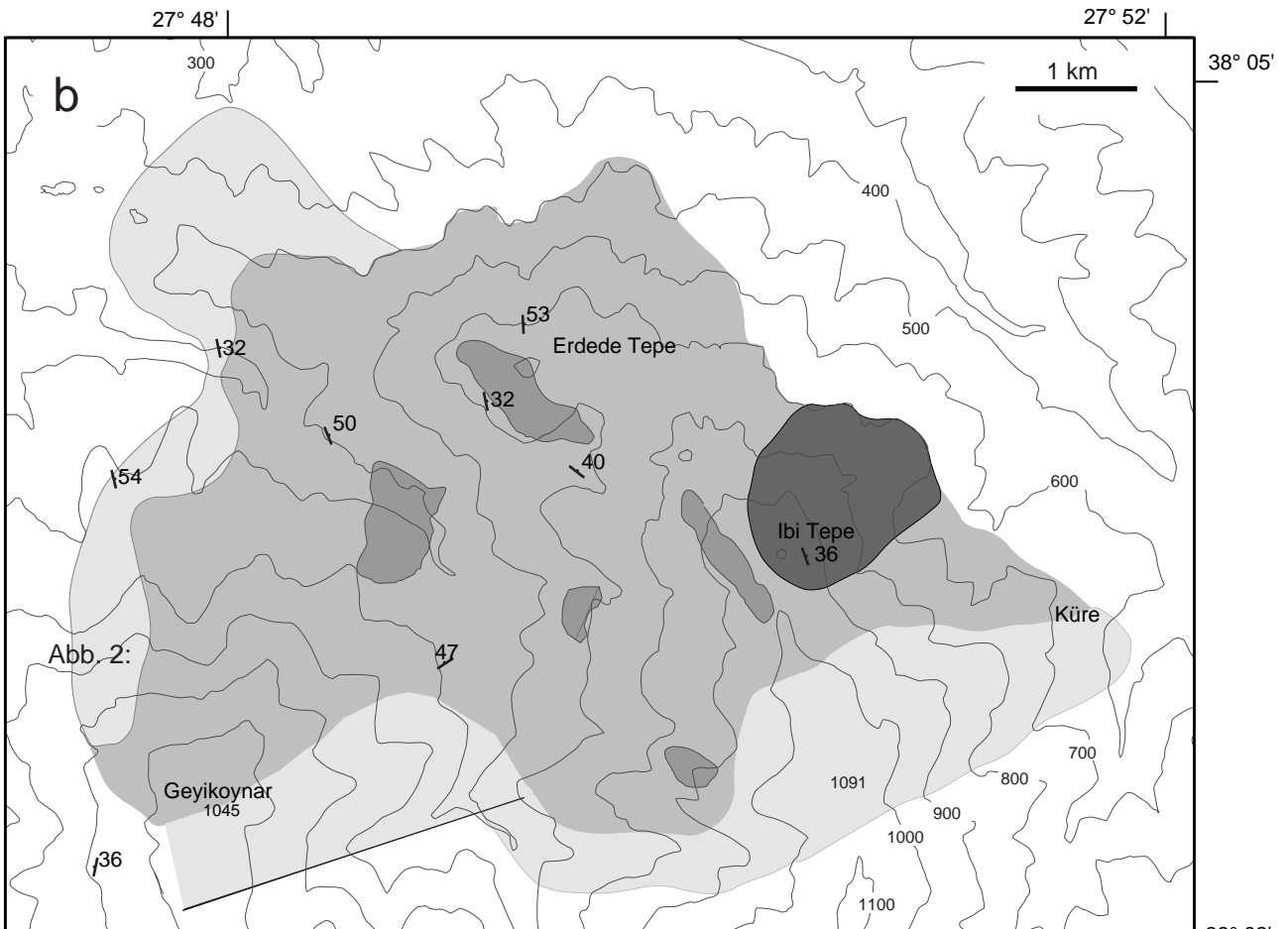


Abb. 2:

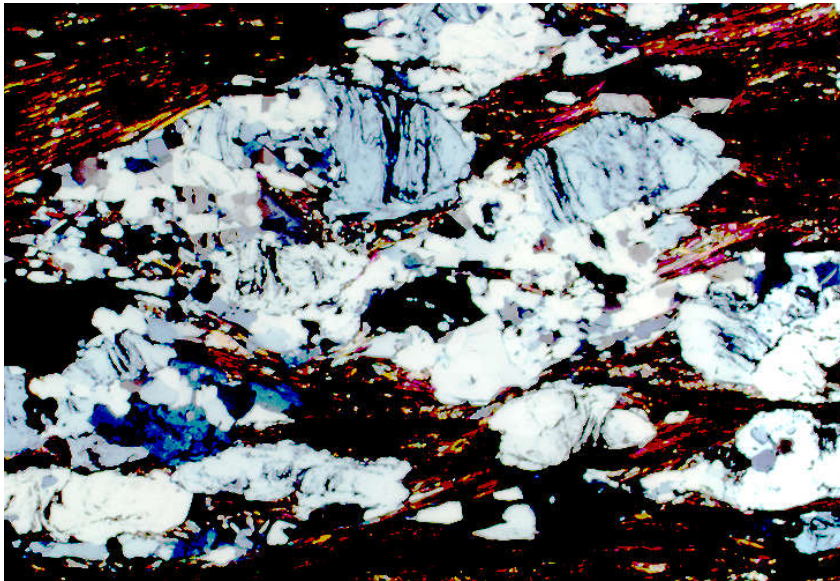


Abb. 1: Dünnschliff der Matrix des Metaolistostroms von Sirince (gekreuzte Nicols). Die untere Bildkante entspricht 3 mm. In den Feldspat-Klasten zeichnen Graphitschlieren das Gefüge einer älteren Deformation nach.

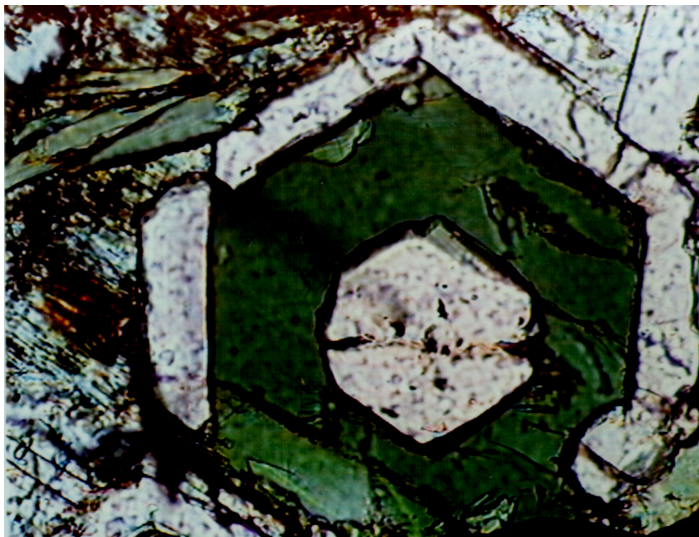


Abb. 2: Dünnschliff eines Atollgranates aus der Probe 09/161095. Die untere Bildkante entspricht 1,3 mm. Zu sehen ist der Granat-Kern (grt 1), der von Amphibol pseudomorph nach Granat umwachsen wird. Der idiomorphe Rand entspricht der Zusammensetzung von grt 2. Im III. Quadranten ist ein Matrix-Omphazit im Kontakt zum Granat zu sehen.

TAFEL 4



Abb. 1: Dünnschliff eines qz-freien Eklogits. Die Amphibole in der Mitte des Bildes zeigen helle Einschlüsse. Bei diesen Einschlüssen handelt es sich um Omphazite (Cpx1). Von den Omphaziten ausgehend weisen die Amphibole eine chemische Zonierung von Tremolit nach Edenit auf. Im 2. Quadranten des Bildes sind die idiomorphen Granate abgebildet. Sie bestehen aus einem Granatkern (grt1) und Granatrand (grt2). Die untere Bildkante entspricht 6,5 mm.

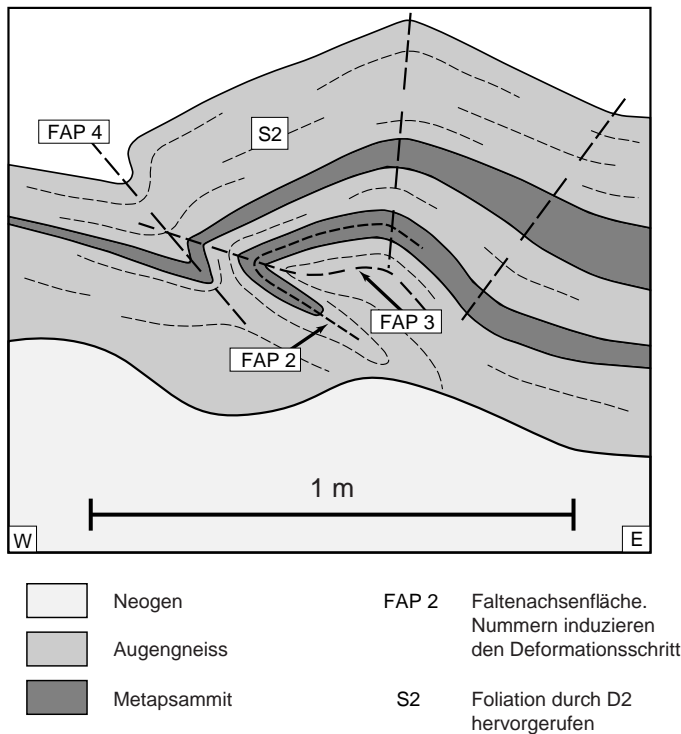


Abb. 2: Schematische Zeichnung mit den beobachteten Strukturen in Tire (geändert nach PARTZSCH ET AL. 2001).



Abb. 1: Dünnschliff eines Corona-Metagabbros, Birgi. Zu sehen sind die Amphibol-Koronen um Orthopyroxen und die geringe Umwandlung der Plagioklase. Die Länge der unteren Bildkante entspricht 2,7 mm.



Abb. 2: Dünnschliff eines Mylonit. Ausgangsgestein dieses Mylonits stellt der Corona-Metagabbro dar. Die Länge der unteren Bildkante entspricht 2,7 mm.

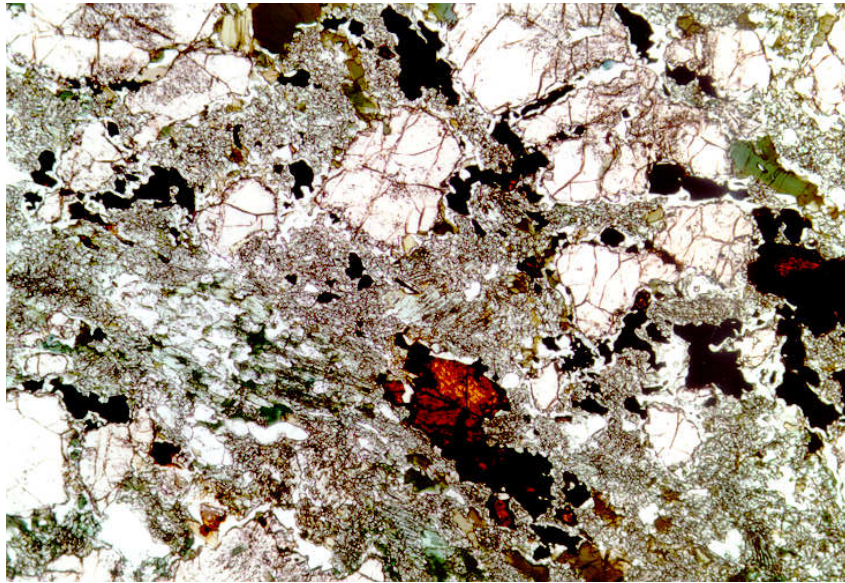


Abb. 1: Dünnschliff des eklogitischen Metagabbros von Birgi. Die schwach grünen Aggregate sind Cpx 2. Rutil wird von Ilmenit umwachsen. Deutlich wird das Gefüge des eklogitischen Metagabbros, dass durch die Symplektite, Granat und Amphibol dominiert wird. Die untere Bildkante entspricht 2.5 mm.

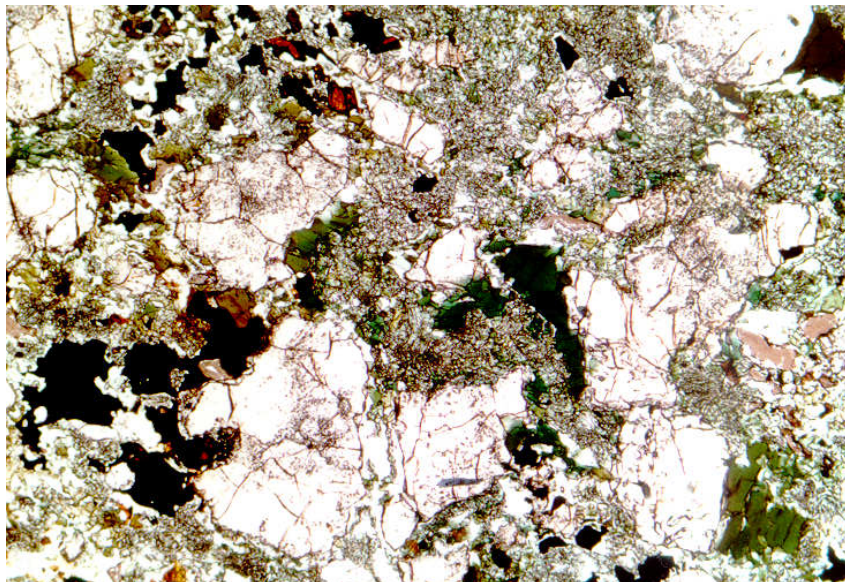


Abb. 2: Dünnschliff des eklogitischen Metagabbros von Birgi. Hier werden die genetischen Beziehungen zwischen Am 3, kleine Amphibole in Symplektiten und deren Rekristallisate Am 4 sichtbar. Die untere Bildkante entspricht 2.5 mm.

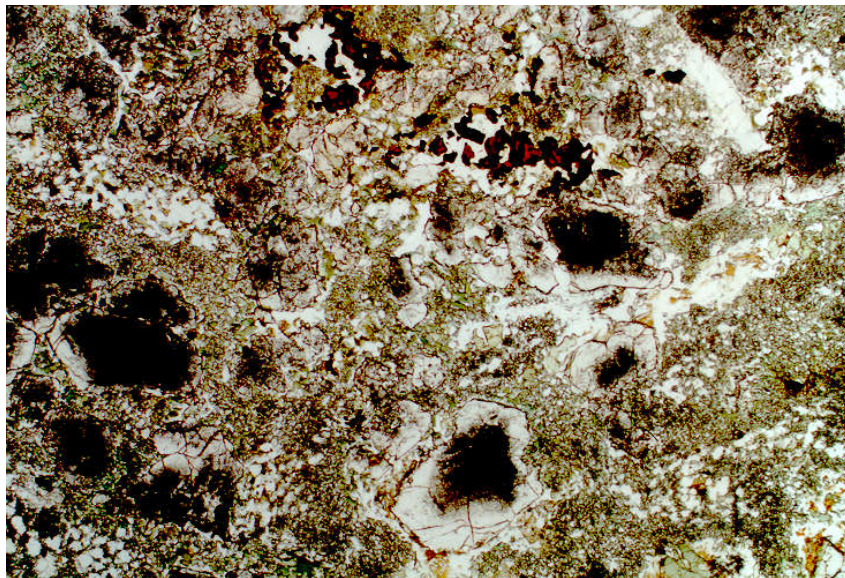


Abb. 1: Dünnschliff eklogitischer Metagabbro Tire. Dargestellt sind die qz-einschlußreichen Kerne (auf dem Photo schwarz) und die einschlußarmen Ränder. Die untere Bildkante entspricht 2.5 mm.

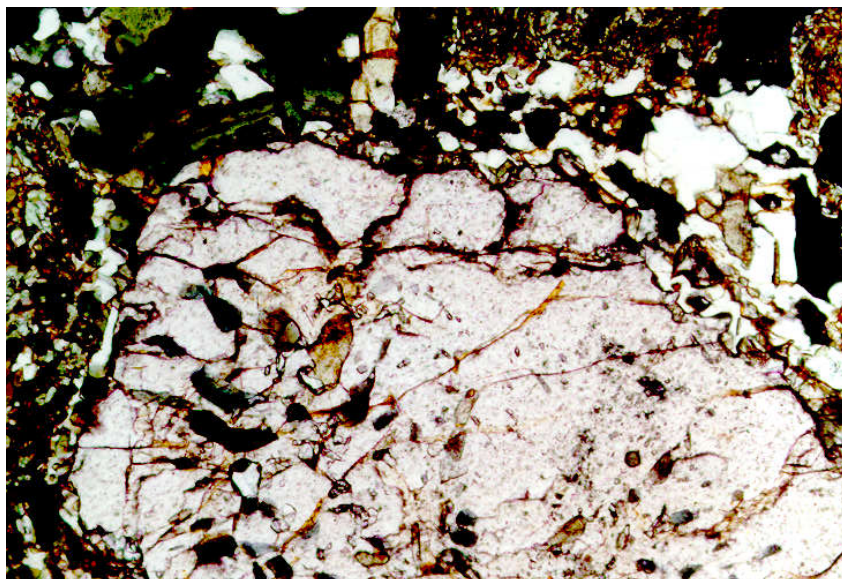


Abb. 2: Dünnschliff des Kiraz Eklogit. Abgebildet sind Amphibol-Einschlüsse (Am 2) im Granat. Die untere Bildkante entspricht 0,8 mm.

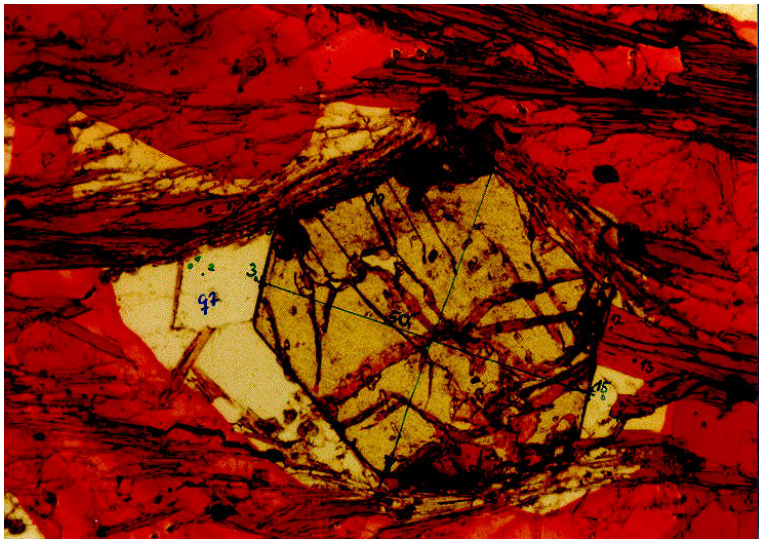


Abb. 1: Dünnschliff des Metasediments von Tire mit Granat, der in der Schieferung gewachsen ist. Die rote Umrandung stellt die Markierung für die Mikrosondenmessungen dar. Die untere Bildkante entspricht 1.5 mm.

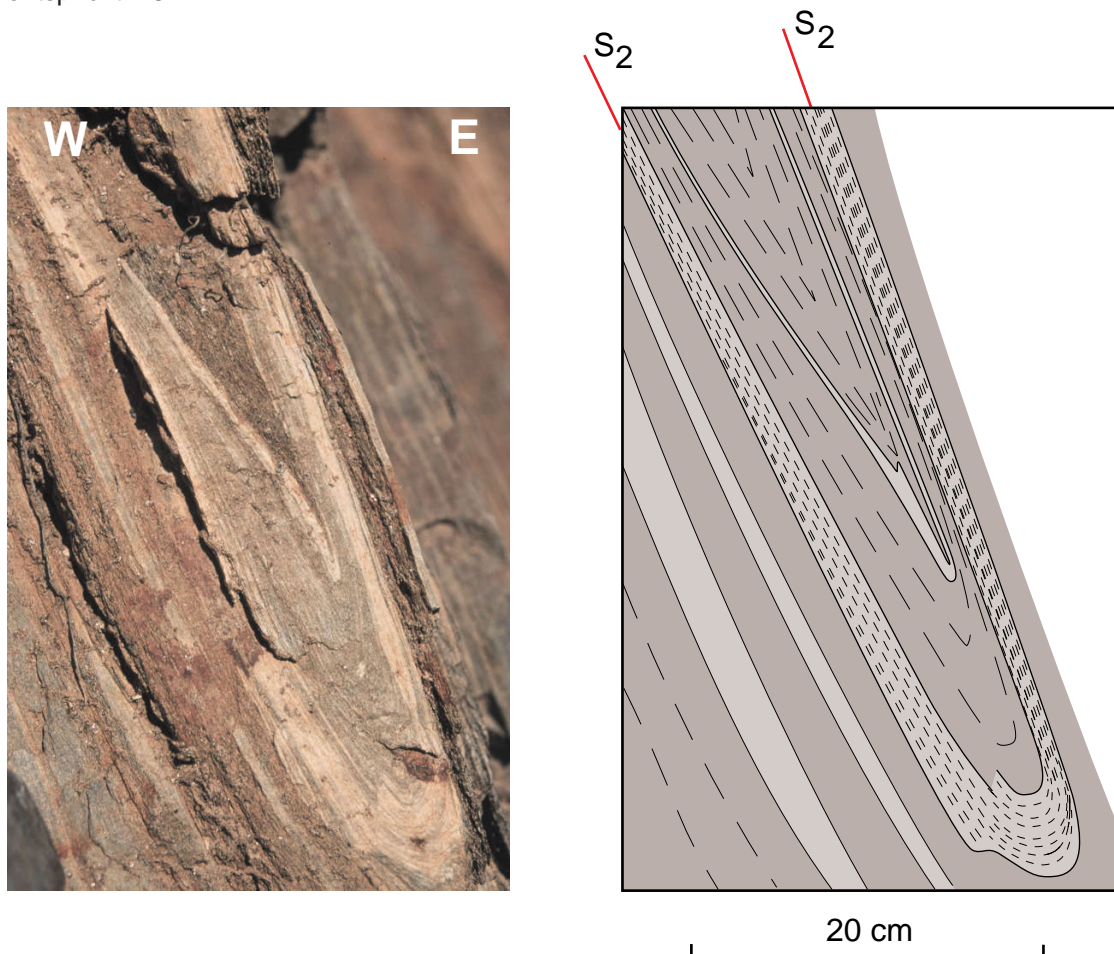


Abb. 2: Detailaufschlussbild von Kiraz. Dargestellt ist dielsoklinalfaltung im Nebengestein (Biotitschiefer) der metabasischen Gesteine.

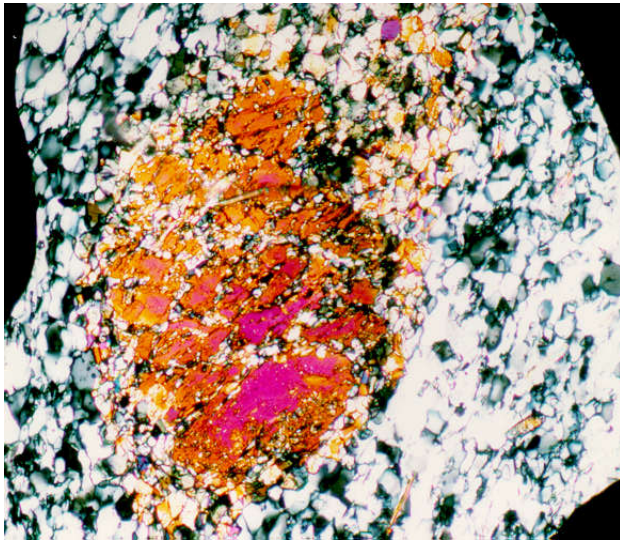


Abb. 1: Dünnschliff des eklogitischen Metagabbros von Kiraz. Zu sehen sind die Kornformen eines ehemaligen Opx. Die untere Bildkante entspricht 0,5 mm.



Abb. 2: Dünnschliff des eklogitischen Metagabbros von Kiraz. Im III. Quadranten ist ein Granat (grt 1) mit Biotitverwachsungen dargestellt. Die untere Bildkante entspricht 2,5 mm.

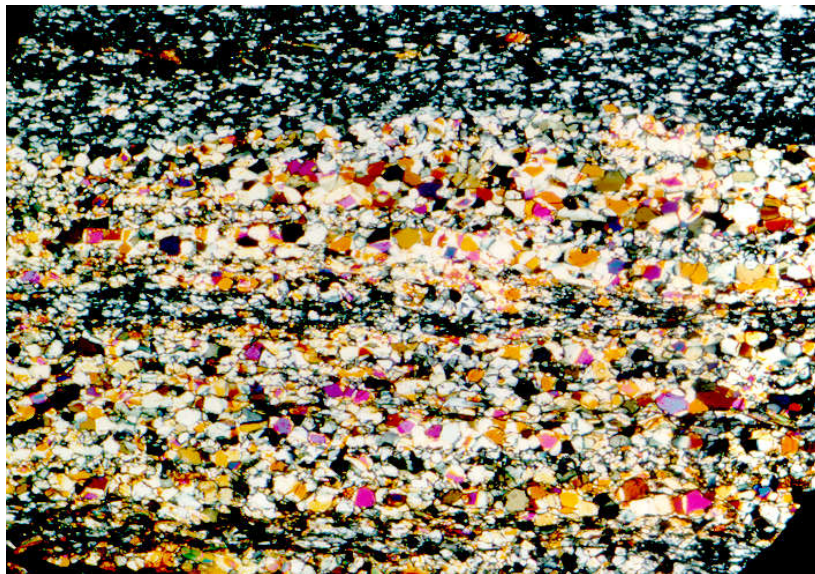


Abb. 1: Dünnschliff des eklogitischen Metagabbros von Kiraz. Dargestellt sind die kleinen Amphibole (Am 2). Die untere Bildkante entspricht 0.8 mm.

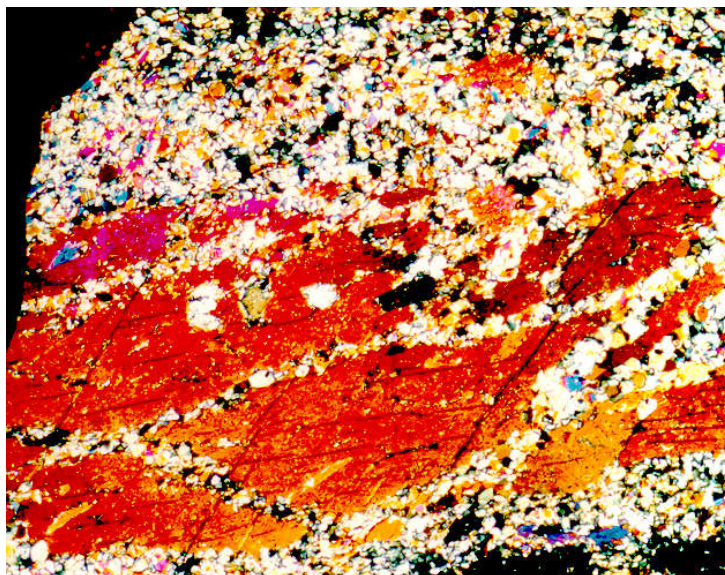


Abb. 2: Dünnschliff eines eklogitischen Metagabbros von Kiraz. Dargestellt sind die Rekristallisate (Am 5). Die untere Bildkante entspricht 1,5 mm.

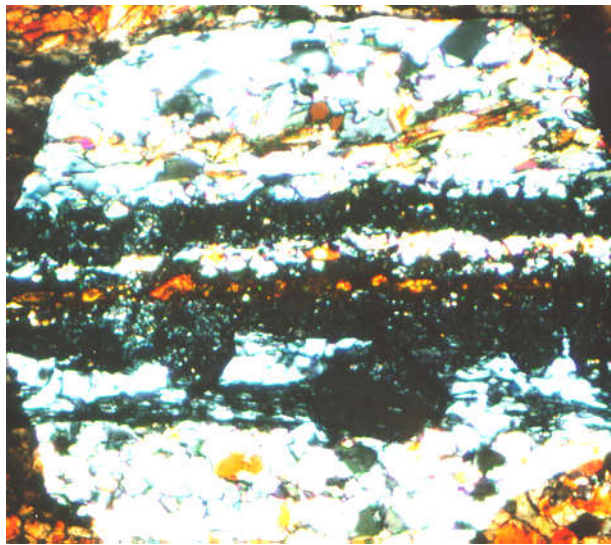


Abb. 1: Dünnschliff des eklogitischen Metagabbros von Kiraz. Generation grt 2, die in die Foliation eingeregelt ist (gekreuzte Nicols). Die untere Bildkante entspricht 2 mm.



Abb. 2: Dünnschliff des eklogitischen Metagabbros von Kiraz. Generation grt 3, die das Gefüge überwächst. Die untere Bildkante entspricht 1.5 mm.

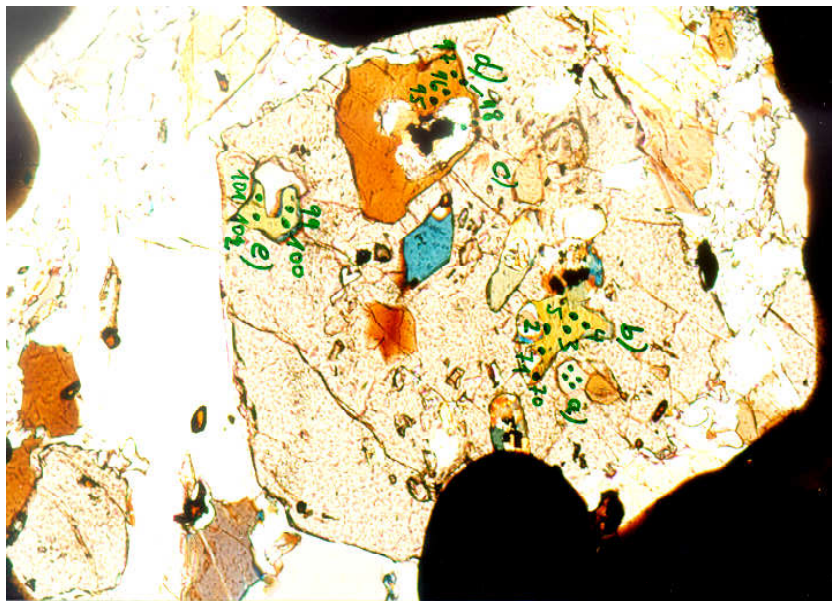


Abb. 3: Dünnschliff Eklogit Kiraz. Granat mit Amphibol-Einschlüssen (Am 2). Die untere Bildkante entspricht 0,8mm.



Abb. 1: Aufschlußbild Tire. Metagabbro mit Eklogit-Relikten.

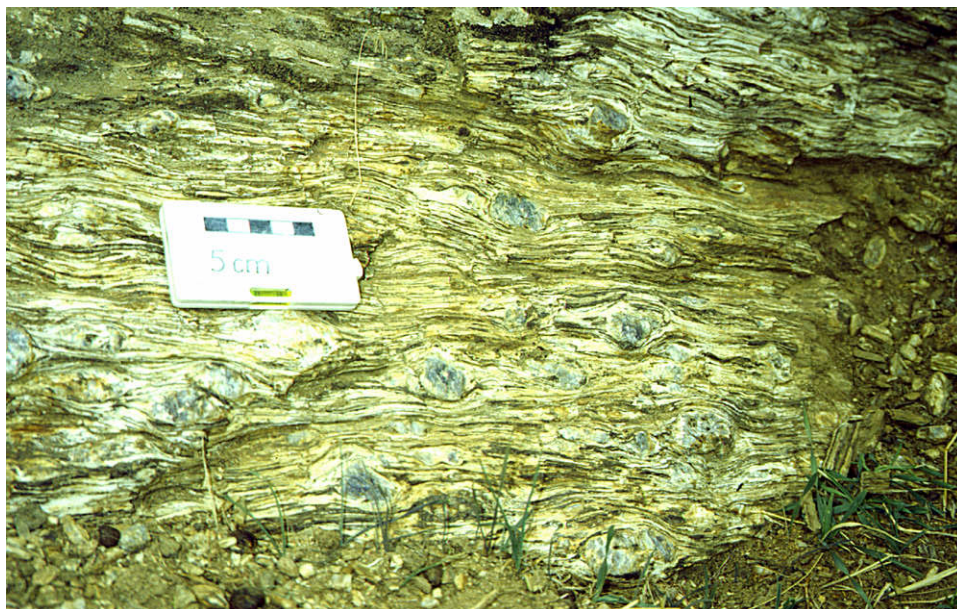


Abb. 2: Augengneis Birgi



Abb. 1: Aufschlußbild Tire. Stark gescherter Rand eines Metagabbro-Körpers mit Gneis-Kontakt



Abb. 2: Aufschlußbild Tire. Stark gescherter Rand eines Metagabbro-Körpers

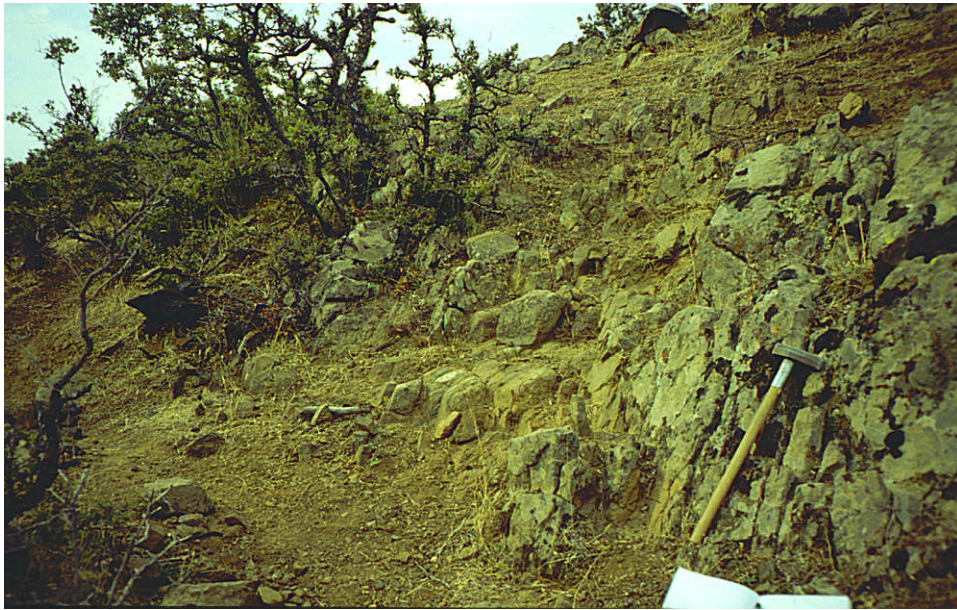


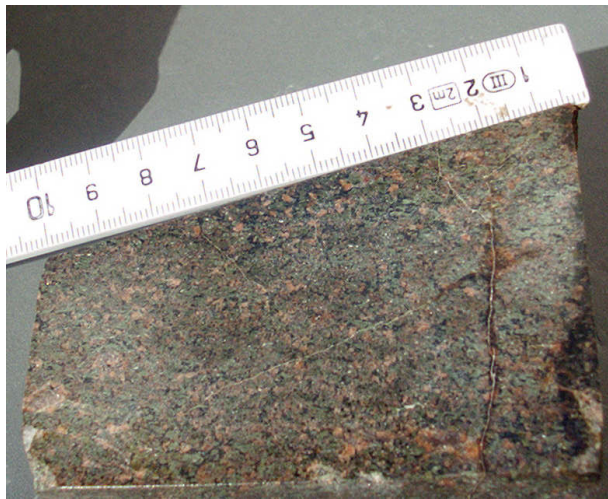
Abb. 1: Aufschlußbild Tire. Metagabbro



Abb. 1: Kontakt Gneis Metagabbro, Birgi



Abb. 2: Kontakt Gneis Metagabbro, Tire



a)

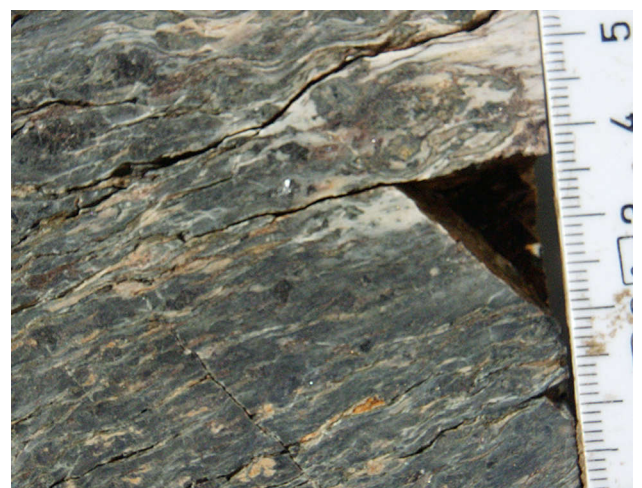


b)

a) und b) Eklogit Tiro

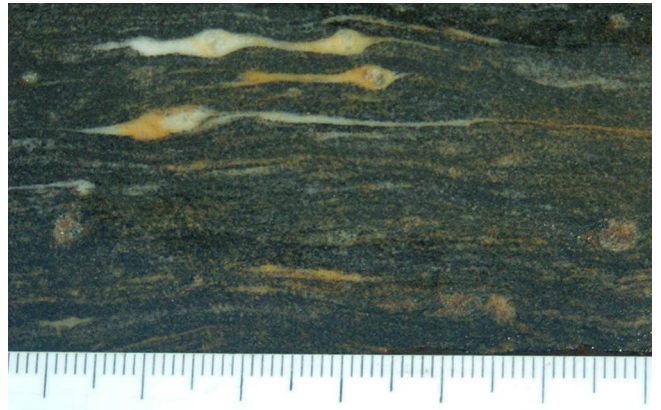
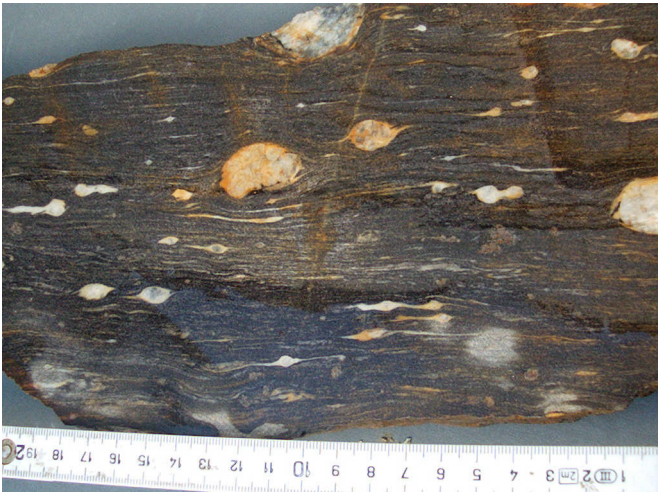


c)



d)

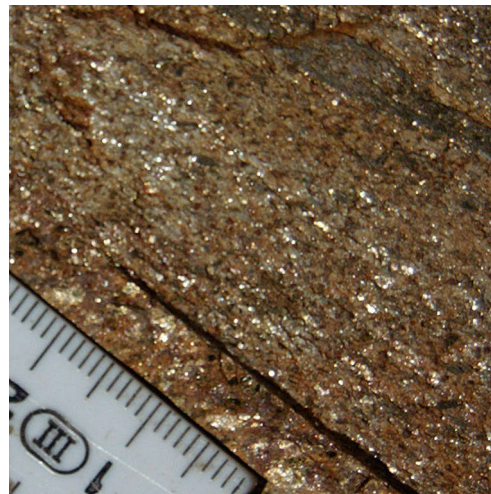
c) und d) stark gescherter eklogitischer Metagabbro Kiraz



a)

b)

a) und b) Augenzeis Tuff



c)

d)

c) und d) Metasediment Tuff

Ausgewählte EMP Analysen - Sirince Amphibole,

	09/16_	09/16_	09/16_	09/16_	09/16_	09/16_	09/16_	09/16_
Amph	F9P3_	F9P3_	F9P3_	F9P3_	F9P3_	F9P3_	F9P3_	F9P3_9
SiO2	44.07	44.22	45.85	45.01	45.16	45.33	45.66	45.41
TiO2	0.30	0.26	0.24	0.20	0.23	0.23	0.24	0.22
Al2O3	11.55	11.75	10.34	10.81	10.87	10.73	10.44	10.89
FeO	14.03	14.73	14.05	14.03	14.22	13.87	13.82	13.89
MnO	0.73	0.71	0.71	0.72	0.74	0.68	0.75	0.71
MgO	12.41	11.98	12.62	12.36	12.42	12.57	12.60	12.65
CaO	10.64	10.43	10.05	10.56	10.43	10.49	10.56	10.68
Na2O	3.48	3.48	3.37	3.28	3.33	3.22	3.25	3.30
K2O	0.32	0.42	0.41	0.49	0.49	0.50	0.47	0.43
Cr2O3	0.02	0.04	0.01	0.05	0.00	0.04	0.05	0.04
Summe	97.55	98.01	97.65	97.51	97.90	97.66	97.85	98.22
Ladung	-0.64	-0.69	-0.68	-0.55	-0.62	-0.59	-0.53	-0.56
logical test	0.64	0.69	0.68	0.55	0.62	0.59	0.53	0.56
Fe3+	0.64	0.69	0.68	0.55	0.62	0.59	0.53	0.56
Fe2+	1.07	1.11	1.03	1.17	1.11	1.10	1.16	1.12
Fe3+-kor. Ladung	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T: Si	6.45	6.45	6.67	6.60	6.58	6.61	6.66	6.59
Al(IV)	1.55	1.55	1.33	1.40	1.42	1.39	1.34	1.41
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T-Sum	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
C: Al(VI)	0.45	0.47	0.44	0.46	0.45	0.46	0.45	0.46
Ti	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02
Fe3+	0.64	0.69	0.68	0.55	0.62	0.59	0.53	0.56
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	2.71	2.61	2.74	2.70	2.70	2.73	2.74	2.74
Fe2+	1.07	1.11	1.03	1.17	1.11	1.10	1.16	1.12
Mn	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.09
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C-Sum	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
B: Ca	1.67	1.63	1.57	1.66	1.63	1.64	1.65	1.66
Na	0.33	0.37	0.43	0.34	0.37	0.36	0.35	0.34
B-Sum	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A: Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.66	0.61	0.52	0.59	0.57	0.55	0.57	0.59
K	0.06	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08
A-Sum	0.72	0.69	0.59	0.68	0.66	0.64	0.65	0.67
(Na+K)A	0.72	0.69	0.59	0.68	0.66	0.64	0.65	0.67
M/(M+Fe2+)	0.72	0.70	0.73	0.70	0.71	0.71	0.70	0.71
100Na/(Na+Ca)	37.20	37.63	37.77	35.98	36.63	35.67	35.77	35.83
100Al/(Al+Si)	23.60	23.85	21.00	22.06	22.10	21.82	21.23	22.03
Al(VI)Fe3+TiCr	1.13	1.19	1.15	1.04	1.10	1.08	1.01	1.05

Ausgewählte Zoisit/Klinozoisit EMP Analysen Sirince

II Fe as FeIII

		Einschluss im grt		Matrix		
		Czo/16_F1P1_1	/16_F1P1_2	9/16_F1P5_9	/16_F1P5_9	/16_F7P5_9
	SiO2	38.57	38.69	38.74	38.71	38.34
	TiO2	0.15	0.23	0.18	0.17	0.15
	Al2O3	27.72	27.34	27.07	27.32	27.04
	Fe2O3	6.69	7.29	6.90	6.78	7.05
	MnO	0.35	0.38	0.21	0.16	0.23
	MgO	0.09	0.09	0.07	0.08	0.08
	CaO	23.56	23.51	23.71	23.72	23.25
	Na2O	0.05	0.04	0.02	0.02	0.03
	K2O	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02
	Cr2O3	0.07	0.05	0.03	0.00	0.00
	Summe	97.26	97.60	100.09	97.58	96.81
cations per 2.5 oxygens	Si4+	3.018	3.022	3.036	3.025	3.032
	Ti4+	0.009	0.013	0.007	0.008	0.011
	Al3+	2.557	2.517	2.007	2.555	2.517
	Fe3+	0.394	0.428	0.982	0.393	0.405
	Mn2+	0.023	0.025	0.506	0.025	0.015
	Mg2+	0.010	0.010	0.128	0.007	0.011
	Ca2+	1.976	1.968	1.289	1.971	1.992
	Na1+	0.007	0.005	0.005	0.001	0.002
	K1+	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001
	Cr3+	0.004	0.003	0.004	0.002	0.007
	Summe	8.000	7.992	7.962	7.989	7.992
Numbers of ions the basis of 2.5 oxygens	Si	3.018	3.022	3.036	3.025	3.032
	Al	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
	sum	3.018	3.022	3.036	3.025	3.032
	Al	2.557	2.517	2.007	2.555	2.517
	FeIII	0.394	0.428	0.982	0.393	0.405
	Ti	0.009	0.013	0.007	0.008	0.011
	sum	2.959	2.959	2.996	2.957	2.932
	Mg	0.010	0.010	0.128	0.007	0.011
	Mn	0.023	0.025	0.506	0.025	0.015
	Ca	1.976	1.968	1.289	1.971	1.992
	sum	2.009	2.002	1.922	2.002	2.019

Ausgewählte Amphibol-Mikrosondenanalysen von Birgi/Tire

	Am 4				Am 3			
	01/181095/8/	01/181095/8/	01/181095/8/	01/181095/8/	01/181095/8/	01/181095/8/sy	01/181095/8/sy	
Amph								
SiO ₂	41.04	41.63	41.48	40.85	41.17	41.93	41.57	
TiO ₂	1.12	1.01	0.96	0.97	1.28	0.61	0.61	
Al ₂ O ₃	13.36	13.44	13.46	14.03	13.78	11.42	11.61	
FeO	18.78	19.28	18.59	19.60	18.09	18.82	18.93	
MnO	0.10	0.10	0.09	0.14	0.06	0.11	0.11	
MgO	8.09	8.05	7.96	7.86	7.68	8.97	8.75	
CaO	9.66	9.17	8.54	8.96	10.56	10.85	10.68	
Na ₂ O	2.34	2.49	2.51	2.53	2.08	1.76	1.84	
K ₂ O	1.40	1.33	1.39	1.45	1.29	1.09	1.10	
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	
Summe	95.90	96.51	94.98	96.42	95.99	95.56	95.19	
T: Si	6.24	6.26	6.30	6.15	6.30	6.41	6.38	
Al(IV)	1.76	1.74	1.70	1.85	1.70	1.59	1.62	
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
T-Sum	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
C: Al(VI)	0.64	0.64	0.71	0.64	0.78	0.47	0.48	
Ti	0.13	0.11	0.11	0.11	0.15	0.07	0.07	
Fe ³⁺	0.76	0.93	0.98	1.08	0.30	0.70	0.72	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	1.83	1.80	1.80	1.76	1.75	2.04	2.00	
Fe ²⁺	1.63	1.49	1.38	1.38	2.01	1.71	1.71	
Mn	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
C-Sum	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	
B: Ca	1.57	1.48	1.39	1.45	1.73	1.78	1.76	
Na	0.43	0.52	0.61	0.55	0.27	0.22	0.24	
B-Sum	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
A: Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.26	0.20	0.13	0.18	0.34	0.30	0.30	
K	0.27	0.26	0.27	0.28	0.25	0.21	0.22	
A-Sum	0.53	0.46	0.40	0.46	0.60	0.51	0.52	
(Na+K)A	0.53	0.46	0.40	0.46	0.60	0.51	0.52	
M/(M+Fe ²⁺)	0.53	0.55	0.57	0.56	0.47	0.54	0.54	
100Na/(Na+Ca)	30.45	32.95	34.70	33.79	26.24	22.64	23.76	
100Al/(Al+Si)	27.74	27.56	27.67	28.81	28.29	24.30	24.76	
Al(VI)Fe ³⁺ +TiCr	1.53	1.69	1.80	1.83	1.23	1.23	1.27	
T(°C) (Colombi 1989)								
T(°C)	725.39	712.15	707.82	707.49	744.03	643.73	644.29	

Ausgewählte Granat-Analysen Mylonit-Birgi

	1	2	3	4	5
	mylo/1/garn/89	mylo/1/garn/84	mylo/1/garn/86	mylo/1/garn/87	mylo/1/garn/88
Grt					
SiO2	37.97	38.42	38.01	38.65	38.18
TiO2	0.07	0.04	0.02	0.03	0.04
Al2O3	21.19	21.59	21.45	21.70	21.19
FeO	26.55	27.16	26.52	26.55	26.71
MnO	0.81	0.77	0.68	0.70	0.73
MgO	4.87	5.15	4.67	4.91	4.99
CaO	7.28	6.27	7.83	7.56	6.74
Na2O	0.02	0.00	0.01	0.03	0.03
K2O	0.17	0.01	0.01	0.00	0.01
Summe	98.91	99.42	99.20	100.15	98.62
Si	6.01	6.03	6.00	6.02	6.05
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Al	3.96	4.00	3.99	3.99	3.96
Fe	3.52	3.57	3.50	3.46	3.54
Mn	0.11	0.10	0.09	0.09	0.10
Mg	1.15	1.20	1.10	1.14	1.18
Ca	1.23	1.05	1.32	1.26	1.14
Na	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
K	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Sum	16.02	15.97	16.01	15.98	15.98
x(Gros+Andr)	0.21	0.18	0.22	0.21	0.19
X(Pyr)	0.19	0.20	0.18	0.19	0.20
X(Alm)	0.59	0.60	0.58	0.58	0.59
X(Spess)	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Summe	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00

Ausgewählte Biotit-Mikrosondenanalysen Mylonit Birgi

	1	2	3	4	5
Bt	mylo/4/bio	mylo/4/bio	mylo/4/bio	mylo/4/bio	mylo/4/bio
SiO2	35.49	34.81	35.65	36.57	35.02
TiO2	3.78	3.73	3.65	3.59	3.82
Al2O3	15.50	15.04	15.29	15.25	15.11
FeO	13.52	13.49	14.28	13.80	14.56
MnO	0.01	0.01	0.02	0.06	0.04
MgO	11.81	12.37	12.85	12.45	12.21
CaO	0.21	0.58	2.33	1.42	0.43
Na2O	0.08	0.10	0.17	0.25	0.08
K2O	7.57	6.52	2.04	6.24	7.60
Summe	87.96	86.64	86.26	89.62	88.86
SiO2	0.59	0.58	0.59	0.61	0.58
TiO2	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05
Al2O3	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
FeO	0.19	0.19	0.20	0.19	0.20
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.29	0.31	0.32	0.31	0.30
CaO	0.00	0.01	0.04	0.03	0.01
Na2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.08	0.07	0.02	0.07	0.08
oxygen sum	2.30	2.27	2.31	2.35	2.30
normalized oxy	22.00	22.00	22.00	22.00	22.00
factor	9.57	9.69	9.52	9.35	9.56
Si	5.65	5.61	5.65	5.69	5.57
Ti	0.45	0.45	0.43	0.42	0.46
Al	2.91	2.86	2.85	2.80	2.83
Fe	1.80	1.82	1.89	1.80	1.94
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	2.80	2.97	3.03	2.89	2.90
Ca	0.04	0.10	0.39	0.24	0.07
Na	0.02	0.03	0.05	0.08	0.02
K	1.54	1.34	0.41	1.24	1.54
Sum	15.22	15.19	14.72	15.15	15.34

Ausgewählte Feldspat Mikrosondenanalysen aus der Region Birgi-Tire

Die Normierung erfolgte auf 5 Kationen

PI	01/181095/101/181095/101/181095/101/181095/1/			
SiO ₂	65.37	66.08	65.42	66.03
TiO ₂	0.01	0.02	0.00	0.21
Al ₂ O ₃	21.43	21.56	21.77	21.68
FeO	0.30	0.26	0.31	0.56
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.00	0.01	0.00	0.00
CaO	2.46	2.22	2.54	2.18
Na ₂ O	8.24	9.01	8.71	8.92
K ₂ O	0.28	0.24	0.28	0.34
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.02
Summe	98.09	99.41	99.03	99.94

Si ⁴⁺	2.98	2.95	2.94	2.94
Ti ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.01
Al ³⁺	1.15	1.14	1.15	1.14
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.02
Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca ²⁺	0.12	0.11	0.12	0.10
Na ¹⁺	0.73	0.78	0.76	0.77
K ¹⁺	0.02	0.01	0.02	0.02
Cr ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe	5.00	5.00	5.00	5.00

Ausgewählte Granat-Mikrosondenanalysen des eklogitischen Metagabbros.
 Normalisierung auf 24 Sauerstoffe und 16 Kationen. Fe 3+ über Ladungsausgleich bestimmt.

Grt	1	2	3
SiO2	38.12	37.90	38.19
TiO2	0.14	0.12	0.16
Al2O3	21.39	21.27	21.13
FeO	26.60	27.32	26.78
MnO	0.54	0.45	0.47
MgO	3.53	3.73	3.84
CaO	9.43	9.24	8.97
Na2O	0.00	0.00	0.00
K2O	0.00	0.00	0.00
Summe	99.75	100.04	99.54
Si	6.01	5.97	6.03
Ti	0.02	0.01	0.02
Al	3.97	3.95	3.93
Fe	3.50	3.60	3.53
Mn	0.07	0.06	0.06
Mg	0.83	0.88	0.90
Ca	1.59	1.56	1.52
Na	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00
Sum	15.99	16.04	15.99
Gros+Andr(%)	26.54	25.60	25.19
Pyr (%)	13.82	14.37	15.03
Alm (%)	58.43	59.05	58.73
Spess (%)	1.21	0.98	1.05
Summe	100.00	100.00	100.00
Si	6.01	5.97	6.03
Al(IV)	0.00	0.03	0.00
Summe Z	6.01	6.00	6.03
Al(VI)	3.97	3.92	3.93
FeIII	0.00	0.10	0.02
Ti	0.02	0.01	0.02
Summe Y	3.99	4.04	3.96
Mg	0.83	0.88	0.90
FeII	3.50	3.50	3.52
Mn	0.07	0.06	0.06
Ca	1.59	1.56	1.52
Summe X	6.00	6.00	6.00

Ausgewählte Mikrosondenanalysen, Kiraz, Metagabbro, Generationen Am2, Am5

Amph	Am2				Am5			
	a4/2	a4/3	a4/5	a4/6	a5/2	a5/3	a5/6	a5/7
SiO2	41.21	41.43	41.21	41.14	50.87	51.13	51.36	50.57
TiO2	0.96	0.95	1.09	1.02	0.44	0.48	0.43	0.40
Al2O3	15.73	16.09	16.53	16.15	5.54	5.99	5.46	5.83
FeO	14.67	14.74	14.75	14.20	11.01	11.14	10.84	11.28
MnO	0.03	0.07	0.10	0.10	0.05	0.00	0.09	0.02
MgO	9.35	9.54	9.40	9.40	15.94	15.22	15.14	15.56
CaO	11.83	11.70	11.57	11.51	12.67	12.65	12.61	12.55
Na2O	1.85	1.72	1.82	1.66	0.65	0.66	0.66	0.64
K2O	1.08	1.06	1.35	1.23	0.28	0.27	0.28	0.33
Cr2O3	0.01	0.01	0.01	0.00	0.07	0.06	0.05	0.10
Summe	96.70	97.33	97.83	96.40	97.52	97.59	96.91	97.26
T: Si	6.18	6.14	6.09	6.15	7.28	7.34	7.43	7.27
Al(IV)	1.82	1.86	1.91	1.85	0.72	0.66	0.57	0.73
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
T-Sum	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00
C: Al(VI)	0.96	0.95	0.97	1.00	0.22	0.35	0.36	0.26
Ti	0.11	0.11	0.12	0.11	0.05	0.05	0.05	0.04
Fe3+	0.10	0.29	0.25	0.22	0.28	0.08	0.00	0.28
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	2.09	2.11	2.07	2.10	3.40	3.26	3.26	3.33
Fe2+	1.74	1.54	1.57	1.56	1.04	1.25	1.31	1.08
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
C-Sum	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
B: Ca	1.90	1.86	1.83	1.84	1.94	1.94	1.95	1.93
Na	0.10	0.14	0.17	0.16	0.06	0.06	0.05	0.07
B-Sum	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
A: Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.44	0.35	0.35	0.32	0.12	0.13	0.14	0.11
K	0.21	0.20	0.25	0.23	0.05	0.05	0.05	0.06
A-Sum	0.64	0.55	0.61	0.56	0.17	0.18	0.19	0.17
(Na+K)A	0.64	0.55	0.61	0.56	0.17	0.18	0.19	0.17
M/(M+Fe2+)	0.55	0.58	0.57	0.57	0.77	0.72	0.71	0.76
100Na/(Na+Ca)	22.01	21.04	22.20	20.68	8.53	8.63	8.60	8.47
100Al/(Al+Si)	31.03	31.41	32.10	31.64	11.37	12.13	11.14	11.97
Al(VI)Fe3+TiCr	1.17	1.34	1.35	1.33	0.55	0.49	0.41	0.59
T(°C) (Colombi 1989)								
T(°C)	705.85	704.06	718.95	712.09	578.71	589.33	575.49	565.21

**Ausgewählte Granat-Mikrosondenanalysen von Kiraz, Eklogit K-JP-98). Normierung auf 24 O und 16 Kationen.
Fe3+ wurde über Ladungsausgleich bestimmt.**

	1	2	4	5	7	8	9	10	11	12
Grt										
SiO2	38.95	38.63	38.46	38.28	38.96	38.79	38.76	38.92	38.85	38.82
TiO2	0.04	0.00	0.07	0.09	0.05	0.06	0.05	0.09	0.06	0.08
Al2O3	21.75	21.55	21.32	21.47	21.80	21.71	21.82	21.91	21.85	21.76
FeO	25.48	24.54	24.93	24.84	23.93	24.32	24.63	24.43	24.63	24.73
MnO	0.45	0.31	0.56	0.50	0.35	0.30	0.26	0.34	0.38	0.44
MgO	5.97	5.48	4.85	4.91	5.70	5.32	5.22	5.40	5.34	5.33
CaO	8.60	8.66	8.85	8.70	8.86	9.03	9.16	8.96	8.83	8.80
Na2O	0.00	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.00	0.02	0.00	0.01	0.04	0.04	0.05	0.03	0.02	0.04
Summe	101.24	99.11	99.08	98.84	99.70	99.56	99.96	100.08	99.96	99.99
Si	5.98	6.04	6.04	6.02	6.04	6.04	6.03	6.03	6.02	6.02
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	3.94	3.95	3.95	3.98	4.00	3.98	3.98	4.01	4.00	3.99
Fe	3.27	3.21	3.27	3.27	3.05	3.10	3.16	3.12	3.16	3.19
Mn	0.06	0.04	0.07	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05
Mg	1.37	1.28	1.13	1.15	1.39	1.32	1.23	1.27	1.25	1.23
Ca	1.42	1.45	1.49	1.47	1.41	1.47	1.50	1.46	1.49	1.47
Na	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Sum	16.04	15.99	15.98	15.98	15.96	15.97	15.97	15.96	15.97	15.97
Gros+Andr(%)	23.15	24.28	24.93	24.62	24.78	25.33	25.56	25.03	24.67	24.53
Pyr (%)	22.36	21.36	19.00	19.36	22.19	20.76	20.24	20.98	20.76	20.69
Alm (%)	53.53	53.68	54.82	54.90	52.25	53.25	53.63	53.24	53.73	53.81
Spess (%)	0.96	0.69	1.25	1.13	0.78	0.66	0.57	0.75	0.84	0.97
Summe	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Si	5.98	6.04	6.04	6.02	6.04	6.03	6.02	6.02	6.02	6.02
Al(IV)	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Summe Z	6.00	6.04	6.04	6.02	6.04	6.03	6.02	6.02	6.02	6.02
Al(VI)	3.92	3.95	3.95	3.98	3.98	3.98	3.99	4.00	3.99	3.98
Fell	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Summe Y	4.04	3.95	3.96	3.99	3.99	3.99	4.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.37	1.28	1.13	1.15	1.32	1.23	1.21	1.25	1.23	1.23
Fell	3.16	3.21	3.27	3.27	0.05	0.04	0.03	0.04	0.05	0.06
Mn	0.06	0.04	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07
Ca	1.42	1.45	1.49	1.47	1.41	1.47	1.50	1.46	1.49	1.47
Summe X	6.00	5.98	5.97	5.95	5.94	5.94	5.96	5.94	5.94	5.96

Ausgewählte Amphibol-Mikrosondenanalysen Kiraz-Eklogit (K-JP 98)

Amph	Am3				Am 2			
	P_7/1	P_7/2	P_7/3	P_7/4	107	108	109	
SiO2	48.73	47.95	46.68	47.59	45.50	45.32	44.94	
TiO2	0.50	0.44	0.44	0.51	1.40	1.06	1.10	
Al2O3	9.36	12.56	14.25	12.96	10.97	12.08	12.48	
FeO	9.46	10.67	12.03	11.06	12.95	13.52	12.86	
MnO	0.09	0.12	0.12	0.10	0.08	0.08	0.11	
MgO	15.89	13.45	10.67	13.40	12.47	12.32	11.91	
CaO	11.61	8.32	8.78	8.67	10.17	9.39	9.31	
Na2O	2.42	3.88	3.47	3.80	2.32	2.76	2.48	
K2O	0.18	0.23	0.31	0.26	0.26	0.24	0.38	
Cr2O3	0.03	0.06	0.06	0.09	0.00	0.00	0.00	
Summe	98.27	97.67	96.80	98.42	96.12	96.77	95.56	
T: Si	6.90	6.76	6.75	6.68	6.65	6.54	6.56	
Al(IV)	1.10	1.24	1.25	1.32	1.35	1.46	1.44	
Fe3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
T-Sum	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	8.00	
C: Al(VI)	0.46	0.85	1.18	0.82	0.54	0.59	0.71	
Ti	0.05	0.05	0.05	0.05	0.15	0.11	0.12	
Fe3+	0.31	0.68	0.22	0.69	0.62	0.92	0.81	
Cr	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	
Mg	3.35	2.83	2.30	2.80	2.72	2.65	2.59	
Fe2+	0.81	0.58	1.23	0.61	0.97	0.71	0.76	
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
C-Sum	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	
B: Ca	1.76	1.26	1.36	1.30	1.59	1.45	1.46	
Na	0.24	0.74	0.64	0.70	0.41	0.55	0.54	
B-Sum	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
A: Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.43	0.32	0.33	0.34	0.25	0.22	0.16	
K	0.03	0.04	0.06	0.05	0.05	0.04	0.07	
A-Sum	0.46	0.36	0.39	0.39	0.30	0.27	0.23	
(Na+K)A	0.46	0.36	0.39	0.39	0.30	0.27	0.23	
M/(M+Fe2+)	0.81	0.83	0.65	0.82	0.74	0.79	0.77	
100Na/(Na+Ca)	27.41	45.77	41.67	44.20	29.22	34.72	32.53	
100Al/(Al+Si)	18.46	23.58	26.46	24.30	22.13	23.91	24.66	
Al(VI)Fe3+TiCr	0.83	1.58	1.45	1.58	1.31	1.63	1.64	
T(°C) (Colombi 1989)								
T(°C)	594.88	576.96	579.40	595.41	750.75	712.60	718.20	

Ausgewählte Feldspat-Mikrosondenanalysen aus Kiraz
Die Normierung erfolgte auf 5 Kationen.

		1	2	3	4
	PI				
	SiO ₂	65.95	59.95	66.01	65.09
	TiO ₂	0.02	0.01	0.03	0.00
	Al ₂ O ₃	22.94	26.23	23.37	22.82
	FeO	0.08	0.02	0.09	0.06
	MnO	0.00	0.00	0.02	0.00
	MgO	0.00	0.01	0.00	0.00
	CaO	2.79	7.04	3.32	3.00
	Na ₂ O	8.96	7.36	9.16	8.44
	K ₂ O	0.26	0.13	0.24	0.17
	Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00
	Summe	101.00	100.75	102.25	99.57
normalized	Si ⁴⁺	2.90	2.66	2.86	2.91
cations	Ti ⁴⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
	Al ³⁺	1.19	1.37	1.19	1.20
	Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
	Mn ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
	Mg ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
	Ca ²⁺	0.13	0.33	0.15	0.14
	Na ¹⁺	0.76	0.63	0.77	0.73
	K ¹⁺	0.01	0.01	0.01	0.01
	Cr ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00
	Summe	5.00	5.00	5.00	5.00

Ausgewählte Biotit-Mikrosondenanalysen Tire Metasediment (JP9728)

	9728/1/bio4	9728/1/bio12	9728/1/bio13	9728/1/bio14	9728/2/bio rand 120	9728/2/bio rand 121	9728/2/bio rand 122	
SiO2	37.46	37.31	36.99	37.12	35.75	35.44	36.60	
TiO2	1.54	1.45	1.52	1.38	1.07	0.92	1.17	
Al2O3	19.70	19.26	19.31	19.44	19.95	20.28	19.64	
FeO	15.56	16.58	16.39	15.99	18.72	19.57	17.89	
MnO	0.07	0.04	0.12	0.06	0.05	0.07	0.05	
MgO	12.21	12.20	11.87	12.06	11.09	10.61	11.24	
CaO	0.29	0.02	0.05	0.10	0.05	0.14	0.11	
Na2O	0.23	0.24	0.23	0.19	0.25	0.18	0.14	
K2O	8.04	8.51	8.43	8.29	7.89	7.98	8.54	
Summe	95.10	95.62	94.90	94.62	94.81	95.18	95.37	
T1: Si	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
T2: Si	0.77	0.76	0.76	0.77	0.69	0.67	0.74	
T2: Al	1.23	1.24	1.24	1.23	1.31	1.33	1.26	
Sum T2	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
Ti	0.09	0.08	0.08	0.08	0.06	0.05	0.07	
Mn	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
M2: Al	0.48	0.44	0.45	0.47	0.47	0.48	0.47	
rest Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
M2: Mg	0.67	0.67	0.66	0.67	0.62	0.60	0.63	
rest Mg	0.67	0.67	0.66	0.67	0.62	0.60	0.63	
M2: Fe	0.76	0.80	0.79	0.78	0.85	0.87	0.84	
rest Fe	0.20	0.22	0.23	0.22	0.33	0.37	0.28	
Sum M2	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	
M1: Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
M1: Mg	0.67	0.67	0.66	0.67	0.62	0.60	0.63	
rest Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
M1: Fe	0.20	0.22	0.23	0.22	0.33	0.37	0.28	
rest Fe	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Vacanc,	0.13	0.10	0.11	0.11	0.04	0.04	0.09	
Sum M1	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	
A: K	0.76	0.80	0.80	0.79	0.76	0.77	0.81	
A: Na	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.02	
A: Ca	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	
Sum A	0.81	0.84	0.84	0.82	0.80	0.81	0.84	
endmembers								
phl	0.42	0.43	0.44	0.43	0.49	0.51	0.47	
ann	0.58	0.57	0.56	0.57	0.51	0.49	0.53	

Mikrosondendaten Monazitberechnungen Kücken

Probe	Meßwerte				Th/Pb	U/Pb	t-Fehler t1 (-Fehler)	t 0 t1 (0)	t+Fehler t1 (+Fehler)
	ThO2	UO2	PbO	Th/U					
Mo1	3.71	0.62	0.01	5.98	618	103.33	-26	25	76
Mo1	5.51	0.63	0.02	8.74	275	31.50	24	63	102
Mo1	4.24	0.62	0.00	6.80	1412	207.67	-35	11	58
Mo1	4.61	0.52	0.00	8.90	1536	172.67	-35	11	57
Mo2	4.62	0.50	0.01	9.17	660	72.00	-20	27	73
Mo4	3.36	0.55	0.00	6.13	1120	182.67	-42	14	70
Mo5	4.95	0.61	0.01	8.10	413	50.92	-1	41	83
Mo6	3.36	0.62	0.02	5.45	153	28.00	43	98	153
Mo7	4.98	0.42	0.01	11.81	383	32.46	3	49	95
Mo7	4.93	0.47	0.01	10.55	547	51.89	-12	33	78
Mo7	4.17	0.62	0.01	6.72	379	56.45	-5	43	90
Mo8	4.29	0.55	0.03	7.82	165	21.12	53	102	151
Mo8	4.92	0.62	0.02	7.88	234	29.71	30	72	115
Mo8	4.73	0.65	0.00	7.34	4733	645.00	-39	4	46
Mo9	5.67	0.36	0.01	15.89	405	25.50	6	49	92
Mo10	3.72	0.48	0.02	7.79	219	28.12	21	77	133
Mo11	4.36	0.51	0.00	8.57	1454	169.67	-36	12	60
Mo13	4.54	0.34	0.00	13.27	2270	171.00	-43	8	59
Mo13	4.01	0.28	0.03	14.33	138	9.66	79	140	201
Mo14	3.77	0.56	0.02	6.70	188	28.10	32	85	138
Mo15	4.40	0.42	0.02	10.61	191	18.04	44	95	147
Mo15	5.73	0.47	0.01	12.17	955	78.50	-20	20	60
Mo15	4.46	0.36	0.01	12.36	496	40.11	-14	38	90
Mo16	3.51	0.41	0.02	8.63	146	16.92	57	119	180
Mo16	5.46	0.42	0.02	13.15	273	20.75	27	70	113
Mo17	6.19	0.59	0.02	10.55	387	36.69	11	47	83
Mo18	4.39	0.85	0.00	5.14	1462	284.33	-30	10	50
Mo1	5.13	0.90	0.02	5.69	342	60.07	8	45	81
Mo2	3.80	0.94	0.00	4.06	3805	937.00	-39	4	46
Mo3	3.82	0.81	0.01	4.69	545	116.29	-19	26	71
Mo3	4.57	0.81	0.01	5.64	416	73.73	-4	37	77
Mo3	3.64	0.63	0.02	5.76	228	39.50	15	67	119
Mo4	5.34	0.91	0.02	5.89	267	45.35	22	58	93
Mo5	4.94	0.95	0.05	5.20	91	17.59	122	160	199
Mo6	3.86	0.82	0.01	4.73	644	136.17	-23	22	67
Mo6	3.71	0.81	0.03	4.60	137	29.89	55	102	149
Mo6	3.42	1.02	0.01	3.35	570	170.17	-22	21	64
Mo7	2.58	0.85	0.00	3.03	2580	851.00	-50	5	58
Mo7	3.63	0.86	0.04	4.23	98	23.22	90	137	184
Mo7	3.70	0.86	0.02	4.33	206	47.50	21	67	112
Mo8	5.06	1.14	0.05	4.46	99	22.25	104	139	174
Mo8	4.07	0.90	0.02	4.53	194	42.76	30	72	114
Mo8	3.35	0.76	0.07	4.39	45	10.31	246	300	354
Mo8	3.57	1.12	0.08	3.19	45	14.15	216	260	304
Mo8	3.72	0.91	0.05	4.09	74	18.22	132	178	224
Mo9	4.30	0.91	0.00	4.74	1075	226.50	-27	13	53
Mo10	8.64	0.82	0.04	10.55	211	19.98	60	87	113
Mo10	8.30	0.88	0.04	9.44	189	19.98	67	94	121
Mo10	4.10	0.89	0.03	4.60	141	30.72	56	99	142
Mo10	8.49	0.68	0.03	12.58	327	25.96	30	58	86
Mo10	3.93	0.91	0.02	5.44	224	41.27	29	67	104
Mo11	3.72	0.94	0.01	3.97	338	85.27	-4	39	82
Mo11	6.96	0.99	0.03	7.06	225	31.81	43	73	102
Mo11	5.10	0.89	0.01	5.76	510	88.50	-7	30	67
Mo1	0.00	0.34	0.00	0.00	0	112.00	-122	134	377
Mo2	3.22	0.87	0.01	3.70	293	79.18	-5	44	92
Mo2	2.93	1.18	0.02	2.47	139	56.38	31	74	118
Mo3	4.17	1.05	0.03	3.98	149	37.43	49	88	128
Mo3	5.38	0.92	0.02	5.88	269	45.80	22	57	93
Mo3	4.54	0.94	0.02	4.81	252	52.44	18	57	95
Mo3	3.96	0.98	0.03	4.06	137	33.66	55	97	139
Mo3	3.68	0.86	0.03	4.27	147	34.48	46	92	138
Mo3	3.38	0.84	0.01	4.00	241	60.29	7	55	103
Mo4	3.74	0.84	0.01	4.46	624	140.00	-23	22	67
Mo5	3.98	0.82	0.00	4.83	994	205.75	-29	15	58
Mo5	4.62	0.95	0.00	4.84	2308	476.50	-31	6	44
Mo5	3.96	0.86	0.03	4.61	120	26.03	72	117	161
Mo6	3.58	0.87	0.01	4.13	256	62.00	7	53	98
Mo6	3.58	0.86	0.02	4.16	238	57.33	10	57	103
Mo6	3.70	0.83	0.00	4.49	3703	825.00	-42	4	49
Mo7	4.17	0.98	0.03	4.27	154	36.15	47	88	129
Mo7	3.26	0.81	0.02	4.04	155	38.43	35	86	136
Mo7	5.81	0.88	0.02	6.59	264	40.09	26	61	95
Mo7	6.81	0.87	0.04	7.84	179	22.84	63	94	126
Mo8	2.85	0.90	0.03	3.17	98	31.07	68	120	172
Mo8	3.59	0.92	0.03	3.89	109	27.94	74	120	165
Mo9	1.36	0.90	0.01	1.51	152	100.33	-17	52	120
Mo9	1.90	1.18	0.01	1.61	211	130.67	-13	38	89
Mo11	3.24	0.92	0.03	4.08	150	36.68	45	89	133
Mo11	3.74	0.88	0.01	2.97	260	87.50	-9	45	98
Mo11	2.60	0.78	0.04	4.22	94	22.26	92	144	195
Mo11	3.29	0.90	0.02	4.68	234	50.06	19	60	102
Mo11	4.22	0.84	0.02	10.90	481	44.16	13	38	63
Mo12	9.14	0.90	0.03	3.43	107	31.07	66	115	165
Mo12	3.09	0.85	0.02	4.25	182	42.70	29	75	121
Mo12	3.63	0.98	0.02	2.01	93	46.48	41	99	156
Mo12	1.96	0.93	0.02	4.81	263	54.76	15	54	93

Metasediment Tire Monazitberechnungen

Probe	Meßwerte				Th/Pb	U/Pb	t-Fehler t1 (-Fehler)	t 0 t1 (0)	t+Fehler t1 (+Fehler)
	ThO2	UO2	PbO	Th/U					
m22	2.19	0.65	0.03	3.40	87.64	25.80	69.91	139.19	207.89
m29	3.01	0.71	0.02	4.22	167.06	39.56	25.44	80.94	136.10
m36	3.66	0.85	0.04	4.33	83.18	19.20	115.99	163.57	210.89
m44	2.28	0.74	0.03	3.07	78.66	25.66	83.71	147.25	210.29

