

Gesteinseinschlüsse unterschiedlicher Zusammensetzung
in den Peninsular Gneisen Südindiens
-
Isotopengeochemische Untersuchungen zu ihrer Stellung im Geosystem
Dharwar Kraton

Dissertation
der Fakultät für Geowissenschaften
der Ludwig-Maximilians-Universität München

vorgelegt von
Peter Deters-Itzelsberger

München, den 15.09.2003

1. Berichterstatter: Professor Hermann Köhler
2. Berichterstatter: Professor Ernst Hegner

Tag der mündlichen Prüfung: 12.12.2003

Vorwort

Diese Arbeit entstand auf Anregung von Prof. Dr. Hermann Köhler vom Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Ludwig-Maximilians-Universität München im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Zeitraum Mai 1998 bis April 2001 geförderten Projekts (Ko 599/34). Für die finanzielle Unterstützung möchte ich mich ausdrücklich bedanken.

Besonders danke ich -

- Prof. Hermann Köhler für die Idee zu und die Betreuung bei dieser Arbeit, seine stets vorhandene Diskussionsbereitschaft und das mir entgegengebrachte Vertrauen.

- Dr. R. Srinivasan vom National Geophysical Research Institute in Hyderabad für die *Proto*-Anregung dieses Themas bei Prof. Köhler während einer Südindien-Exkursion im Herbst 1995 und für die fachlich und organisatorisch bewundernswerte Führung unserer Geländeaufenthalte im Dharwar Kraton.

- Dr. J. Immo Wendt für seine geduldige Einführung in die U-Pb-Analytik an Einzelzirkonen, ohne die mir wahrscheinlich einige der wichtigsten Daten vorenthalten geblieben wären.

- Der Arbeitsgruppe des Zentrallabors für Isotopengeochemie der Universität München: Prof. Ernst Hegner, Dr. Frank Söllner, Dr. Stefan Hölzl, Dr. Alexander Rocholl, Dieter Müller-Sohnius und (in alphabetischer Reihenfolge) Christian Dekant, Martin Höckenreiner, Birgit Meißner, Jasinto Robles, Susanne Rummel, Wolfgang Schmitt und Matthias Willbold für die fachlich wertvolle und freundschaftliche Zusammenarbeit.

- Thomas Dorfner für die Durchführung der Röntgenfluoreszenzanalysen und alle sonstigen Ausführungen.

- Conrad Gennaro und Christian Dekant für die Lösung aller computertechnischen Probleme.

- Gisela Baum für die Lösung aller verwaltungstechnischen Probleme.

- Prof. Dingwell und Prof. Miller für die Bereitstellung der jeweiligen Institutseinrichtungen.

- Meiner Familie

Zusammenfassung

- Geologischer Überblick

Die südindische Halbinsel wird geologisch in mehrere Krustenblöcke gegliedert, die durch Störungszonen voneinander getrennt sind. Den Zentralteil Südindiens bildet der Dharwar Kraton. Er wird in einen westlichen und einen östlichen Teil untergliedert. Als tektonische Grenze zwischen beiden Krustensegmenten wird die Chitradurga Boundary Thrust angesehen. Der Dharwar Kraton ist ein präkambrischer Krustenblock, der sich hauptsächlich aus Gneisen und Migmatiten, Schiefergürteln und granitoiden Magmatiten zusammensetzt. Die Konsolidierung kontinentaler Kruste erfolgte weitgehend vom mittleren Archaikum bis zum frühen Proterozoikum. Eine spätarchaisch-frühproterozoische Metamorphose verläuft von Norden nach Süden ansteigend von Grünschieferfazies bis Granulitfazies und ermöglicht den Zugang zu unterschiedlichen Krustenstockwerken. Die Metamorphosebedingungen im östlichen Dharwar Kraton waren bei gleichen Druckbedingungen höhergradig als diejenigen im westlichen Dharwar Kraton, weswegen ersterer als high grade terrain und letzterer als low grade terrain angesehen wird. Der Dharwar Kraton wurde im ausgehenden Archaikum und frühen Proterozoikum großräumig deformiert. Die Schiefergürtel zeichnen die regionale Deformation des Kratons nach. Die Hauptfoliationsrichtung der Gneise, die als Peninsular Gneise bezeichnet werden, verläuft parallel zum Streichen der angrenzenden Schiefergürtel. Vor allem der Chitradurga Schist Belt bildet das umlaufende Streichen des Krustenblocks um den Nukleus des westlichen Dharwar Kratons deutlich ab.

Gesteinseinschlüsse in den Peninsular Gneisen treten vor allem in den amphibolitfaziell überprägten Bereichen des Dharwar Kratons auf. Sie zeigen eine geochemisch und petrographisch bimodale Verteilung in Metagranodiorite und -tonalite und Amphibolite. Diese Einschlüsse sollen nach NAHA et al. (1990, 1993, 1996) Strukturen einer mittelarhaischen Deformation konserviert haben, die von der in diesem Bereich des Kratons abschließenden etwa 2.5 Ga amphibolitfaziellen Metamorphose- und Deformationsgeschichte nicht überprägt wurden. Ein charakteristisches Merkmal fast aller Einschlüsse ist ihre Rotation zur Foliation des Wirtsgesteins, die meist etwa 30° beträgt, aber auch bis zu annähernd 90° betragen kann.

- Zielsetzung

Für diese Arbeit sind Gneise und Gneiseinschlüsse des Dharwar Kratons isotopengeochemisch untersucht worden, wobei der Schwerpunkt bei den Einschlüssen des östlichen Dharwar Kratons lag und folgende Ziele angepeilt wurden.

- Bestimmung von Krustenbildungsaltern (Nd-Modellaltern) von Einschlüssen und umgebenden Gneisen durch Sm-Nd-Gesamtgesteinsanalysen.
- Bestimmung der Chronologie von Protolithentstehung und Metamorphose durch U-Pb-Zirkonanalysen und ergänzende Sm-Nd- und Rb-Sr-Gesamtgesteinsuntersuchungen.
- Bestimmung des postmetamorphen Abkühlverlaufs mit Hilfe von Sm-Nd- und Rb-Sr-Mineral- und Kleinbereichsuntersuchungen.
- Betrachtung von Sm-Nd- und Rb-Sr-Austauschreaktionen zwischen Einschluss- und Wirtsgestein während der postmagmatisch-metamorphen Abkühlung anhand einer Kleinbereichsuntersuchung.
- Zusammenfassung der Ergebnisse zur geologisch zeitlichen und genetischen Einordnung der Einschlüsse und ihrer umgebenden Gneise mit dem Ziel einer Synthese unter Berücksichtigung regionalgeologischer Aspekte des südlichen Dharwar Kratons.

- Ergebnisse

Die Krustenbildungs- bzw. Mantelabspaltungsalter bezogen auf einen verarmten oberen Erdmantel liegen für die Proben des westlichen Dharwar Kratons einheitlich zwischen 3.16 und 3.31 Ga und belegen, dass der westliche Kraton ein weitgehend mittelarchaisch konsolidiertes Krustensegment darstellt. Die ϵ_{Nd} -Werte für 2500 Ma liegen dementsprechend zwischen -1.9 und -7.8.

Amphibolite im östlichsten Bereich des Dharwar Kratons zeigen vergleichbare Nd-Modellalter zu den Gesteinen des westlichen Kratons und lassen ebenso wie die ϵ_{Nd} -Werte vor 2500 Ma (-3.2 bis -4.6) auf mittelarchaisches Krustenmaterial schließen. Ein dioritischer Gang ist hier vergleichsweise durch ein wesentlich jüngeres Nd-Modellalter (2.67 Ga) gekennzeichnet und zeigt damit eine deutliche Affinität zu den Gesteinsproben des zentralen östlichen Dharwar Kratons.

Die Nd-Modellalter der Proben des zentralen östlichen Kratons streuen in einem Bereich von etwa 400 Ma von 2.55 Ga für einen Amphibolit bis 2.92 Ga für granitoides Wirtsgestein. Die Modellalter sind umso jünger je basischer das Gestein ist. ϵ_{Nd} (2500 Ma)-Werte von +2.4 weisen auf die Abstammung des basischen Materials aus einem verarmten oberen Erdmantel hin.

U-Pb-Zirkonanalysen an vier ausgewählten Proben liefern folgende obere Schnittpunktalter: Trondhjemitischer Gneis (westlicher Kraton): 3237 ± 27 Ma - Tonalitischer Gneiseinschluss (östlicher Kraton): 2914 ± 20 Ma - Tonalitischer Gneiseinschluss (östlicher Kraton): 2553 ± 62 Ma - Granodioritischer Gneiseinschluss (östlicher Kraton): 2496 ± 08 Ma.

Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochronen innerhalb der vier Lokalitäten des östlichen Dharwar Kratons liegen zwischen 2448 ± 46 Ma und 2510 ± 73 Ma und belegen eine Homogenisierung der Sr-Isotopie im Aufschlussmaßstab an der Wende Archaikum-Proterozoikum.

Sm-Nd-Gesamtgesteinsuntersuchungen liefern im westlichen Dharwar Kraton eine Isochrone mit einem Alterswert von 3136 ± 63 Ma und einem ϵ_{Nd} -Initialwert von 0.2. - Im östlichen Kraton ergeben sich innerhalb der Lokalitäten Mischungslinien, deren Alterswerte keine geologischen Ereignisse datieren.

Die Rb-Sr-Biotitabkühlalter von fünf Lokalitäten liegen zwischen 2406 ± 35 Ma und 2112 ± 31 Ma. Sie zeigen eine weitgehend kontinuierliche Abnahme von NW nach SE. Sm-Nd- und Rb-Sr-Kleinbereichsuntersuchungen bestätigen eine gleichmäßige postmagmatisch-metamorphe Abkühlung ab ~ 2500 Ma mit durchschnittlichen Abkühlraten von etwa $7^\circ\text{C}/\text{Ma}$ im Norden bis etwa $1^\circ\text{C}/\text{Ma}$ im Süden des bearbeiteten Gebietes.

Im untersuchten Kleinbereichsprofil erfolgte vor ~ 2500 Ma eine Mischung der Sm-Nd-Isotopie von geochemisch gabbroidem Einschluss- zu granitoidem Umgebungsmaterial. Eine unvollständige Homogenisierung der Sr-Isotopie im basischen Bereich des Profils fand vor 2300-2400 Ma statt und definiert eine Durchgangstemperatur von ungefähr 500°C .

- *Folgerungen*

Der in dieser Arbeit untersuchte südliche Bereich des Dharwar Kratons ist sowohl in seinem westlichen als auch in seinem östlichen Teil durch eine seit über 3 Ga andauernde Krustenentwicklung charakterisiert. Eine letzte große Phase der Überprägung mit anschließender Konsolidierung erfolgte im späten Archaikum bis frühen Proterozoikum. Dabei kam es im westlichen Dharwar Kraton mit Ausnahme der Schiefergürtel nach bisherigen Erkenntnissen ausschließlich zur Remobilisierung und metamorphen Überprägung einer mittelarchaisch - wahrscheinlich aus einem Erdmantel mit chondritischer Zusammensetzung - gebildeten kontinentalen Kruste.

In den Gneis- und Granitarenalen des östlichen Dharwar Kratons wurde hingegen juveniles Gesteinsmaterial eines verarmten oberen Erdmantels einer bis dahin hauptsächlich mittelarchaisch und möglicherweise frühspätarchaisch gebildeten Kruste zugeführt, was zu unterschiedlichen Arten der Gesteinsbildung durch Magmenmischung, Magmendifferentiation, Migmatisierung und Metamorphose führte. Bei diesem Ereignis erfolgte im Aufschlussmaßstab eine Homogenisierung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopie, während es im gleichen Zeitraum und Maßstab zur Bildung von Mischungslinien im Sm-Nd-System kam. Die anschließende Konsolidierung und Abkühlung kontinentaler Kruste unter eine Temperatur von etwa 300°C erfolgte im südlichen Dharwar Kraton bis vor etwa 2100 Ma.

Strukturgeologische Merkmale unterschiedlicher Deformationsphasen, wie sie NAHA et al. (1990, 1993, 1996) beschreiben, und die der Anlass zu dieser Untersuchung waren, resultieren bei zwei Einschlüssen des östlichen Dharwar Kratons aus einem Zeitraum von etwa 250 Ma zwischen 2550 Ma und 2300 Ma. Die Einschlüsse des westlichen Dharwar Kratons und der östlichsten Lokalität nahe Kolar erfuhren ihre strukturelle Prägung wahrscheinlich auch in diesem Zeitraum, könnten aber auch ältere, zwischen dem mittleren und dem späten Archaikum wirksame Deformationsphasen überliefern. Folglich können entsprechende strukturgeologische Aspekte nicht zur zeitlichen und genetischen Zuordnung von Krustenmaterial zu einzelnen Krustenblöcken mit unterschiedlicher geodynamischer Entwicklung (westlicher Dharwar Kraton - östlicher Dharwar Kraton) herangezogen werden.

Geht man davon aus, dass die ermittelte konstante Abkühlrate der beiden Krustensegmente in erster Linie von einer weitgehend konstanten Aufstiegs geschwindigkeit der kontinentalen Kruste abhängt, so kann man die Krustentiefe der einzelnen Lokalitäten vor 2400 Ma rekonstruieren. Es ergibt sich für die heutige Oberfläche des südlichen Dharwar Kratons eine vor 2400 Ma nach SE etwa in Richtung 155° abfallende Fläche mit einer zunehmenden Krustentiefe von 7 bis 19 km. Der Verlauf dieser Fläche lässt darauf schließen, dass sich im späten Archaikum bis frühen Proterozoikum eine orogene Wurzelzone im südlichen Dharwar Kraton bildete, deren isostatischer Aufstieg in ein Krustenniveau von etwa 8 km innerhalb der anschließenden 200-300 Ma erfolgte. Die Bildung eines solchen Orogens setzt ein Kompressionsregime in NW-SE-Richtung voraus. Die gleichzeitig postulierte Entwicklung juveniler Mantelschmelzen und die Ausbildung eines low grade und eines high grade terrains kann dem Aktualitätsprinzip folgend nur im Bereich einer unter den südlichen Dharwar Kraton abtauchenden Subduktionszone auftreten.

Da plattentektonische Modelle unter Bezugnahme auf Subduktionszonen und horizontale Akkretion von Terranes auch für das späte Archaikum immer mehr an Bedeutung gewinnen, wird auch hier ein subduktionsbezogener Prozess für die Entwicklung des südlichen Dharwar Kratons im späten Archaikum vorgeschlagen. Die langsame frühproterozoische Abkühlung des südlichen Dharwar Kratons, die wahrscheinlich kontinuierlich verlief, lässt ebenfalls auf das geodynamische Umfeld eines aktiven Kontinentalrandes schließen. Die horizontal stark eingegengten Schiefergürtel des östlichen Dharwar Kratons können als interne Beckenbildungen innerhalb eines magmatischen Bogens ebenso in dieses Modell integriert werden, wie die möglicherweise als Akkretionskeil entstandenen Nilgiri Hills.

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	3
Zusammenfassung	4
Inhaltsverzeichnis	7
1. Einführung	9
1.1. Geologischer Rahmen	9
1.1.1. Trivandrum Block und Madurai Block	10
1.1.2. Madras Block und Nilgiri Hills	11
1.1.3. Scherzonen	12
1.1.4. Dharwar Kraton	14
1.2. Geographische Lage der Probenlokalitäten	18
1.3. Einschlüsse (enclaves) und ihre struktureologischen Aspekte	19
1.4. Ziele	20
2. Petrographie	21
2.1. Gesteine des östlichen Dharwar Kratons	21
2.1.1. Lokalität DC 93 Harobande	21
2.1.2. Lokalität DC 94 Bettahalsoor	23
2.1.3. Lokalität DC 95 Hulimavu	24
2.1.4. Lokalität DC 96 südlich von Bangarapet	27
2.2. Gesteine des westlichen Dharwar Kratons	28
2.2.1. Lokalität DC 202 südöstlich von Holalkere	28
2.2.2. Lokalität DC 203 Hunasekatte nordöstlich von Hosdurga	29
2.2.3. Lokalitäten DC 209-210-211/72 südlich von Hassan	30
3. Geochemie	33
3.1. Gesteinsklassifizierung	33
3.2. Multi-Element-Diagramme (Spiderdiagramme)	37
3.3. Die Verteilung der Seltenen Erdelemente (SEE oder Lanthanoide)	44
3.4. Allgemeine geochemische Schlussfolgerungen	46
4. Isotopengeochemie	47
4.1. Ergebnisse der isotopengeochemischen Untersuchungen	47
4.1.1. Nd-Modellalter und ϵ_{Nd} -Werte der Gesamtgesteinsproben	47
4.1.2. U-Pb-Zirkondatierungen	50
4.1.3. Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen	59

4.1.4.	Sm-Nd-Gesamtgesteinsdatierungen	61
4.1.5.	Sm-Nd-Granatdatierung	63
4.1.6.	Rb-Sr-Biotitdatierungen	64
4.1.7.	Die Alterswerte im Überblick	65
4.1.8.	Nd-Sr-Korrelation der Gesamtgesteinsproben	66
4.2.	Ergebnisse der Kleinbereichsuntersuchung DC 95a	68
4.2.1.	Rb-Sr-Untersuchung der Kleinbereiche	69
4.2.2.	Sm-Nd-Untersuchung der Kleinbereiche	70
5.	Zusammenfassende Diskussion	72
6.	Analytik	77
6.1.	Mechanische Aufbereitung	77
6.1.1.	Mineraltrennung	77
6.2.	Chemische Aufbereitung	78
6.2.1.	Einwaage	78
6.2.2.	Aufschlussverfahren	78
6.2.3.	Isotopenverdünnung	79
6.2.4.	Säulentrennung	80
6.3.	Laden der Quellen	80
6.4.	Massenspektrometrie	81
6.5.	Fehlerbetrachtung und Korrektur	81
6.6.	U-Pb-Analytik an Einzelzirkonen	82
7.	Methodik	83
	Literaturverzeichnis	84
	Anhang	93
A	Gesteinsproben und Probenlokalitäten	93
B	Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen	94
C	Ergebnisse der massenspektrometrischen Messungen (Sm-Nd, Rb-Sr)	96
D	Ergebnisse der U-Pb-Einzelzirkon-Analysen	99
E	Kontrollmessungen	102
F	Natürliche Isotopenzusammensetzungen von Rb, Sr, Nd, Sm, Pb und U	104
	Lebenslauf	

1. Einführung

1.1. Geologischer Rahmen

Die südindische Halbinsel wird geologisch in mehrere Krustenblöcke gegliedert, die durch Störungszonen voneinander getrennt sind (DRURY et al., 1984; JAYANANDA & PEUCAT, 1996; MEIBNER et al., 2002) (siehe Abbildungen 1.1 und 1.2):

- Der *Dharwar Kraton* nördlich der Moyar- und Bhavani-Scherzonen
- Die *Nilgiri Hills* zwischen Moyar- und westlicher Bhavani-Scherzone
- Der südöstlich vom Dharwar Kraton liegende *Madras Block*
- Der *Madurai Block* im Süden der Palghat- und Cauvery-Scherzonen
- Der *Trivandrum Block* südlich der Achankovil-Scherzone

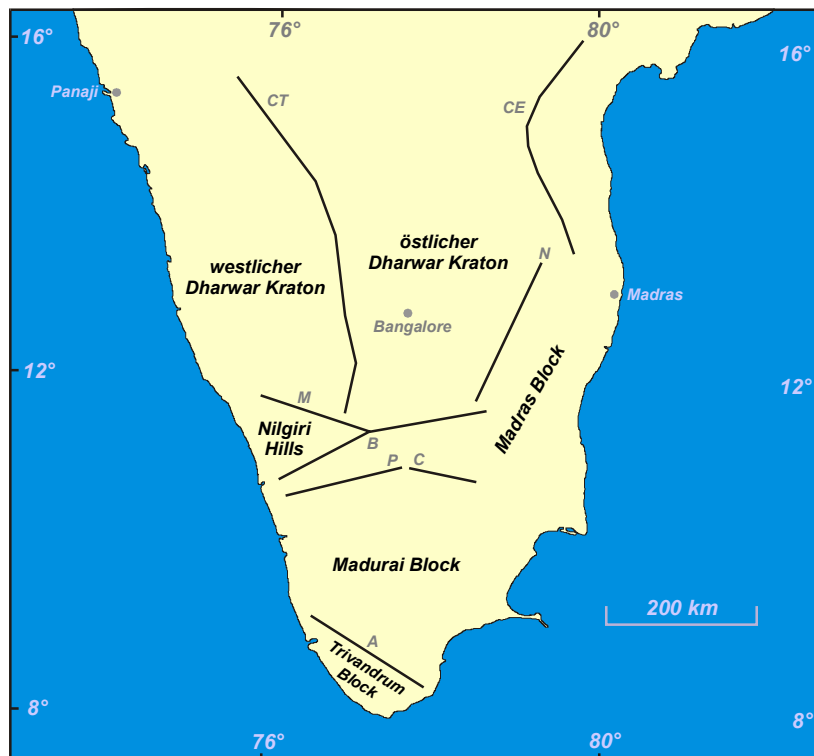


Abb.1.1 Geologische Einteilung der südindischen Halbinsel in einzelne Krustenblöcke nach JAYANANDA & PEUCAT (1996) und CHETTY (1996).

- CT** - Chitradurga Boundary Thrust
- CE** - Cuddapah Eastern Margin Shear
- N** - Nallamalai-Scherzone
- M** - Moyar-Scherzone
- B** - Bhavani-Scherzone
- P** - Palghat-Scherzone
- C** - Cauvery-Scherzone
- A** - Achankovil-Scherzone

Da alle in dieser Arbeit untersuchten Gesteinsproben aus dem Dharwar Kraton stammen und ihre genetische Stellung innerhalb des Kratons hier von vorrangigem Interesse ist, sollen die Krustensegmente Trivandrum Block, Madurai Block und Madras Block (von Süden nach Norden) nur kurz erwähnt werden. Die südlich an den Dharwar Kraton angrenzenden Nilgiri Hills scheinen mit dem Dharwar Kraton einige 100 Ma geologische Entwicklung zu teilen und werden etwas näher behandelt. Schließlich wird die Geologie des Dharwar Kratons ausführlich beschrieben.

1.1.1. Trivandrum Block und Madurai Block

- Der Trivandrum Block

Das hochgradig metamorphe Kristallgebiet des Trivandrum Blocks wird nach SRIKANTAPPA et al. (1985) in zwei Bereiche unterschiedlichen lithologischen Aufbaus gegliedert, den Kerala Khondalite Belt und das Nagercoil Massiv.

Der Kerala Khondalite Belt besteht im wesentlichen aus migmatisch überprägten, leptynitischen Gneisen. Untergeordnet finden sich Einschaltungen von Kalksilikatgesteinen und enderbitischen Granuliten. CHACKO et al. (1987, 1992) und SRIKANTAPPA et al. (1985) interpretieren diese lithologischen Einheiten als intensiv deformierte und hochgradig metamorphe Serien von psammopelitischen Sedimenten, die in einem intrakontinentalen Grabenbecken abgelagert wurden. Das Nagercoil Massiv besteht aus granulitfaziell überprägten leptynitischen Gneisen und natriumbetonten Charnockiten. Teilweise treten noritische Einschaltungen auf. SRIKANTAPPA et al. (1985) deuten diesen Bereich des Trivandrum Blocks als Teil eines spätproterozoischen magmatischen Bogens.

Der Trivandrum Block war das erste Krustensegment Südindiens, in dem eine durchgreifende panafrikanische Metamorphose um 550 Ma nachgewiesen werden konnte (BUHL, 1987; CHOUDARY et al., 1992; KÖHLER et al., 1993; ROLLER, 1993). Nd-Modellalter belegen eine Krustenbildung vor 2.0 bis 3.0 Ga (ROLLER, 1993; HARRIS et al., 1994; BARTLETT et al., 1998). Eine proterozoische Überprägung des Segments deutet sich in Zirkonaltern von etwa 1.8 Ga an (BARTLETT et al., 1998).

- Der Madurai Block

Der Madurai Block liegt zwischen der Achankovil-Scherzone im Süden und den Palghat- und Cauvery-Scherzonen im Norden (siehe Abb.1.1 und 1.2). Er ist hauptsächlich aus migmatischen Gneisen, hochgradig metamorphen Sedimenten, charnockitischen und basischen Granuliten und Anorthositen aufgebaut (JAYANANDA & PEUCAT, 1996).

Nd-Modellalter weisen auf eine spätarchaische bis frühproterozoische Krustenbildung hin (HARRIS et al., 1994; BARTLETT et al., 1995; MALLICK, 1997). Zirkondatierungen belegen die Bildung magmatischer Protolithe im frühen Proterozoikum (JAYANANDA et al., 1995; BARTLETT et al., 1998). Nach initialen magmatisch-metamorphen Ereignissen im Paläoproterozoikum hatte der Block scheinbar bis zum ausgehenden Proterozoikum eine Phase der tektonischen Inaktivität (BARTLETT et al., 1995). Seine heute vorliegende Charakteristik als hochmetamorph überprägtes Krustensegment erfuhr der Madurai Block ausschließlich durch die panafrikanische Orogenese an der Grenze Proterozoikum-Paläozoikum. Zirkon- und Granatdatierungen legen den panafrikanischen Metamorphosepeak auf den Zeitabschnitt 550-600 Ma fest (JAYANANDA et al., 1995; BARTLETT et al.,

1995; MALLICK, 1997). Der folgende Abkühlungsverlauf auf eine Temperatur von etwa 300°C ist durch Rb-Sr-Biotitdatierungen charakterisiert (Werte um 450 Ma: HANSEN et al., 1985; JAYANANDA et al., 1995; BARTLETT et al., 1995; MALLICK, 1997). Anwachssäume von Zirkonen des Madurai Blocks wurden von JAYANANDA et al. (1995) auf 1.86 Ga datiert. Wie auch im Trivandrum Block scheint sich in diesem Zeitraum eine thermale Überprägung zu zeigen.

Die metamorphen Bedingungen der panafrikanischen Orogenese sind im Madurai Block mit etwa 800°C und 6.5 kbar etwas höher als im Trivandrum Block mit 700-750°C und 4-5 kbar (BARTLETT et al., 1995). Dennoch sind beide Krustensegmente durch eine ähnliche geologische Entwicklungsgeschichte gekennzeichnet und heben sich darin deutlich von den nördlich angrenzenden Gebieten ab.

1.1.2. Madras Block und Nilgiri Hills

- Der Madras Block

„Peucat et al. (1989) vermuten die gemeinsame Entwicklung von Nilgiri- und Madras Granuliten als Teil eines juvenilen Terrane, das einer raschen Abfolge von Bildung, Akkretion und Metamorphose unterzogen wurde. Sie werden daher als Syn-Akkretions-Granulite bezeichnet“ (MEIBNER, 2001). Der Chemismus der Ausgangsgesteine reicht von mafischen Pyroxeniten und Metagabbros zu felsischen Enderbiten, Charnokiten und Khondaliten. Nd-Modellalter, die den Zeitraum der Mantelabspaltung eingrenzen, variieren zwischen 2.6 und 3.1 Ga. Protolithbildungsalter liegen bei 2555 ± 140 Ma (BERNARD-GRIFFITHS et al., 1987). Um den vom Südrand des Dharwar Kratons aus ansteigenden Metamorphosegrad in Übereinstimmung mit einem kollisionstektonischen Modell zu bringen, postulierten DRURY et al. (1984) eine nach Norden abtauchende Subduktionszone im Bereich der Palghat- und Cauvery-Scherzonen.

- Die Nilgiri Hills

Das Granulitmassiv der Nilgiri Hills wird nördlich durch die Moyar-Scherzone und südlich durch die Bhavani-Scherzone begrenzt (siehe Abbildungen 1.1 und 1.2). Die Nilgiri Hills werden (ähnlich wie die Granulite des Madras Blocks) als „synaccretionary granulites“ angesehen (PEUCAT et al., 1989), deren Metamorphose in direktem Anschluss an die spätarchaische Platznahme der magmatischen Protolith erfolgte (BUHL, 1987). RAITH et al. (1999) gehen neuerdings jedoch von einem sedimentären Protolithcharakter der granatführenden Enderbite aus, was eine Abfolge von Bildung, Abtragung, Akkretion und Metamorphose innerhalb von etwa 100 Ma (2600-2500 Ma) voraussetzen würde.

Das Massiv besteht vorwiegend aus quarz- und feldspatreichen granatführenden Enderbiten. Einschaltungen von basischen Granuliten sind relativ häufig. Vereinzelt treten Quarzite auf.

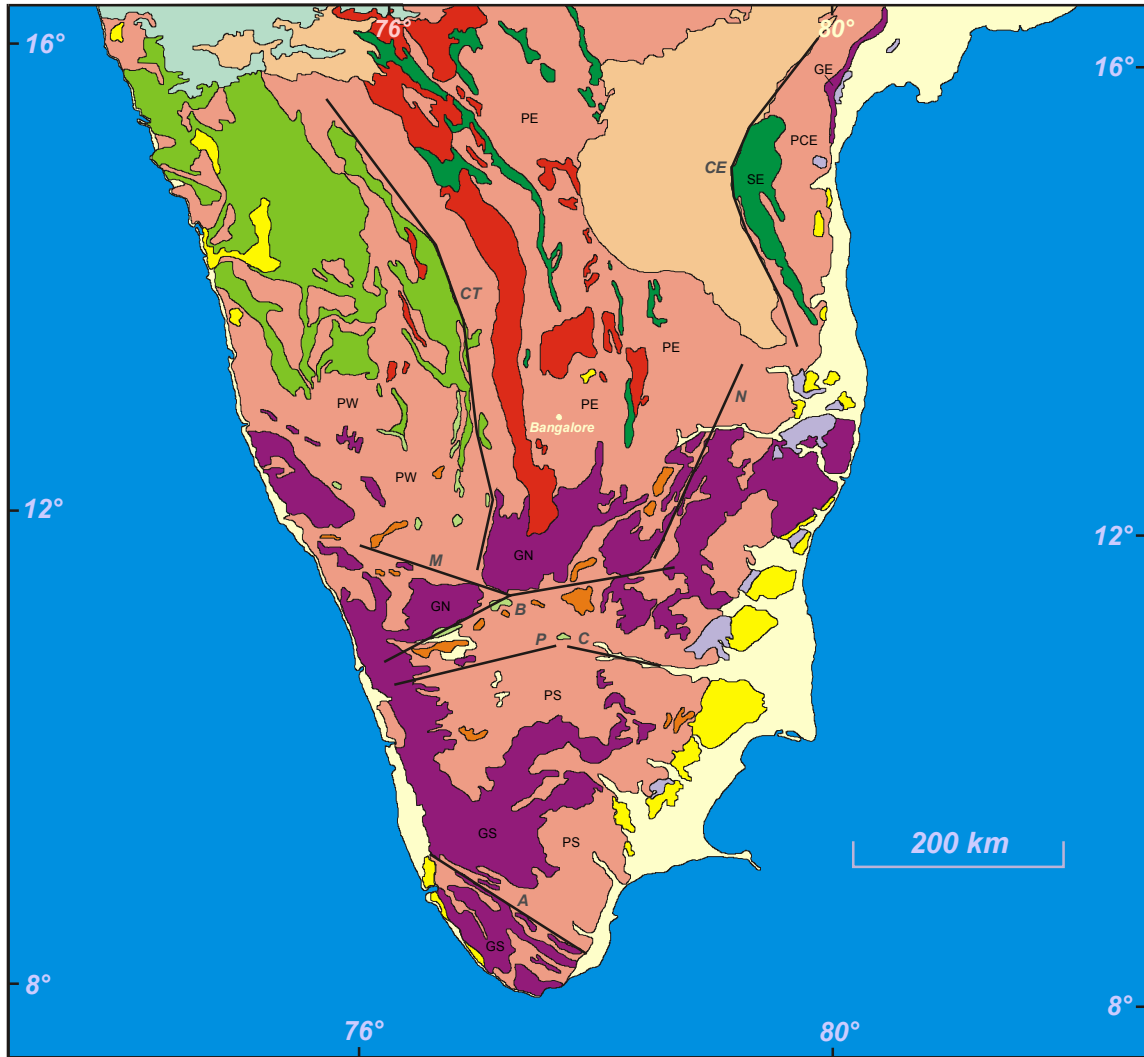
Nd-Modellalter weisen auf spätarchaische (2.6-2.7 Ga) krustenbildende Prozesse innerhalb des Massivs hin (KÖHLER & SRIKANTAPPA, 1996; DETERS-UMLAUF, 1997). Metamorphe Zirkone liefern obere Schnittpunktalter von etwa 2535 Ma (BUHL, 1987). Granatalter um 2.4 Ga datieren die Spätphase der granulitfaziellen Metamorphose (KÖHLER et al., 1993; DETERS-UMLAUF, 1997). Rb-Sr-Biotitalter variieren zwischen 0.88 und 1.77 Ga und werden auf eine lokal unterschiedliche Störung der Rb-Sr-Isotopie durch die panafrikanische Aktivität der angrenzenden Scherzonen zurückgeführt (KÖHLER & SRIKANTAPPA, 1996; DETERS-UMLAUF, 1997; RAITH et al., 1999).

Die Nilgiri Hills sind ein Block präkambrischer kontinentaler Unterkruste, der wahrscheinlich aufgrund kompressiver Vorgänge angehoben wurde. Die nördlich verlaufende Moyar-Scherzone ist eine hauptsächlich vertikal versetzende Störung (NAHA & SRINIVASAN, 1996; MEIBNER, 2001). Die südlich verlaufende Bhavani-Scherzone wird von MEIBNER (2001) als dextral-transpressiv charakterisiert. Nach einer Phase tektonischer und thermaler Überprägung des Nilgiri Hills-Massivs an der Grenze Archaikum-Proterozoikum, die auch im nördlich angrenzenden Dharwar Kraton nachgewiesen wurde (BUHL, 1987; PEUCAT et al., 1993; JAYANANDA et al., 1998) erfolgte der Übergang in eine tektonisch weitgehend ruhige Ära bis zur Gegenwart. Diese geologische Entwicklung ab dem ausgehenden Archaikum ist derjenigen des Dharwar Kratons sehr ähnlich, weshalb die Nilgiri Hills (und der Madras Block) meist als südlichste Erstreckung der archaisch-kratonalen kontinentalen Kruste Südindiens angesehen werden (z.B. JAYANANDA et al., 2000).

Die Exhumierung der Nilgiri Hills unter eine Krustentemperatur von 100°C erfolgte vor etwa 300 Ma mit einer langsamen Aufstiegsrate von ungefähr 8 m/Ma und wird aufgrund gleicher Zeiträume und Aufstiegsraten in Madagaskar mit der geotektonisch stabilen Situation innerhalb Gondwanas in Verbindung gebracht (SEWARD et al., 1996; SEWARD & SRIKANTAPPA, 1996).

1.1.3. Scherzonen

Die südindische Halbinsel wird durch mehrere bereits erwähnte prominente Scherzonen in einzelne Krustenblöcke unterteilt (DRURY & HOLT, 1980; DRURY et al., 1984; siehe Abb.1.2). Die Moyar-Scherzone trennt den Dharwar Kraton vom Granulitmassiv der Nilgiri Hills. Die Bhavani-Scherzone und die etwas südlich anschließenden Palghat- und Cauvery-Scherzonen begrenzen den panafrikanisch überprägten Madurai Block nach Norden. Entgegen früherer Annahmen, daß die Moyar-Scherzone eine Blattverschiebung mit beachtlichem (bis zu 70 km) dextralen Versatz darstellt (DRURY et al., 1984), interpretieren NAHA & SRINIVASAN (1996) sowohl die Moyar- als auch die Bhavani-Scherzone als steil nach S bzw. NW einfallende Aufschiebungen. MEIBNER (2001) konnte den panafrikanisch aufschiebenden bzw. transpressiven Charakter der Moyar- und Bhavani-Scherzonen bestätigen.



Metamorphe und sedimentäre Gesteine

- Quartär (ungegliedert)
- Tertiär (ungegliedert)
- Mesozoikum (ungegliedert)
- Kurnool Gruppe (Ablagerung: spätproterozoisch)
Cuddapah Supergruppe (Ablagerung: ca. 1500 Ma)
- Granulite Südindiens (Charnockite, Enderbite, Khondalite):
GN: nördlich der Palghat- und Cauvery-Scherzonen
(Metamorphose: ca. 2500 Ma)
GS: südlich der Palghat- und Cauvery-Scherzonen
(Metamorphose: ca. 600 Ma)
GE: östlich der Cuddapah Eastern Margin Shear
(Metamorphose: ca. 1000 Ma)
- Schiefergürtel des östlichen Dharwar Kratons
(Ablagerung: ca. 2700 Ma)
SE: Schiefergürtel östlich der Cuddapah Eastern Margin Shear
(Alter unbekannt)
- Dharwar Supergruppe (Ablagerung: 2700-2900 Ma)
- Sargur Gruppe (Ablagerung: 3100-3300 Ma)
- Peninsular Gneise Südindiens:
PW: westlicher Dharwar Kraton
Protolithbildung: Hauptphasen 2900-3300 Ma
PE: östlicher Dharwar Kraton
Protolithbildung: Hauptphase 2500-2600 Ma
PCE: östlich der Cuddapah Eastern Margin Shear
Metamorphose: ca. 1000 Ma
PS: südlicher Block (vorwiegend Migmatite)
Migmatisierung: ca. 600 Ma

Magmatische Gesteine

- Deccan Trap (ca. 65 Ma)
- Granitoide und alkaline Intrusiva (ca. 600 Ma)
- Granitoide Intrusiva (2500-2600 Ma)
- Störung (schematisiert dargestellt)
- CT** Chitradurga Boundary Thrust
- CE** Cuddapah Eastern Margin Shear
- N** Nallamalai-Scherzone
- M** Moyar-Scherzone
- B** Bhavani-Scherzone
- P** Palghat-Scherzone
- C** Cauvery-Scherzone
- A** Achankovil-Scherzone

Abb.1.2 Geologische Karte von Südindien in Anlehnung an die Karten des Geological Survey of India: Geological Map of India (1993) und Project Vasundhara Generalised Geological Map (1994).

1.1.4. Dharwar Kraton

Der Dharwar Kraton besteht aus einem westlichen und einem östlichen Teil (Abbildungen 1.1 und 1.2). Als tektonische Grenze zwischen beiden Krustensegmenten wird die Chitradurga Boundary Thrust angesehen, die im zentralen Bereich nach Osten abtaucht und als westvergente Aufschiebung charakterisiert ist (DRURY et al., 1984; HARI NARAIN & SUBRAHMANYAM, 1986; CHADWICK et al., 2000). Im Süden geht sie in die sinistral blattverschiebende Kollegal-Scherzone über (MEIBNER, 2001; RAITH et al., 1999; DRURY et al., 1984). Der Dharwar Kraton ist ein präkambrischer Krustenblock, der sich hauptsächlich aus Gneisen und Migmatiten, Schiefergürteln und granitoiden Magmatiten zusammensetzt (DRURY et al., 1984; CHADWICK et al., 2000). Die Konsolidierung kontinentaler Kruste erfolgte weitgehend vom mittleren Archaikum bis zum frühen Proterozoikum.

- Der westliche Dharwar Kraton

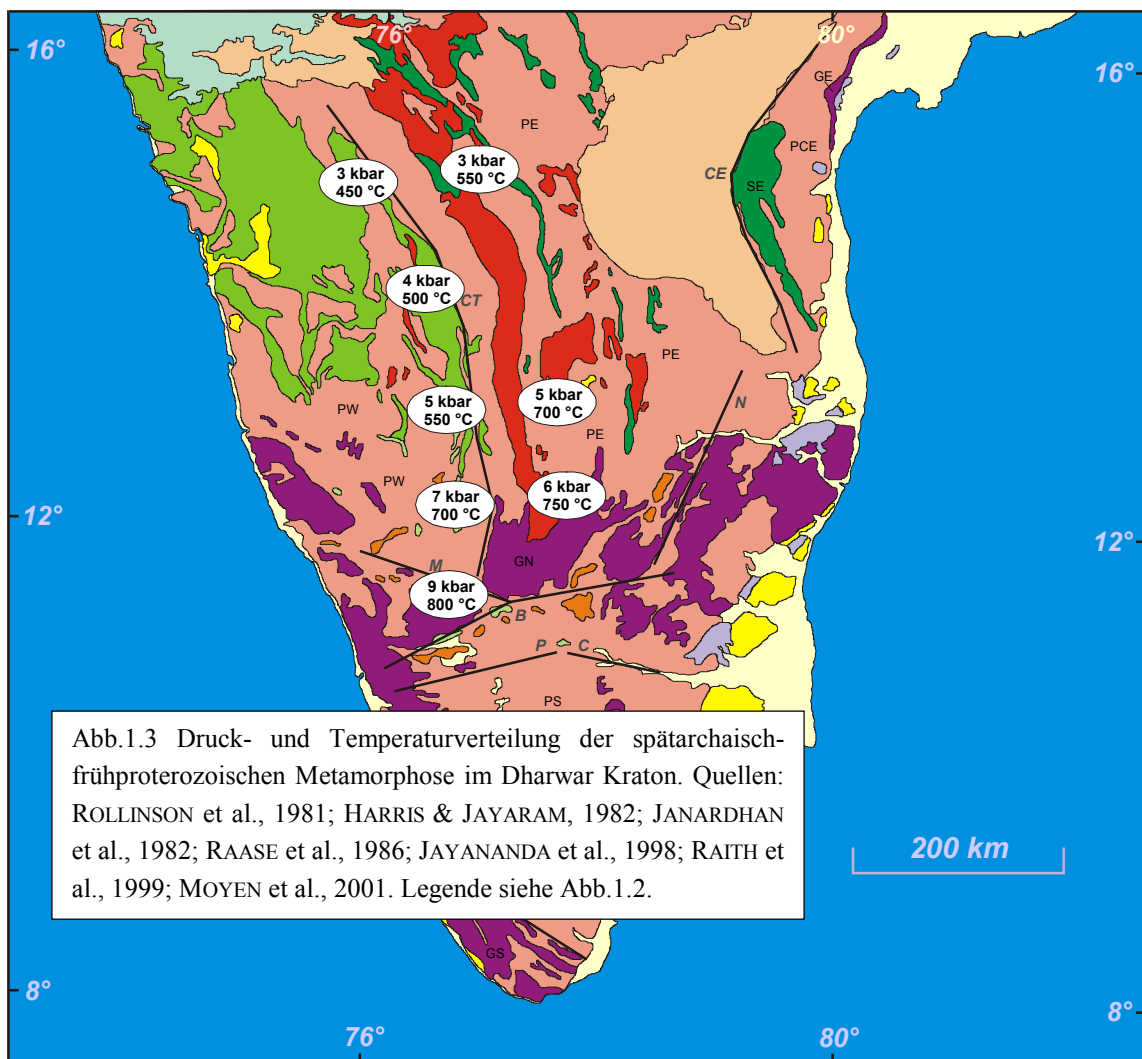
Die Protolith der *Peninsular Gneise* des westlichen Dharwar Kratons - mehrfach deformierte trondhjemitische bis granodioritische Gneise - wurden in einem Zeitraum von etwa 400 Ma (3.3-2.9 Ga) durch aufeinanderfolgende Phasen magmatischer Aktivität gebildet (BECKINSALE et al., 1980; BECKINSALE et al., 1982; BHASKAR RAO et al., 1991; MEEN et al., 1992; JAYANANDA & PEUCAT, 1996). Im Zuge von Beckenbildungen kam es zur Entstehung suprakrustaler Einheiten, Abfolgen von Sedimenten und ultramafischen bis rhyolitischen Vulkaniten, die heute als metamorphe Schiefergürtel vorliegen. Dabei wird eine ältere, möglicherweise die Reste eines mittelarchaischen Basements repräsentierende Sargur Supergruppe von einer spätarchaischen Dharwar Supergruppe unterschieden (DRURY et al., 1984; NUTMAN et al., 1992; PEUCAT et al., 1995; ANIL KUMAR et al., 1996). Älteste detritische Zirkone aus den Sargur Serien wurden von NUTMAN et al. (1992) auf 3.58 Ga datiert. Lokale Intrusionen granitoider Plutone im westlichen Dharwar Kraton sind ca. 2.6 Ga alt (TAYLOR et al., 1984; ROGERS, 1988). Intrakratonale Strukturen des westlichen Dharwar Kratons werden von CHARDON et al. (1998) auf „sagduction“ - gravitatives Absinken intrakrustaler vulkano-sedimentärer Becken unter Bildung von Abscherhorizonten an den Grenzflächen zum granitoiden Basement - zurückgeführt.

- Der östliche Dharwar Kraton

Der östliche Dharwar Kraton kann in drei lithologische Einheiten gegliedert werden. Mittel- bis spätarchaische Gneise und Granulite granodioritischer bis trondhjemitischer Zusammensetzung, die wie im westlichen Kraton als Peninsular Gneise bezeichnet werden (BUHL, 1987; BHASKAR RAO et al., 1991; JAYANANDA et al., 2000). Sie treten im östlichen Kraton allerdings stark hinter spätarchaische (2.5-2.6 Ga) kalkalkaline Serien aus den Mischungsprodukten juveniler Mantelschmelzen und kontinentaler Kruste zurück (PEUCAT et al., 1993; JAYANANDA et al., 2000; MOYEN et al., 2001). CHADWICK et al. (2000) bezeichnen den östlichen Dharwar Kraton als „Dharwar

Batholith“. Spätarchaische (ca. 2.7 Ga) vulkano-sedimentäre Abfolgen sind als Schiefergürtel stellenweise in die granitoiden Gesteine eingebettet (KROGSTAD et al., 1989, 1995; BALAKRISHNAN et al., 1999). Dabei sind im Gegensatz zum westlichen Dharwar Kraton, wo nur die randlich gelegenen Schiefergürtel transpressiv deformiert sind, die Schiefergürtel des östlichen Kratons ausschließlich durch Auslängung und kompressiv-transpressive Deformation gekennzeichnet (siehe Abb.1.2).

Die Krustenmächtigkeit des Dharwar Kratons beträgt heute etwa 40 km im westlichen Teil und 35 km im östlichen Teil (HARI NARAIN & SUBRAHMANYAM, 1986; SARKAR et al., 2001). Der Metamorphosegrad der letzten regionalen Überprägung im frühen Proterozoikum steigt von Grünschieferfazies im Norden bis zu Granulitfazies im Süden. In Abbildung 1.3 wird deutlich, dass der westliche Kraton dabei als „low grade terrain“ angesehen werden kann, wohingegen der östliche Bereich ein „high grade terrain“ darstellt (MOYEN et al., 2001; CHADWICK et al., 2000). Bei gleichen Druckbedingungen liegen die Temperaturen des westlichen Teils ca. 150 °C unter den Temperaturen des östlichen Teils.



Die geologische Entwicklung des Dharwar Kratons im ausgehenden Archaikum und frühen Proterozoikum wird kontrovers diskutiert.

- Ein dem Aktualitätsprinzip folgendes Modell von CHADWICK et al. (2000) interpretiert den Dharwar Kraton als das Resultat einer WNW-ESE-gerichteten Konvergenzbewegung kontinentaler und ozeanischer Lithosphäre an einer westwärts abtauchenden Subduktionszone, gefolgt von der Akkretion des als Dharwar Batholith bezeichneten östlichen Dharwar Kratons - ein magmatischer Bogen - an den westlichen Bereich. Verbunden damit ist die Bildung sowohl kompressiver als auch Scherdeformation anzeigender, vorwiegend sinistraler Strukturen mit allen Übergängen transpressiver Strukturelemente. Die stark deformierten Schiefergürtel des östlichen Dharwar Kratons werden als Beckenbildungen innerhalb des magmatischen Bogens interpretiert. Der Kolar Schist Belt (siehe Abb.1.4, Probenlokalitäten) definiert eine Suturzone zu einem östlich gelegenen Krustensegment (KROGSTAD et al., 1989, 1995).

- JAYANANDA et al. (2000) schlagen ein weitgehend durch Vertikalbewegungen gekennzeichnetes Modell vor. Ein aufsteigender Megaplume unter dem südlichen Dharwar Kraton führt im ausgehenden Archaikum zur Instabilität der bestehenden Kruste. Vulkano-sedimentäre Becken sinken ab, Gneisdome und Magmen steigen auf (BOUHALLIER et al., 1993, 1995). Der gravitative Kollaps der obersten Lithosphäre führt zur geologischen Umstrukturierung der Erdkruste und tektonischen Signaturen wie vertikal stehender Foliation und Dom- und Beckenstrukturen, wie sie im Dharwar Kraton stellenweise verwirklicht sind.

Rb-Sr-Biotitabkühlalter zwischen 2.1 und 2.4 Ga sprechen für eine Phase der Konsolidierung des Dharwar Kratons im frühen Proterozoikum (PEUCAT et al., 1993; JAYANANDA et al., 1998; DETERS et al., 2000; MEIßNER, 2001).

Im mittleren Proterozoikum folgte eine weitere Phase geodynamischer Aktivität, die sich in der Bildung ausgedehnter Randbecken (Ablagerung der Cuddapah Supergruppe, siehe Abb.1.2) und der Intrusion basaltischer Gänge manifestierte. „Kimberlite, die auf 1.2 Ga datiert werden (CRAWFORD, 1974), durchschlagen die untersten Einheiten des Cuddapah Beckens und könnten das Mindestalter der Sedimentation festlegen“ (DRURY et al., 1984). Die Lithologie der Beckenablagerungen setzt sich weitgehend aus Schelfsedimenten wie Psammiten und stromatolithischen Karbonaten mit Einschaltungen vulkanischer Laven und Tuffe zusammen (DRURY et al., 1984).

Einen Hinweis auf die nördlichste Erstreckung spätproterozoischer panafrikanischer Aktivität im westlichen Dharwar Kraton liefert die Intrusion des Chamundi Hill Granitkomplexes bei Mysore. Das Intrusionsalter des nördlich der Moyar-Scherzone liegenden Granits wurde von CRAWFORD (1969) mit etwa 790 Ma als frühpanafrikanisch definiert und passt chronologisch sehr gut zu der zeitlichen Verlagerung einer panafrikanischen, tektono-thermalen Aktivität von Norden (~ 700 Ma - Moyar-

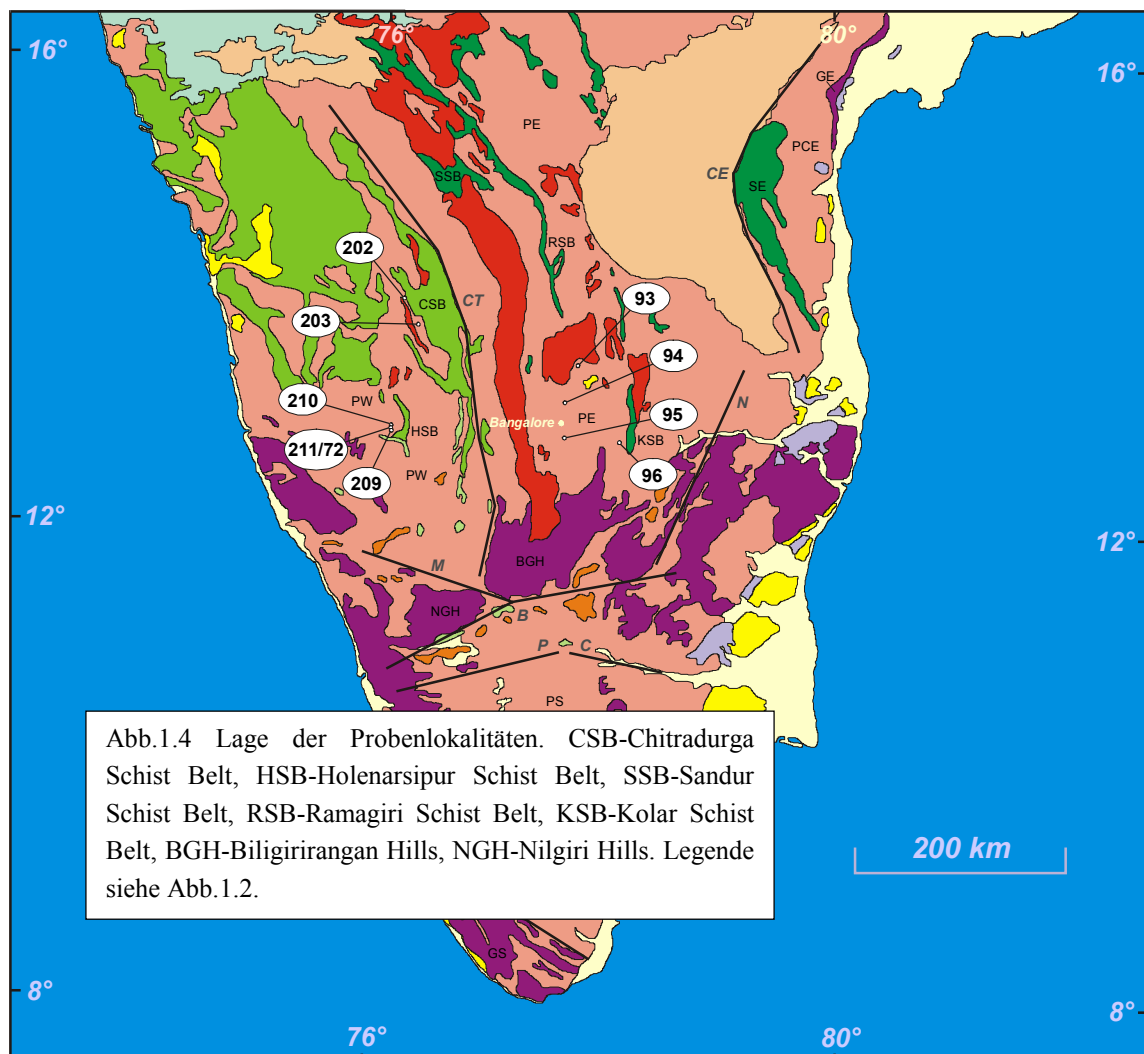
Scherzone) nach Süden (~ 500 Ma - Palghat-Scherzone) innerhalb der Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzonen (DETERS-UMLAUF, 1997; MEIßNER, 2001).

Die Exhumation der heute vorliegenden Oberflächengesteine erfolgte wahrscheinlich in den letzten 300 Ma analog zur Exhumation der Nilgiri Hills Granulite (SEWARD & SRIKANTAPPA, 1996). Der Deccan Trap Vulkanismus an der Grenze Kreide-Tertiär überdeckte den nördlichen Teil des Dharwar Kratons vor etwa 65 Ma.

1.2. Geographische Lage der Probenlokalitäten

Die Probenlokalitäten liegen in den Peninsular Gneisen des Dharwar Kratons (siehe Abb.1.4). Teilweise befinden sie sich in unmittelbarer Nähe zu spätarchaischen kalkalkalinen Intrusivkomplexen. Die Übergänge zwischen Magmatiten und angrenzenden Migmatiten und Metamorphiten, sind vor allem im östlichen Dharwar Kraton fließend (CHADWICK et al., 2000).

Die Probenlokalitäten DC 93, DC 94 und DC 95 liegen zentral im östlichen Dharwar Kraton auf einer annähernd N-S-verlaufenden Linie im Abstand von etwa 35 km (Lage und geographische Positionsdaten siehe Abb.1.4 und Anhang A). Die Lokalität DC 96 befindet sich weiter östlich im Gebiet der westlich an den Kolar Schist Belt angrenzenden Peninsular Gneise, die hier als Dod oder Dosa Gneise bezeichnet werden (KROGSTAD et al., 1995; MOYEN et al., 2001). Die Probenlokalitäten DC 202 und DC 203 liegen im westlichen Dharwar Kraton unmittelbar westlich des Chitradurga Schiefergürtels. Die Lokalitäten DC 209, DC 210 und DC 211/72 (letztere wurde zweimal auf unterschiedlichen Probennahmefahrten beprobt) befinden sich nördlich und westlich des Holenarsipur Schiefergürtels.



1.3. Einschlüsse (enclaves) und ihre struktureologischen Aspekte

Der Dharwar Kraton wurde im ausgehenden Archaikum und frühen Proterozoikum großräumig deformiert (NAHA et al., 1990; CHADWICK et al., 2000). Die Schiefergürtel zeichnen die regionale Deformation des Kratons nach. Die Hauptfoliationsrichtung der Peninsular Gneise verläuft parallel zum Streichen der angrenzenden Schiefergürtel. Vor allem der Chitradurga Schist Belt bildet das umlaufende Streichen des Krustenblocks um den Nukleus des westlichen Dharwar Kratons deutlich ab.

Gesteinseinschlüsse (enclaves) in den Peninsular Gneisen treten vor allem in den amphibolitfaziell überprägten Bereichen des Dharwar Kratons auf. Sie zeigen eine geochemisch und petrographisch bimodale Verteilung in Metagranitoide und Amphibolite (siehe Kapitel Petrographie und Geochemie).

Diese Einschlüsse sollen nach NAHA et al. (1990, 1993, 1996) Strukturen einer mittelarchaischen Deformation konserviert haben, die von der in diesem Bereich des Kratons abschließenden ~ 2.5 Ga amphibolitfaziellen Metamorphose- und Deformationsgeschichte nicht überprägt wurden. Ein charakteristisches Merkmal fast aller Einschlüsse ist ihre Rotation zur Foliation des Wirtsgesteins, die meist $\sim 30^\circ$ beträgt, aber auch bis zu annähernd 90° betragen kann (siehe folgendes Kapitel Petrographie).

Möglicherweise sind diese Deformationsstrukturen auf Kompetenzunterschiede zwischen Einschluss- und Wirtsmaterial zurückzuführen. Sie könnten auch das Resultat einer über einen längeren Zeitraum aktiven polyphasen Verformung sein, wie sie in archaischen Krustenblöcken häufig vorzufinden ist (EISBACHER, 1991).

1.4. Ziele

Das vorrangige Ziel dieser Arbeit besteht darin, die offensichtlich regionale magmatisch-migmatisch-metamorphe Entwicklung des südlichen Dharwar Kratons an der Grenze Archaikum-Proterozoikum mit Hilfe isotopengeochemischer Methoden zu beleuchten und - als vorrangiges Ziel - die Einbeziehung von Gesteinseinschlüssen unterschiedlichster Zusammensetzung innerhalb der Peninsular Gneise in dieses geologische Ereignis näher zu untersuchen.

Daraus sollten sich Rückschlüsse auf die allgemeine zeitliche und genetische Stellung der Einschlüsse innerhalb des Geosystems Dharwar Kraton ziehen lassen. Auch der Vergleich von Proben des westlichen und östlichen Kratons, sowie Einschluss- und Wirtsgesteinen soll gezogen werden.

Schließlich sollten sich durch die Untersuchung des postmagmatisch-metamorphen Abkühlverlaufs der Gesteine möglicherweise neue Erkenntnisse über die spätarchaische geodynamische Entwicklung und die frühproterozoische Konsolidierung des südlichen Kratonbereichs ergeben.

2. Petrographie

2.1. Gesteine des östlichen Dharwar Kratons

2.1.1. Lokalität DC 93 Harobande

Lage: 77° 44.3' östliche Länge – 13° 27.9' nördliche Breite

Migmatische Leukosome aus hellgrauen bis weißen quarz- und feldspatreichen Lagen umfließen Paläosom- oder Restit-Bereiche aus vorwiegend dunklen Gemengteilen wie Biotit und Amphibol. Melanosome gehen randlich in Leukosome über oder werden schieferungsparallel von ihnen durchdrungen (siehe Abb.2.1).



Abb.2.1 Lokalität DC 93 Harobande, Blick auf eine subhorizontal liegende Fläche: Migmatite mit ungeordneten Fließstrukturen präsentieren ein chaotisches Bild. Melanokrate Paläosome oder Restite lösen sich randlich in leukokraten Neosomen auf.

Andere Bereiche des Aufschlusses präsentieren ein homogeneres Bild. Subvertikal stehende Foliationen verleihen sowohl den hellen migmatischen Wirtsgesteinen als auch den dunkleren Einschlüssen ein einheitliches Aussehen. An den Grenzflächen zwischen Wirtsgesteinen und Einschlüssen verlaufen Biotitsäume, die sich durch metasomatische Austauschreaktionen gebildet haben (K-Zufuhr aus den hellen, Mg- und Fe-Zufuhr aus den dunklen Bereichen). Größere Einschluss-Schollen sind leicht rotiert. Ihre Foliation verläuft in der Regel spitzwinkelig zur Foliation der Wirtsgesteine.

- Gesteinsproben DC 93a1 und a2 sowie DC 93b1 bis b6

Die Proben DC 93a1 und DC 93a2 stammen aus einem Kontaktbereich von Granit (93a1) zu granodioritischem Gneis-Einschluss (93a2). Der im direkten Kontakt der Proben vorhandene Biotit-Saum wurde nicht bearbeitet. Die Proben DC 93b1 bis DC 93b6 stammen aus einer im horizontalen Anschnitt etwa fünf mal drei Meter großen Einschluss-Scholle aus granodioritischem Gneis (siehe Abb.2.2).



Abb.2.2 Lokalität Harobande, große Einschluss-Scholle DC 93b aus granodioritischem Gneis: Die Scholle ist leicht rotiert. Ihre Foliationsrichtung verläuft mit 35° Streichen spitzwinkelig zur Nord-Südverlaufenden Hauptfoliationsrichtung der Wirtsgesteine. Das Einfallen der Foliation ist subvertikal.

Im Kontaktbereich von Einschluss- zu Wirtsgestein verläuft ein dunkler etwa zwei cm breiter Biotit-Saum.

Der Granit der Probe DC 93a1 ist grobkörnig und durch ein unregelmäßiges magmatisches Gefüge gekennzeichnet. Die Einschlussgesteine (Proben 93a2 und 93b1 bis b6) sind feinkörnig. Eingeregelter Biotite und eine durch stofflichen Lagenbau hervorgerufene Bänderung verleihen den dunkelgrauen granodioritischen Gneisen eine metamorphe Textur.

- Mikroskopische Beschreibung

- Granit (Probe DC 93a1)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Alkalifeldspat (Mikroklin), Biotit, Opakerz, untergeordnet Chlorit und Muskovit, akzessorisch Apatit.

Der Granit ist durch ein grobkörniges magmatisches Gefüge gekennzeichnet. Quarze zeigen undulöse Auslöschung. Plagioklase sind stellenweise sericitisiert. Biotite sind zum Teil chloritisiert, was auf eine retrograde grünschieferfazielle Überprägung des Gesteins schließen lässt.

- Granodioritischer Gneis (Metagranodiorit) (Proben DC 93a2 und DC 93b1 bis b6)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Alkalifeldspat (Mikroklin), Biotit, Opakerz (Pyrit), untergeordnet Klinopyroxen, akzessorisch Apatit und Zirkon.

Unter dem Mikroskop erscheint das Gestein wesentlich schwächer metamorphisiert als im Aufschluss. Quarze zeigen leicht suturierte Korngrenzen. Biotite sind schwach eingeregelt. Plagioklase sind stellenweise sericitisiert und kaum durch Zwillingsbildung gekennzeichnet. Untergeordnet tritt von Biotit umschlossener Klinopyroxen auf, der möglicherweise ein Hinweis auf die Abstammung des Gesteins aus einer basischen Schmelze ist.

2.1.2. Lokalität DC 94 Bettahalsoor

Lage: 77° 37.3' östliche Länge – 13° 09.6' nördliche Breite

Dunkelgraue stellenweise mehrere Kubikmeter große Einschlüsse aus mittel- bis feinkörnigen tonalitischen Gneisen schwimmen in einer Matrix aus leukokraten Migmatiten (siehe Abb.2.4). Das Gefüge der Einschlussgesteine ist metamorph. Eingeregelt Biotite erzeugen zusammen mit feinkörnigen Plagioklas- und Quarzkristallen eine durchgreifende Paralleltexur.

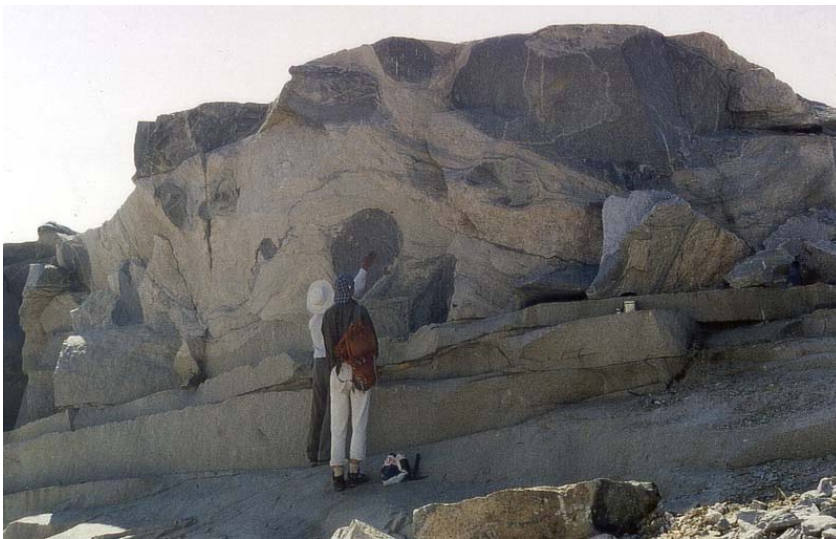


Abb.2.3 Lokalität DC 94 Bettahalsoor: Tonalitische Gneis-Einschlüsse in einer Matrix aus hellen Peninsular Gneisen.

Mann mit weißem Hut:
Dr. R. Srinivasan vom
National Geophysical
Research Institute,
Hyderabad.

- Gesteinsproben DC 94a, DC 94b und DC 94c

Bei allen Gesteinsproben dieses Aufschlusses handelt es sich um Einschlüsse aus tonalitischem Gneis.

- Mikroskopische Beschreibung

- Tonalitischer Gneis (Proben DC 94a, DC 94b und DC 94c)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, untergeordnet Klinopyroxen, Hornblende, Opakerz und Titanit, akzessorisch Apatit und Zirkon.

Unter dem Mikroskop wird das metamorphe Gefüge des Gesteins besonders deutlich. Biotit und Hornblende sind eingeregelt. Quarze sind durch suturierte Korngrenzen und undulöse Auslöschung gekennzeichnet. In Alteration befindliche Reste von Klinopyroxen sind mit Biotit verwachsen und lassen auf retrograde und dabei unvollständige Umwandlung des Pyroxens schließen. Alkalifeldspat fehlt (im Gegensatz zum normativen Mineralbestand des Gesteins). Für den Kaliumgehalt der tonalitischen Gneise ist fast ausschließlich Biotit verantwortlich.

2.1.3. Lokalität DC 95 Hulimavu

Lage: 77° 36.0' östliche Länge – 12° 52.6' nördliche Breite

Ähnlich wie in Aufschluss DC 93 kann man in den Migmatiten der Lokalität DC 95 zwei Arten von Einschlüssen unterscheiden. Zum einen Amphibolite mit hauptsächlich subvertikal verlaufender Foliation, die schieferungsparallel von granitischen Phasen durchdrungen werden (siehe Abb.2.4). Die Amphibolitbänder sind stellenweise abrupt unterbrochen, teils auch durch boudinierte Strukturen gekennzeichnet.



Abb.2.4 Lokalität DC 95 Hulimavu: Amphibolitische Einschlüsse in granitischen Peninsular Gneisen. Breite des Gesteinsblocks ca. drei Meter.

Da die Schieferung einzelner Amphibolitschollen fast rechtwinkelig zur ebenfalls saiger stehenden Hauptfoliationsrichtung der Peninsular Gneise verläuft (siehe Abb.2.5), wurden vor allem die Strukturen dieser Amphibolite von NAHA et al. (1993) zum Anlass genommen, die Einschlüsse in den Peninsular Gneisen des östlichen Dharwar Kratons in Analogie zu Einschlüssen des westlichen Dharwar Kratons als mittelarchaisches Krustenmaterial einzustufen.

Die zweite Art von Einschlüssen sind ähnlich wie im Aufschluss DC 94 tonalitische Gneise (siehe Abb.2.6), wobei die metamorphe Textur der Gesteine hier schwächer ausgeprägt ist. Zum Teil vermitteln sie den Eindruck eines magmatischen Gesteins mit relativ unregelmäßigem Gefüge.

Abb.2.5 Lokalität DC 95 Hulimavu:

Die Schieferung des rechten Amphibolit-Einschlusses verläuft senkrecht zur subvertikal stehenden Gneisfoliation, weshalb sie von NAHA et al. (1993) als eine relativ zur Gneistextur präexistierende Deformationsstruktur eingestuft wird.

Breite des Bildausschnitts ca. ein Meter.

- Gesteinsproben DC 95a1 und a2, DC 95b, DC 95c und DC 95d

Die Gesteinsproben DC 95a1, 95b, 95c und 95d sind feinkörnige Amphibolite mit stark ausgeprägter Schieferung, die durch eingeregelter Minerale wie Amphibole und Plagioklase hervorgerufen wird. Stellenweise ist retrograd gebildeter Epidot zu erkennen. Probe DC 95a2 ist ein durch Fließstrukturen gekennzeichnete Granit bis Granodiorit,

dessen Textur in erster Linie durch einen Materialwechsel von biotithaltigen zu biotitarmer Bereichen entsteht. Das Gestein ist dennoch als Magmatit einzustufen und größtenteils grobkörnig mit unregelmäßigem magmatischem Gefüge. Die Probe DC 95a (95a1 und 95a2) repräsentiert einen Übergangsbereich von Amphiboliteinschluss zu Peninsular Gneis und wurde auch auf Kleinbereiche hin untersucht.



- Gesteinsproben DC 95e, DC 95f und DC 95g

Bei diesen Proben handelt es sich um die bereits oben näher beschriebenen Einschlüsse aus tonalitischem Gneis. Sie sind mittelkörnig und zeigen ein schwach ausgeprägtes metamorphes Gefüge, das vor allem durch eingeregelter Biotite gekennzeichnet ist.



Abb.2.6 Lokalität DC 95 Hulimavu: Tonalitischer Gneis-Einschluss in granitischen, migmatisch ausgebildeten Peninsular Gneisen.

- Mikroskopische Beschreibung

- Amphibolit (Proben DC 95a1, DC 95b, DC 95c und DC 95d)

Mineralbestand: Amphibol, Plagioklas (Andesin), untergeordnet Klinopyroxen und Titanit, akzessorisch Apatit.

Das gleichmäßig strukturierte fein- bis mittelkörnige Gestein ist durch sein eingeregelttes Gefüge charakterisiert und kann als Amphibolschiefer bezeichnet werden. Durch Materialwechsel hervorgerufene Bänderung tritt in der Probe DC 95a1 auf. Klinopyroxene sind teilweise unvollständig zu Hornblende umgewandelt. In pyroxenreichen Lagen der Probe 95a1 treten im Kontaktbereich von drei Körnern stellenweise Tripelpunkte mit annähernd 120°-Winkeln auf, die ein granoblastisch-polygonales Gefüge andeuten. Nach YARDLEY et al. (1992) ist ein solches Gefüge meist in granulitfaziellen Gesteinen zu beobachten und spricht für texturale Gleichgewichtsbedingungen.

- Granodiorit (Probe DC 95a2)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Alkalifeldspat (Mikroclin), Biotit, untergeordnet Chlorit und Pyroxen, akzessorisch Apatit und Opakerz.

Unter dem Mikroskop ist eine Einregelung der plattigen Minerale wie Biotit und Chlorit zu erkennen, die als Fließgefüge und/oder metamorphe Überprägung interpretiert werden kann. Quarze löschen undulös aus. Feldspäte sind sericitisiert. Alkalifeldspäte zeigen Perthitmischungen. Pyroxene sind randlich zu Biotit und/oder Chlorit alteriert. Quarz und Feldspat sind stellenweise durch graphische Verwachsungen gekennzeichnet.

- Tonalitischer Gneis (Metatonalit) (Proben DC 95e, DC 95f und DC 95g)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, untergeordnet Pyroxen, Opakerz (wahrscheinlich Ilmenit) und Titanit, akzessorisch Apatit und Zirkon.

Quarze sind undulös auslöschend und stellenweise durch Subkornbildung und suturierte Korngrenzen gekennzeichnet. Biotite sind eingeregelt, die Foliation ist jedoch nicht so straff und der Gesamteindruck der metamorphen Textur nicht so ausgeprägt wie bei den Proben der Lokalität DC 94. Plagioklas ist teils sericitisiert. Alkalifeldspat ist im Gegensatz zum normativen Mineralbestand nicht vorhanden. Pyroxene treten relativ häufig auf und sind meist mit Biotit, Opakerz und Titanit verwachsen.

2.1.4. Lokalität DC 96 südlich von Bangarapet

Lage: 78° 12.0' östliche Länge – 12° 52.1' nördliche Breite

Einheitliche hellgraue Peninsular Gneise ohne migmatische Strukturen bilden das Wirtsgestein. Die saiger stehende Foliation hat eine Streichrichtung von 170°. Amphibolitische Einschlüsse sind relativ stark zerklüftet und von Quarzadern durchzogen. Ein dunkelgrauer dioritischer Gang, dessen Biotite eine Einregelung in 170°-Richtung erfahren haben, durchschlägt die Peninsular Gneise senkrecht zur Hauptfoliationsrichtung, was annähernd in einer Ost-West-Richtung des Ganges von 80° resultiert.

- Gesteinsproben DC 96a, DC 96b, DC 96c und DC 96d

Die Proben DC 96a, DC 96b und DC 96c sind amphibolitische Einschlüsse, wobei Probe DC 96b stark biotitisiert ist. Die Amphibolite sind fein- bis mittelkörnig mit einer ausgeprägten Schieferung, die parallel zu derjenigen der Peninsular Gneise verläuft. Probe DC 96d stammt aus dem quer zur Streichrichtung der Gneise durchschlagenden Gang, der syn- bis posttektonisch in die Peninsular Gneise intrudiert ist, da der im Ganggestein enthaltene Biotit in Richtung der Gneise eingeregelt wurde und der Gang somit eine gneisparallele Deformation erfahren hat. Das Gestein ist feinkörnig und vermittelt einen sehr dichten Eindruck.

- Mikroskopische Beschreibung

- Amphibolit (Proben DC 96a, DC 96b und DC 96c)

Mineralbestand: Amphibol, Plagioklas (Labradorit), untergeordnet Titanit, Pyroxen, Biotit und Opakerz, akzessorisch Apatit.

Unter dem Mikroskop erkennt man ein deutlich eingeregelter metamorphes Gefüge aus Plagioklas und Amphibol. Plagioklas ist oft sericitisiert. Das Gestein ist von hellen quarz- und plagioklasreichen Klüften durchzogen, die eine starke tektonische Beanspruchung anzeigen. Entlang der Klüfte erfolgte Titanitprossung bei gleichzeitiger Verwachsung mit Amphibol. Die Probe DC 96b repräsentiert eine stark biotitisierte Varietät der Amphibolite der Lokalität DC 96. Sie lässt auf eine durch fluide Phasen zeitweise und lokal erheblich angestiegene chemische Austauschreaktionsrate schließen, die auch in geochemischen Parametern deutlich zum Ausdruck kommt.

- Metaquarzdiorit (Gang) (Probe DC 96d)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, Amphibol, untergeordnet Pyroxen und Chlorit, akzessorisch Apatit.

Das quarzdioritische Ganggestein ist durch ein feinkörnig eingeregelter Gefüge gekennzeichnet. Quarze zeigen undulöse Auslöschung. Pyroxene sind mit Biotit und Amphibol verwachsen. Die Einregelung der Minerale senkrecht zur Streichrichtung des Ganges zeigt die syntektonische Intrusion des Materials an.

2.2. Gesteine des westlichen Dharwar Kratons

2.2.1. Lokalität DC 202 südöstlich von Holalkere

Lage: 76° 17.2' östliche Länge – 14° 00.1' nördliche Breite

Der Aufschluss DC 202 ist durch dunkel- bis hellgraue granitoide Metamorphite und Metamagmatite gekennzeichnet. Die Hauptfoliationsrichtung der Gesteine verläuft mit 120°-130° Streichrichtung parallel zum nördlichen Teil der Chitradurga Boundary Thrust und des gleichnamigen Schiefergürtels. Stellenweise treten scharf umgrenzte dunkle Bereiche sowie leukokrate foliationsparallele Bänder auf (siehe Abb.2.7).



Abb.2.7 Lokalität DC 202 SE von Holalkere: Meta-granitoide und Migmatite des westlichen Dharwar Kratons. Maßstab: Bleistift in der Bildmitte.

- Gesteinsproben DC 202a und DC 202f

Probe DC 202a ist ein hellgrauer granodioritischer Gneis mit deutlich metamorpher Textur. DC 202f ist ein durch hohen Biotitgehalt dunkelgrauer mittelkörniger Metatonalit.

- Mikroskopische Beschreibung

- Granodioritischer Gneis (Probe DC 202a)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Alkalifeldspat (Mikroclin), Biotit, untergeordnet Pyroxen und Chlorit, akzessorisch Zirkon.

Unter dem Mikroskop erkennt man ein schwach eingeregelttes mittelkörnig metamorphes Gefüge. Pyroxen ist meist mit Biotit verwachsen. Feldspäte sind stellenweise stark sericitisiert. Quarz ist teilweise durch suturierte Korngrenzen gekennzeichnet, was auf eine schwache tektonische Überprägung schließen lässt.

- Metatonalit (Probe DC 202f)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, Muskovit, Pyroxen, akzessorisch Zirkon und Apatit.

Das Gestein ist durch ein größtenteils unregelmäßiges magmatisches Gefüge gekennzeichnet. Im Gegensatz zum normativen Mineralbestand ist modal kein Alkalifeldspat jedoch relativ viel Biotit und auch Muskovit vorhanden. Dadurch ergibt sich ein erheblicher Unterschied zwischen der Einordnung des Gesteins im QAP-Dreieck bezüglich der normativen und der modalen Zusammensetzung (Granodiorit-Tonalit).

2.2.2. Lokalität DC 203 Hunasekatte nordöstlich von Hosdurga

Lage: 76° 20.2' östliche Länge – 13° 49.6' nördliche Breite

Diese Lokalität ist durch gebänderte migmatische Gneise gekennzeichnet, deren Foliation ebenfalls mit 130° Streichrichtung parallel zum Streichen des Chitradurga Schiefergürtels verläuft (siehe Abb.2.8).

- Gesteinsproben DC 203a und DC 203b

Beide Proben repräsentieren, aufgrund des hohen Biotitgehalts dunkelgraue, migmatische tonalitische Gneise mit stark eingeregelter metamorpher Textur.



Abb.2.8 Lokalität DC 203 Hunasekatte:
Stark gebänderte granitoide migmatische Gneise mit Paralleltexur.

- Mikroskopische Beschreibung

- Tonalitischer Gneis (Proben DC 203a und DC 203b)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, untergeordnet Pyroxen und Muskovit, akzessorisch Zirkon und Granat.

Im Dünnschliff erkennt man wie auch im Handstück ein deutlich eingeregelter metamorphes Gefüge. Stellenweise ist das Gestein durch einen Wechsel von biotit- und pyroxenreichen dunklen Lagen zu

quarz- und plagioklasreichen hellen Lagen gekennzeichnet. Plagioklase sind zum Großteil sericitisiert. Quarze zeigen suturierte Korngrenzen und Subkornbildung.

2.2.3. Lokalitäten DC 209 – 210 – 211/72 südlich von Hassan

Lage (209): 76° 05.3' östliche Länge – 12° 53.9' nördliche Breite

Lage (210): 76° 05.8' östliche Länge – 12° 55.5' nördliche Breite

Lage (211/72): 76° 05.0' östliche Länge – 12° 54.3' nördliche Breite

Bei den Gesteinen dieser Lokalitäten handelt es sich um fein- bis mittelkörnige in allen Graustufungen auftretende trondhjemitische bis quarzmonzodioritische Gneise, Amphibolite und Metagranitoide. Die Hauptfoliationsrichtung der Gneise verläuft E-W mit 90° Streichen, ein subvertikaler Gang aus dichtem quarzdioritischem Material durchschlägt die Gneise praktisch senkrecht (170° Streichen) in N-S-Richtung. Die grauen Gneise sind von leukokraten meist schieferungsparallel verlaufenden Adern durchzogen. Amphibolitische Einschlüsse sind ebenfalls parallel zur Gneisfoliation geschiefert und ausgelängt.



Abb.2.9 Lokalität DC 211/72 südlich von Hassan:

Graue Gneise des westlichen Dharwar Kratons an einer etwa sechs Meter hohen Aufschlusswand.

Dunkle Stellen in der Wand sind Stöcke wilder Bienen.

- Gesteinsproben DC 209a bis DC 209d, DC 210, DC 211 und DC 72

Probe DC 209a ist ein mittelkörniger hellgrauer Metagranodiorit mit schwach eingeregelter Gefüge. Probe DC 209b ist im Vergleich dunkler und feinkörniger, die Textur ist deutlicher eingeregelt. Probe DC 209c repräsentiert einen etwa drei Meter mächtigen subvertikal stehenden Gang aus dunkelgrauem, feinkörnig dichtem Material. Probe DC 209d tritt als Einschluss auf. Das Gestein ist durch eine deutliche Paralleltexur und einen Wechsel von dunklen und hellen Lagen gekennzeichnet. Der farbliche Gesamteindruck ist mittel- bis dunkelgrau.

Die Proben DC 210 und DC 211 sind gneisfoliationsparallel geschieferte Amphibolite, die als Einschlüsse von etwa ein Meter Längsachsenerstreckung innerhalb der granitoiden Peninsular Gneise auftreten.

Probe DC 72 ist ein hellgrauer trondhjemitischer Gneis (siehe Abb.2.9), der von BECKINSALE et al. (1980) als Biotit-Trondhemit bezeichnet wird.

- Mikroskopische Beschreibung

- Metagranodiorit (Probe DC 209a)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Alkalifeldspat (Mikroclin), Biotit, Muskovit, untergeordnet Chlorit und Opakerz, akzessorisch Zirkon und Apatit.

Unter dem Mikroskop zeigt sich ein weitgehend unregelmäßiges magmatisches Gefüge. Nur in feinkörnigen Bereichen ist eine schwache Foliation, hervorgerufen durch gerichtete Kristallisation von Biotit, Chlorit oder Muskovit, zu erkennen. Biotit ist stellenweise durch Chlorit ersetzt. Feldspäte sind sericitisiert.

- Metatrondhemit (Probe DC 209b)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, untergeordnet Alkalifeldspat (Mikroclin), Muskovit und Opakerz, akzessorisch Zirkon und Titanit.

Man erkennt anhand der Einregelung plattiger Minerale wie Biotit und Muskovit deutlich die metamorphe Überprägung des Gesteins. Quarze zeigen suturierte Korngrenzen und stellenweise Subkornbildung. Plagioklase sind zum Teil sericitisiert.

- Metaquarzdiorit (Gang) (Probe DC 209c)

Mineralbestand: Amphibol, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, Chlorit, Quarz, untergeordnet Klinopyroxen.

Das Gestein ist feinkörnig dicht strukturiert. Amphibol, Biotit und Chlorit sind eingeregelt. Plagioklase zeigen kaum Zwillingsbildung. Amphibol und Biotit sind stellenweise stark chloritisiert.

- Quarzdioritischer Gneis (Probe DC 209d)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Pyroxen, Amphibol, Biotit, untergeordnet Calcit, Opakerz und Titanit.

Plagioklas ist stellenweise stark sericitisiert. Calcit zeigt typische Rhomboederspaltbarkeit. Pyroxen wird größtenteils durch Amphibol ersetzt. Biotitprossung hat sowohl parallel als auch senkrecht zur Foliationsrichtung des Gesteins stattgefunden.

- Amphibolit (Proben DC 210 und DC 211)

Mineralbestand: Amphibol, Plagioklas (Oligoklas), untergeordnet Titanit, Klinopyroxen, Biotit und Quarz, akzessorisch Opakerz.

Die Einregelung der Minerale ist unter dem Mikroskop deutlich zu erkennen. Plagioklas ist stellenweise stark sericitisiert. Klinopyroxen ist größtenteils durch Amphibol ersetzt.

- Trondhjemitischer Gneis (Probe DC 72)

Mineralbestand: Quarz, Plagioklas (Oligoklas), Biotit, untergeordnet Ilmenit, akzessorisch Titanit, Granat und Zirkon.

Das Gefüge des Gesteins ist feinkörnig metamorph. Quarz ist durch suturierte Korngrenzen und Subkornbildung gekennzeichnet. Biotit ist größtenteils eingeregelt. Opakerz, wahrscheinlich Ilmenit, ist stellenweise von Titanit oder Granat umwachsen.

3. Geochemie

Alle im folgenden Kapitel verwendeten Daten wurden durch Röntgenfluoreszenzanalyse ermittelt. Die Ergebnisse sind in Anhang B tabellarisch zusammengefasst. Wurden zur geochemischen Auswertung die Elemente Rubidium, Strontium, Neodym und Samarium herangezogen, so wurden die im Rahmen der isotopengeochemischen Untersuchungen durch Isotopenverdünnungsanalyse bestimmten Konzentrationswerte verwendet. Die Ergebnisse dieser Analysen sind in Anhang C zusammengefasst.

3.1. Gesteinsklassifizierung

Die 34 bearbeiteten Gesteinsproben umfassen das gesamte Spektrum der subalkalinen Magmensuite nach WINCHESTER & FLOYD (1977), wobei die 4 Proben mit den höchsten SiO_2 -Gehalten aus dem westlichen Dharwar Kraton stammen, und es sich bei diesen Gesteinsproben um Wirtsgesteine handelt (siehe Abb.3.1 und Anhang B). Die Einschlussgesteine des östlichen Dharwar Kratons zeigen in ihrer geochemischen Zusammensetzung eine bimodale Verteilung mit einem Maximum im granodioritischen bis tonalitischen Bereich und einem weiteren Maximum im gabbroiden Bereich. Das Gleiche gilt für die Einschlüsse des westlichen Dharwar Kratons. Die beiden Ganggesteine (DC 96d-schwarz und DC 209c-grau) sind durch dioritischen Chemismus gekennzeichnet.

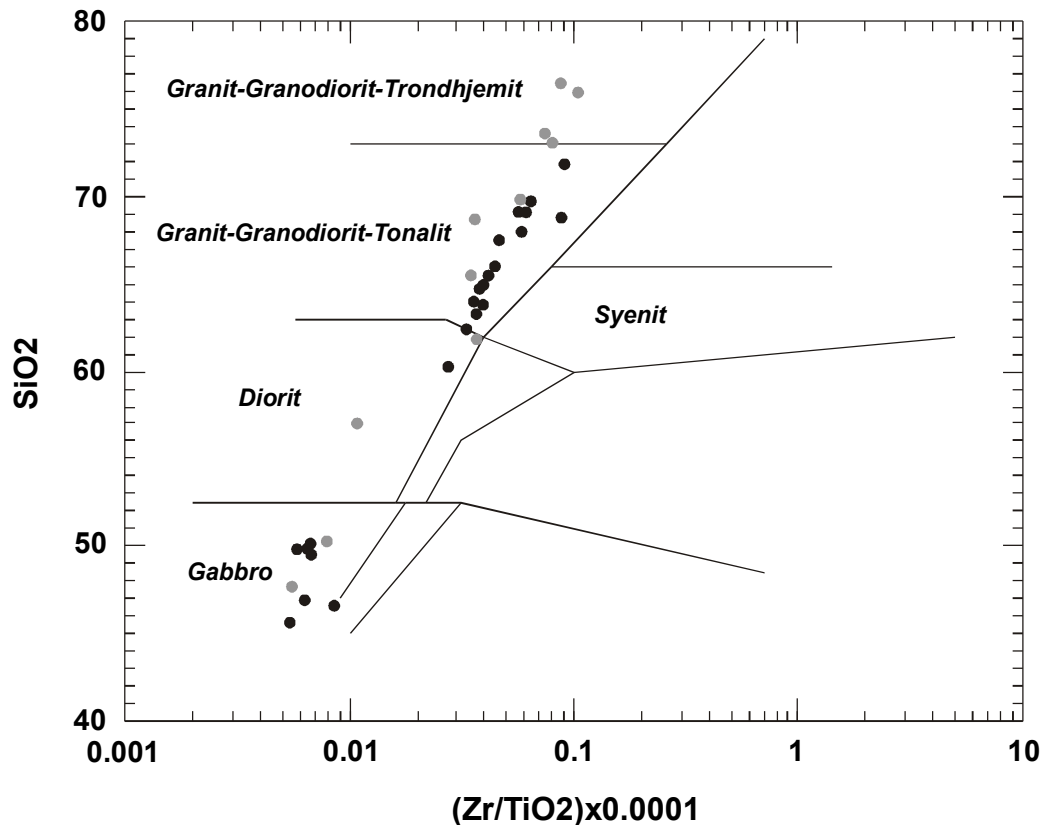


Abb.3.1 $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \times 0.0001$ versus SiO_2 - Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977): 34 Gesteinsproben des Dharwar Kratons. Schwarze Punkte - östlicher Dharwar Kraton. Graue Punkte - westlicher Dharwar Kraton.

Betrachtet man die Lage der Proben mit SiO_2 -Gehalten $> 55\%$ im normativen QAP-Dreieck (Abb.3.2), so erkennt man eine Verschiebung der Gesteine zu erhöhten Alkalifeldspatanteilen, die im Modalbestand der Proben nicht auftauchen (siehe Kapitel 2. Petrographie). Dies hängt vor allem mit den Biotitgehalten der Gesteine zusammen, deren Kaliumanteil in die Berechnung des normativen Alkalifeldspatgehaltes eingeht. Tendenziell ergibt sich aber auch hier die Einstufung der Gesteine in eine kalkalkaline Reihe.

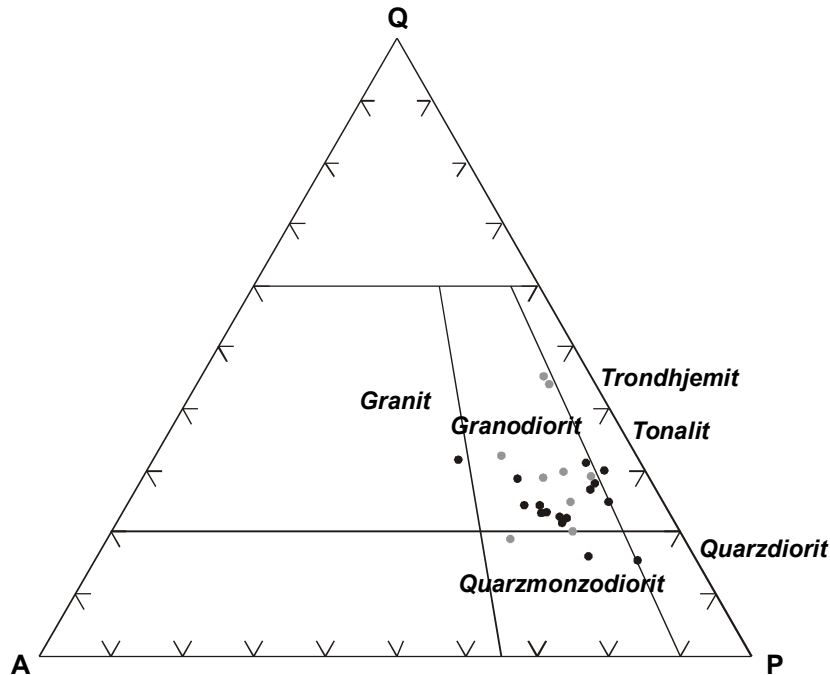


Abb.3.2 Lage der Proben im normativen QAP-Diagramm (SiO_2 -Gehalt der Proben $> 55\%$): Eine Verschiebung der Gesteine zu höheren Kalifeldspatanteilen erfolgt vor allem durch die Berechnung des Kaliumgehaltes von Biotit als normativer Kaliumanteil von Alkalifeldspat. Dadurch kommen in diesem Diagramm praktisch keine Tonalite und Trondhjemite vor. Signatur wie in Abb.3.1.

Ein ähnliches Bild ergibt sich im normativen An-Ab-Or-Diagramm nach BARKER (1979). Zusammenfassend können die Gesteinsproben mit SiO_2 -Gehalten $> 55\%$ geochemisch größtenteils den typischen TTG-Serien (Tonalit-Trondhjemit-Granodiorit) archaischer Krustenblöcke (z.B. EISBACHER, 1991; PEUCAT et al., 1995) zugeordnet werden.

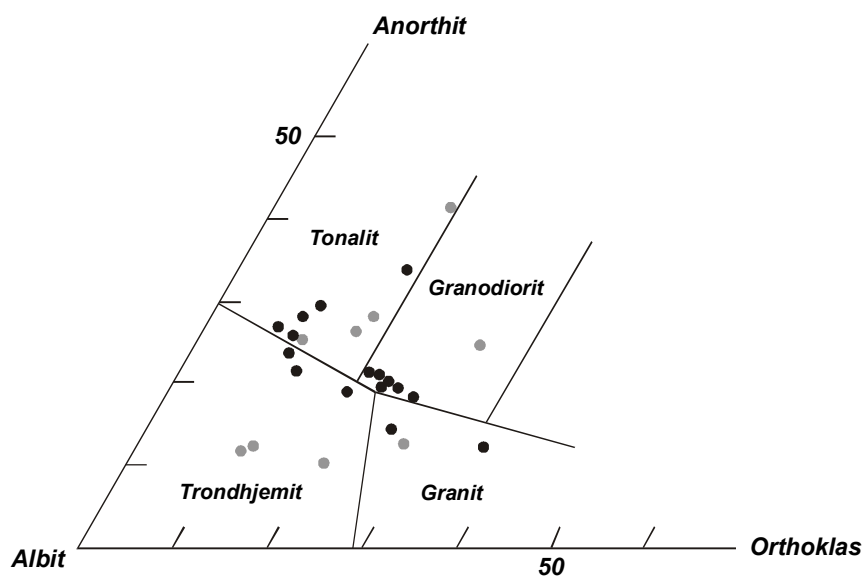


Abb.3.3 Normatives An-Ab-Or-Diagramm nach BARKER (1979): Die Gesteinsproben entsprechen praktisch alle den TTG-Serien archaischer Krustenblöcke. Proben mit granitischer Zusammensetzung: DC 93a1, DC 202f und DC 95a2. Signatur wie in Abb.3.1.

Da es sich bei den 34 Gesteinsproben hauptsächlich um Metamorphite und Migmatite handelt, ist der Protolithcharakter der Gesteine für Rückschlüsse auf die geologische Entwicklung des Dharwar Kratons von großer Bedeutung. RAITH et al. (1999) konnten unter Verwendung eines von SHAW (1972) konstruierten Diskriminanzfaktors (DF) einen sedimentären Ursprung granatführender Enderbite der südlich an den Dharwar Kraton anschließenden Nilgiri Hills nachweisen.

Im Diagramm DF versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})_{\text{molar}}$ nach RAITH et al. (1999) fallen die hier bearbeiteten Proben des Dharwar Kratons (SiO_2 -Gehalte $> 60\%$) ausschließlich in den Bereich magmatischer Protolithe (Abb.3.4). Probe DC 72 (trondhjemitischer Gneis) zeigt mit einem $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})_{\text{molar}}$ -Wert von 1.11 eine Tendenz zu sedimentären Edukten vor der letzten Gneisgenese. Da jedoch Probe DC 209b durch einen entsprechenden Wert von 1.04 und einen sonst in weiten Bereichen ähnlichen Chemismus zu Probe DC 72 geprägt ist (siehe Anhang B), wird für den trondhjemitischen Gneis DC 72 ebenfalls ein orthogener Charakter der Edukte angenommen.

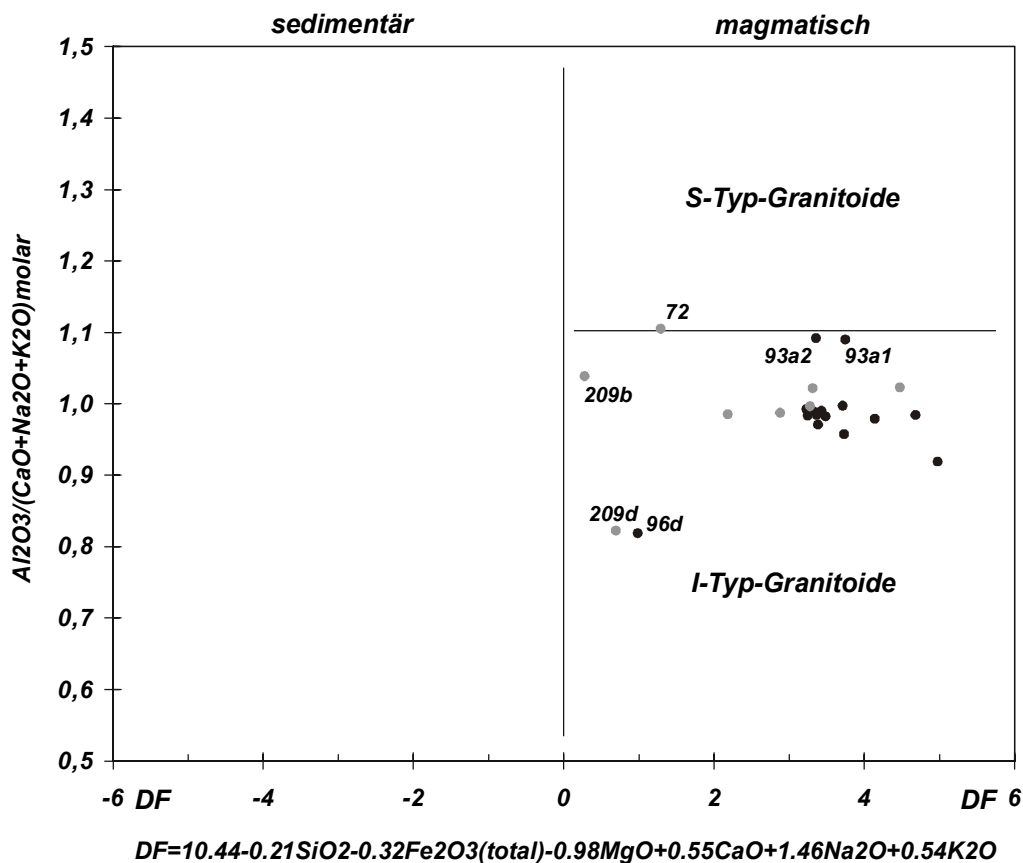


Abb.3.4 Diskriminanzfaktor DF (SHAW, 1972) versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})_{\text{molar}}$ - Diagramm nach RAITH et al. (1999) (für Proben mit $\text{SiO}_2 > 60\%$): Alle Proben liegen im Bereich magmatischer Protolithe. Die hier berücksichtigten Metamorphite und Migmatite des Dharwar Kratons sind geochemisch demnach ausschließlich orthogen charakterisiert. Signatur wie in Abb.3.1.

Amphibolitische Einschlüsse mit gabbroidem Chemismus (vergleiche Abb.3.1) können im Titan-Vanadium-Diagramm nach SHERVAIS (1982) in drei Gruppen eingeteilt werden. Diese Unterteilung korreliert mit der räumlichen Verteilung der Gesteine innerhalb des Dharwar Kratons (Abb.3.5). Titan und Vanadium sind Elemente mit hohem Ionenpotential, dem Quotienten aus Ionenladung und Ionenradius (z.B. ROLLINSON, 1993), und deshalb relativ unempfindlich gegenüber Austauschreaktionen mittels fluider Phasen, wie sie unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen vorkommen. Auf diese Weise liefert das Ti-V-Diagramm nach SHERVAIS (1982) zumindest ansatzweise Informationen zur Entstehung der gabbroid-basaltischen Protolith. Die Einteilung des Diagramms basiert auf der je nach Umgebungsbedingungen unterschiedlichen Ladungszahl von Vanadium und damit einhergehend auf der jeweiligen Sauerstoff fugazität in unterschiedlichen Magmenbildungsmilieus. Wie in Abb.3.5 dargestellt, können auf diese Weise die Amphibolite des östlichen Dharwar Kratons aus der Umgebung des Kolar Schist Belt (Lokalität DC 96) und die Amphibolite des westlichen Dharwar Kratons aus der Umgebung des Holenarsipur Schist Belt (Lokalität 210-211) wahrscheinlich einem Bildungsmilieu divergenter Plattenränder zugeordnet werden, während die Amphibolite des östlichen Dharwar Kratons aus der Umgebung von Bangalore (Lokalität DC 95) möglicherweise den Umgebungsbedingungen eines konvergenten Plattenrandes entsprechen.

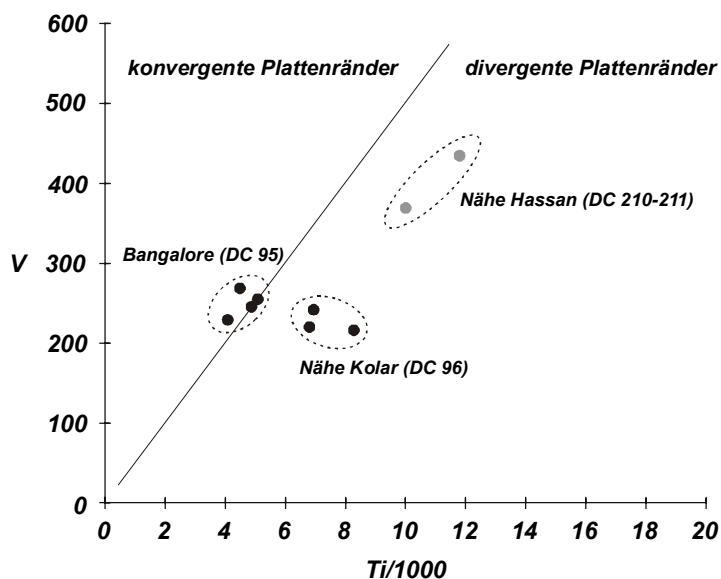


Abb.3.5 Ti-V-Diagramm nach SHERVAIS (1982): Unterschiedliche Magmenbildungsmilieus basieren auf der jeweiligen Sauerstoff fugazität innerhalb des Milieus, woraus sich unterschiedliche Ionenladungen des Vanadiums und damit einhergehend unterschiedliche Konzentrationen des Vanadiums im gebildeten Magmatit ergeben. Signatur wie in Abb.3.1.

Im Gegensatz zu den sauren bis intermediären Gesteinen ergibt sich für die hier bearbeiteten Amphibolite des Dharwar Kratons ein relatives einheitliches Bild zwischen geochemischen Mustern (siehe auch Spurenelementverteilung auf den nächsten Seiten) und räumlicher Verteilung der Gesteine. Eine solche Korrelation ist bei den übrigen Gesteinen zumindest auf geochemischen Grundlagen zunächst nur teilweise nachvollziehbar und in Abb.3.6 noch einmal als Verteilung der Lokalitäten bzw. einzelner Proben im normativen An-Ab-Or-Diagramm nach BARKER (1979) dargestellt.

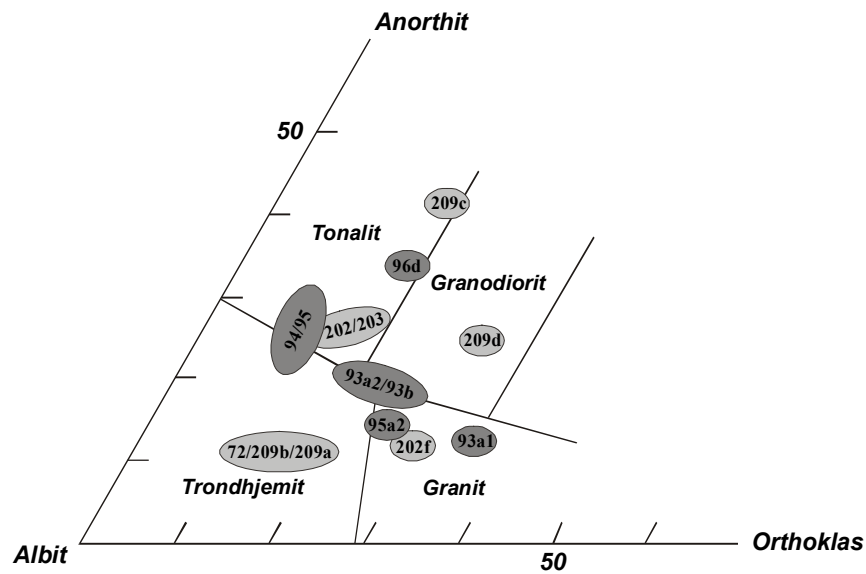


Abb.3.6 Normatives An-Ab-Or-Diagramm nach BARKER (1979):

Es ist keine Systematik in der geochemischen Verteilung der Proben bezüglich ihrer räumlichen Verteilung zu erkennen. Eine Ausnahme bildet vielleicht der rein trondhjemitische Charakter einiger Gesteine des westlichen Dharwar Kratons. SiO₂-Gehalt der Proben > 55%. Dunkelgrau - östlicher, hellgrau - westlicher Kraton.

3.2. Multi-Element-Diagramme (Spiderdiagramme)

In die folgenden Diagramme wurden diejenigen Spurenelemente mit einbezogen, deren Konzentrationen entweder durch Isotopenverdünnungsanalyse bestimmt wurden, oder deren Gehalte ausreichend waren, um mittels Röntgenfluoreszenzanalyse verlässliche Daten zu erhalten. Dadurch ergab sich die Berücksichtigung der Elemente Rubidium, Barium, Strontium, Neodym, Samarium, Zirconium, Titan und Phosphor. Die Reihenfolge der Spurenelemente resultiert aus ihrem zunehmenden Ionenpotential (Rubidium $< 1 (10^{-10}\text{m})^{-1}$, Phosphor $> 12 (10^{-10}\text{m})^{-1}$) und damit zugleich aus ihrer abnehmenden Mobilität in einer aquatischen fluiden Phase. Dabei gelten die Elemente Rubidium (Rb), Barium (Ba) und Strontium (Sr) (Ionenpotential < 3) als allgemein mobil in aquatischen fluiden Phasen, wohingegen die Elemente Neodym (Nd), Samarium (Sm), Zirconium (Zr) und Titan (Ti) (Ionenpotential zwischen 3 und 12) als generell immobil in fluiden Phasen eingestuft werden. Phosphor (P) gilt mit seinem hohen Ionenpotential von > 12 als mobil (ROLLINSON, 1993). Neodym und Samarium können mit einem Ionenpotential-Wert von knapp über 3 (z.B. HOLLEMAN-WIBERG, 1985) möglicherweise als grenzwertig bezüglich Mobilität-Immobilität bei höhergradigen Metamorphosen angesehen werden. Die hier dargestellte Betrachtungsweise der Spurenelemente bezüglich ihrer Mobilität in einer aquatischen fluiden Phase spielt für die Auswertung der Daten deswegen eine große Rolle, weil alle Gesteinsproben aus amphibolitfaziell metamorph überprägten Krustenbereichen stammen, in welchen Austauschreaktionen und Stofftransporte durch solche Phasen praktisch allgegenwärtig sind. Die hier dargestellten Multi-Element-Diagramme erlauben sowohl eine Einschätzung der Intensität solcher Austauschreaktionen als auch eine Abschätzung des Protolithcharakters der Gesteine und schließlich die Einteilung der unterschiedlichen Gesteine in Gruppen mit geochemisch ähnlichen Parametern. Die Diagramme folgen bezüglich ihrer Einteilung der Version von SAUNDERS & TARNEY (1984) mit einer Teilung in LIL (large ion lithophile)- und HFS (high field strength)-Elemente.

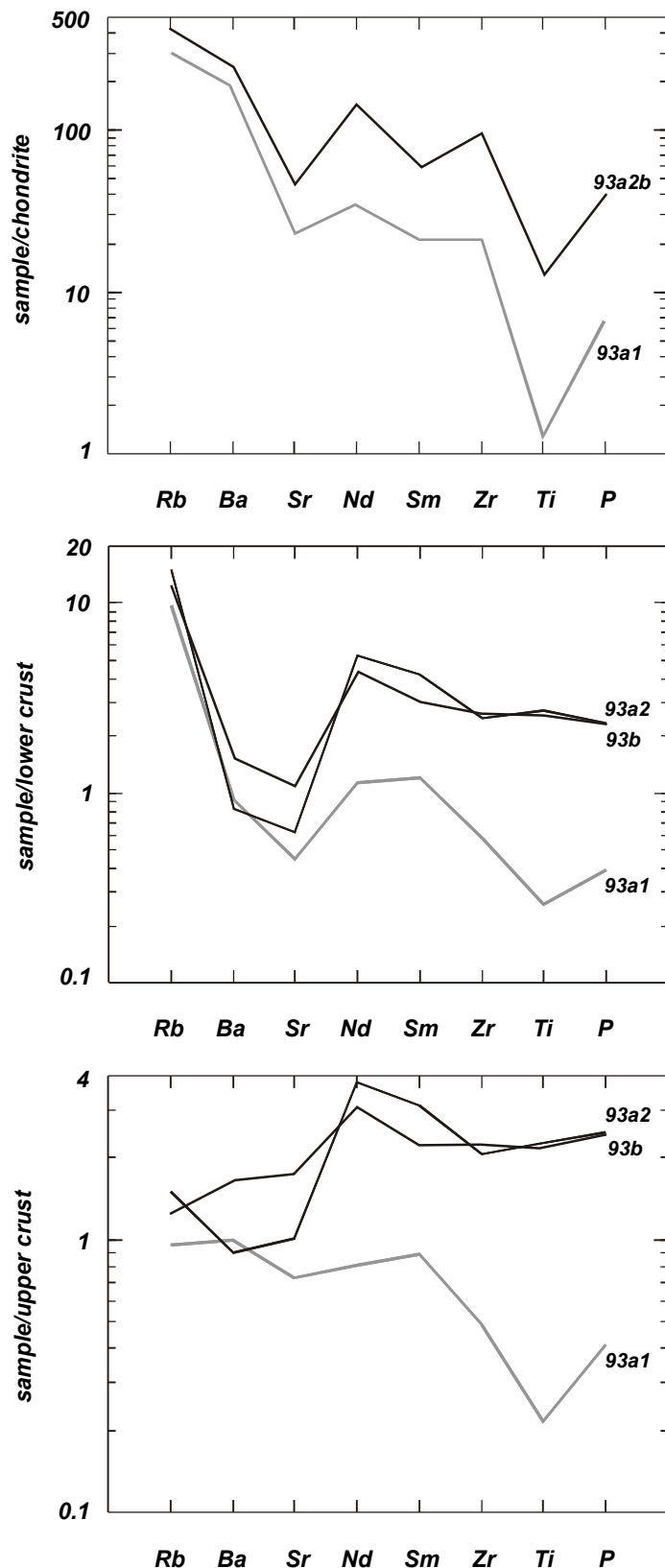


Abb.3.7 Spiderdiagramme für die Gesteine der Lokalität DC 93: Bei zusammengefassten Proben (z.B. DC 93b1 bis b6) wurden die normierten Gehalte optisch anhand des Diagramms gemittelt, um eine bessere Übersicht zu gewährleisten. Normierungsfaktoren: Chondrit nach SUN (1980), untere Kruste nach TAYLOR & MCLENNAN (1981), obere Kruste nach WEAVER & TARNEY (1984).

Die Proben der Lokalität DC 93 Harobande sind zum einen Einschlussgesteine aus granodioritischem Material (Orthogneise DC 93a2 und DC 93 b1 bis b6), zum anderen ein migmatisches Wirtsgestein mit granitischem Chemismus (DC 93a1). Man sieht in den Spiderdiagrammen (Abb.3.7) ein ähnliches Verteilungsmuster der Elemente aller Proben bezüglich einer chondritischen Zusammensetzung, wobei das Wirtsgestein (DC 93a1) gegenüber den Einschlüssen an den immobilen Elementen Nd bis Ti und auch P (mobil in fluiden Phasen) verarmt ist. Dies lässt auf eine komagmatische geochemische Entwicklung der Gesteine schließen. Die Verteilung der mobilen Elemente Rb, Ba und Sr ist in allen Gesteinen fast identisch. Verglichen mit durchschnittlichem Krustenmaterial sind wohl alle Proben im Bereich der oberen Erdkruste anzusiedeln, wobei zwischen den in direktem Kontakt befindlichen Gesteinen 93a1 und 93a2 offensichtlich ein starker Austausch der mobilen LIL-Elemente und eine Angleichung der entsprechenden Gehalte stattgefunden hat, wie sie bei den immobilen Elementen nicht zu sehen ist. Hier sind die Einschlüsse scheinbar unabhängig von metasomatischen Einflüssen auf gleichen Konzentrationsniveaus verblieben. Zusammenfassend können die Proben wahrscheinlich einer komagmatischen Entwicklung mit unterschiedlichen Fraktionierungsgraden zugeordnet werden (z.B. MOYEN et al., 2001).

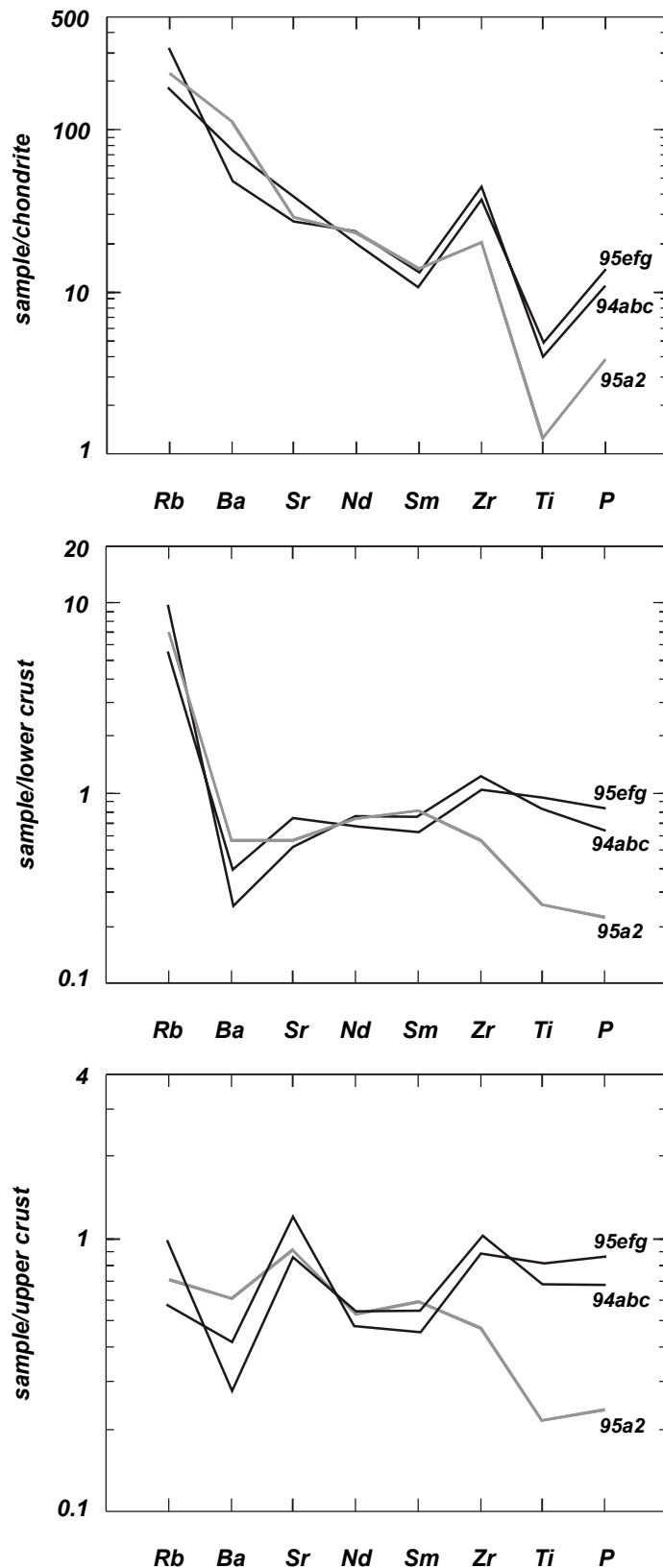
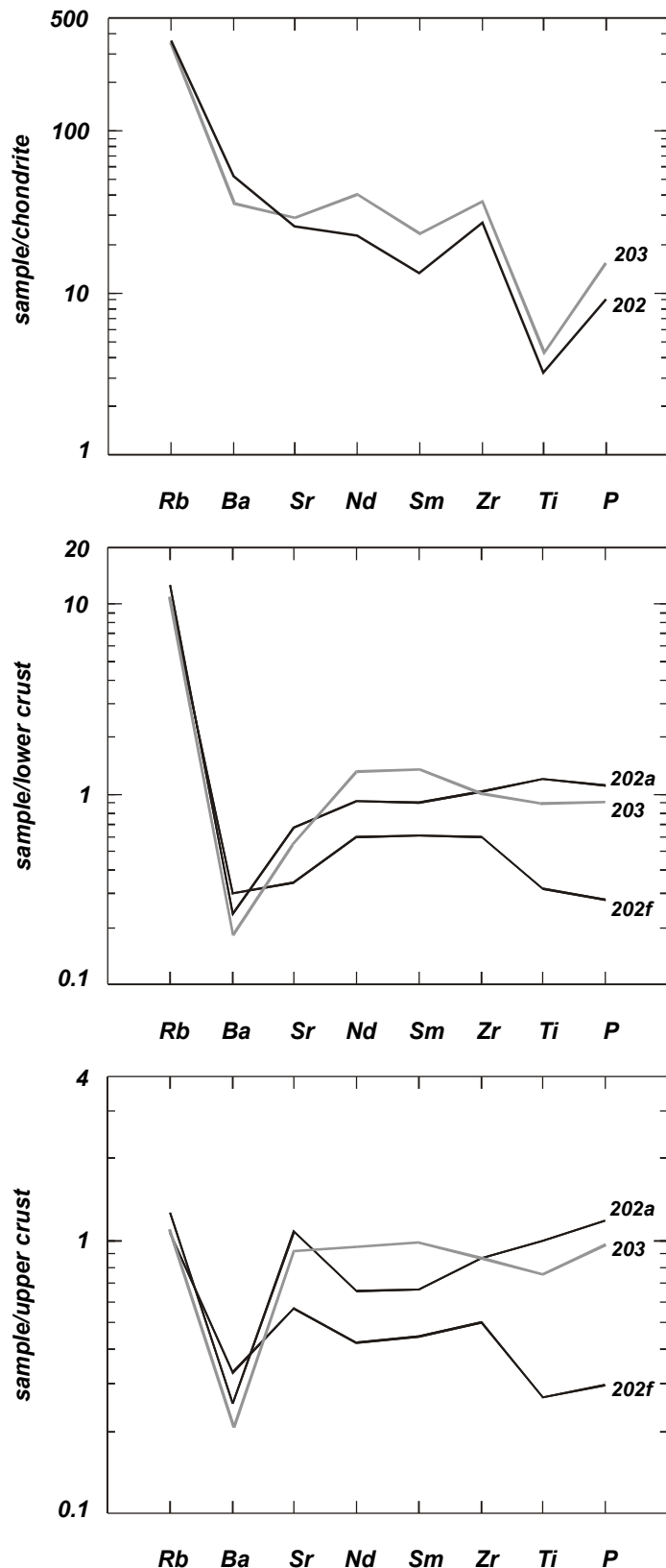


Abb.3.8 Spiderdiagramme für die granitoiden Gesteine der Lokalitäten DC 94 und DC 95: Gemittelte normierte Werte und Normierungsfaktoren wie in Abb.3.7.

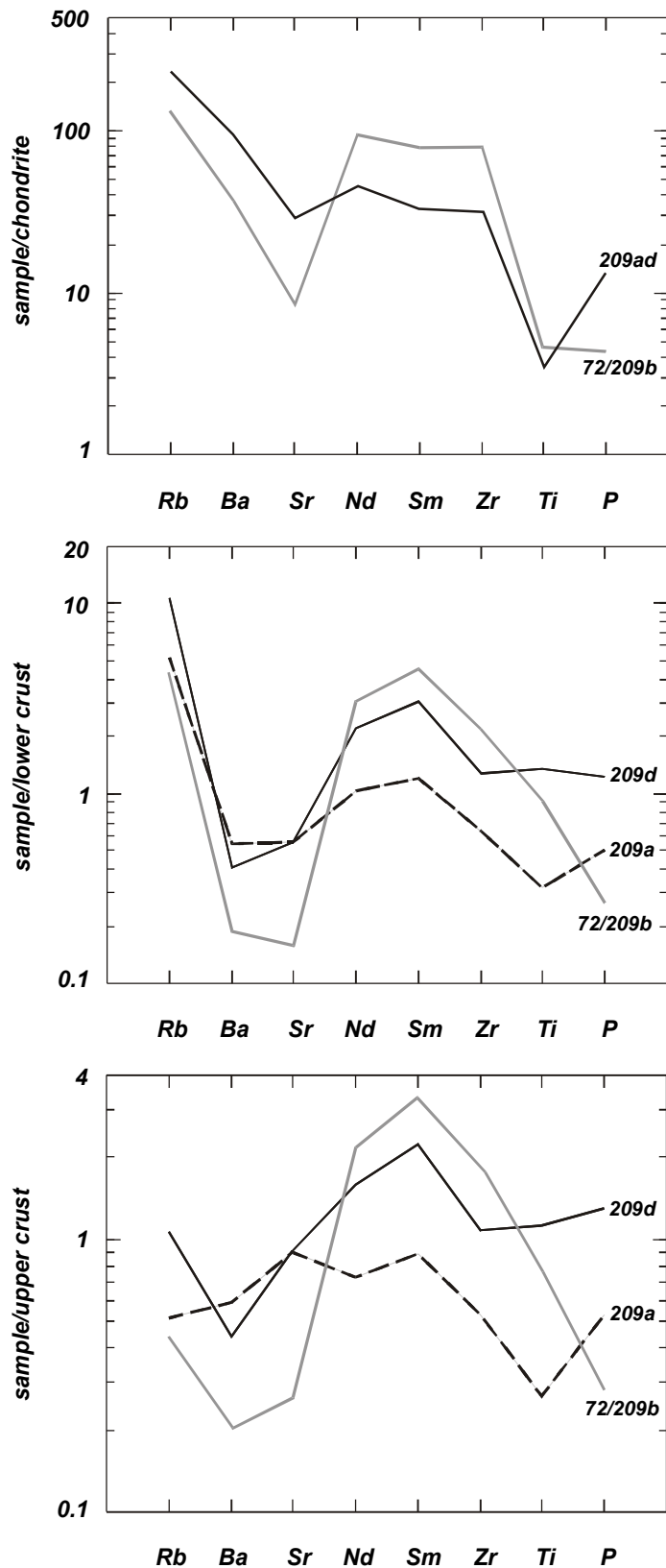
Die granitoiden Gesteine der Lokalitäten DC 94 Bettahalsoor und DC 95 Hulimavu fallen bereits im chondritnormierten Multi-Element-Diagramm (siehe Abb.3.8) durch ihr erstaunlich homogenes Erscheinungsbild auf, was um so bemerkenswerter ist, da die Aufschlüsse 94 und 95 etliche Kilometer voneinander entfernt sind. Die granitoiden Gesteine dieser Lokalitäten zeigen im Gegensatz zu den Proben der Lokalität DC 93 ausgeglichene Sr-Gehalte (keine negativen Anomalien) und eine angegliche Konzentrationsverteilung der Elemente Rb bis Sm bzw. Rb bis P bei 94abc und 95efg. Probe DC 95a2 ist wie DC 93a1 ein migmatischer Granodiorit bis Granit und kommt als Wirtsgestein vor. Die restlichen Proben (94abc und 95efg) sind Einschlüsse aus tonalitischen Orthogneisen und Metatonaliten. Normiert man die Werte der Proben auf Gehalte der unteren Kruste, so erhält man ein fast ebenes Verteilungsmuster und eine übergreifende Anreicherung des Elements Rb um den Faktor 5 bis 10. Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen Gesteinen dementsprechend um mobilisiertes Unterkrustenmaterial, das eine leichte Rb-Anreicherung durch magmatische und/oder metasomatische Kontamination mit Rb-reicheren Phasen erfahren hat. Allgemein kann man wohl auch hier von einer komagmatischen geochemischen Entwicklung der Gesteine ausgehen, da die Verteilungsmuster frappierend ähnlich sind und möglicherweise ihre Zuordnung zu dem von

CHADWICK et al. (2000) als Dharwar Batholith bezeichneten mehr oder weniger zusammenhängenden protomagmatischen Bereich des östlichen Dharwar Kratons rechtfertigen.



202 und DC 203: Gemittelte normierte Werte und Normierungsfaktoren wie in Abb.3.7.

Die Proben der Lokalitäten DC 202 und DC 203 aus der Umgebung von Holalkere und Hosdurga sind granodioritische bis tonalitische Gneise und Metatonalite (202f) des westlichen Dharwar Kratons. Ihre Spurenelementverteilung (Abb.3.9) gleicht den granitoiden Gesteinen der Lokalitäten 94 und 95 des östlichen Dharwar Kratons. Sie sind demnach geochemisch mit letzteren (wie auch schon im An-Ab-Or-Diagramm, Abb.3.6) einer Gruppe zuzuordnen. Probe 202f zeigt auf Krustenwerte normiert den gleichen Verlauf wie Probe 95a2, bei der es sich um einen migmatisch entstandenen Granodiorit handelt. Zudem wurde auch Probe 202f kaum metamorph überprägt, ist also ebenfalls als magmatisches Gestein anzusehen. Allgemein sind die Proben der Lokalitäten 202 und 203 als Krustenmaterial einzustufen. Bezüglich kontinentaler Unterkruste hat eine Anreicherung an Rb stattgefunden, bezüglich einer Oberkruste erfolgte vor allem eine Verarmung an Ba. Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass die stark gebänderten Gneise der Lokalität 203 eindeutig die Signatur kontinentaler Oberkruste aufweisen, wohingegen der gleichmäßige Verlauf der Proben 202 in Abb.3.9-Mitte (sample / lower crust) möglicherweise auf eine Affinität zu kontinentaler Unterkruste schließen lässt. Aus dem Vergleich der Proben 202 und 203 des westlichen Dharwar Kratons mit den Proben 94 und 95 des östlichen Dharwar Kratons kann man bereits erahnen, wie ähnlich das gesamte Gesteinsmaterial der Peninsular Gneise ist und wie eng die Differenzierungsmöglichkeiten unterschiedlicher TTG-Gneis-Areale gefasst sind.



Die Proben DC 72 und DC 209b zeigen als Wirtsgesteine des westlichen Dharwar Kratons in mehreren Diagrammen übereinstimmend trondhjemitischen Chemismus (siehe Abbildungen 3.1, 3.2, 3.3, 3.6 und Anhang B). Ihre Verteilungsmuster im Multi-Element-Diagramm (Abb.3.10) können ebenfalls zusammengefasst werden.

Einer Verarmung der mobilen LIL-Elemente bezüglich kontinentaler Oberkruste folgt eine leichte Anreicherung der HFS-Elemente Nd, Sm und Zr und schließlich eine Verarmung des ebenfalls mobilen Elements Phosphor. Dies deutet auf eine Konzentrationserniedrigung mobiler Elemente durch metasomatische Stoffabfuhr während einer Metamorphose hin. Solche Stoffbewegungen beschreiben auch JANARDHAN et al. (1982) von amphibolit- bis granulitfaziellen Gesteinen des südlichen Dharwar Kratons.

Die Proben DC 209a und DC 209d des westlichen Dharwar Kratons mit grano- bzw. quarzdioritischer Zusammensetzung zeigen große Ähnlichkeit zu den Proben 93a1 und 93a2 des östlichen Dharwar Kratons. Einer Angleichung der LILE-Gehalte folgt ein ähnliches Verteilungsmuster der übrigen Elemente (Abb.3.10, Mitte: sample / lower crust). Eine komagmatische Bildung dieser Gesteine erscheint deswegen plausibel.

Abb.3.10 Spiderdiagramme für die granitoiden Gesteine der Lokalitäten DC 209 und DC 72: Gemittelte normierte Werte und Normierungsfaktoren wie in Abb.3.7.

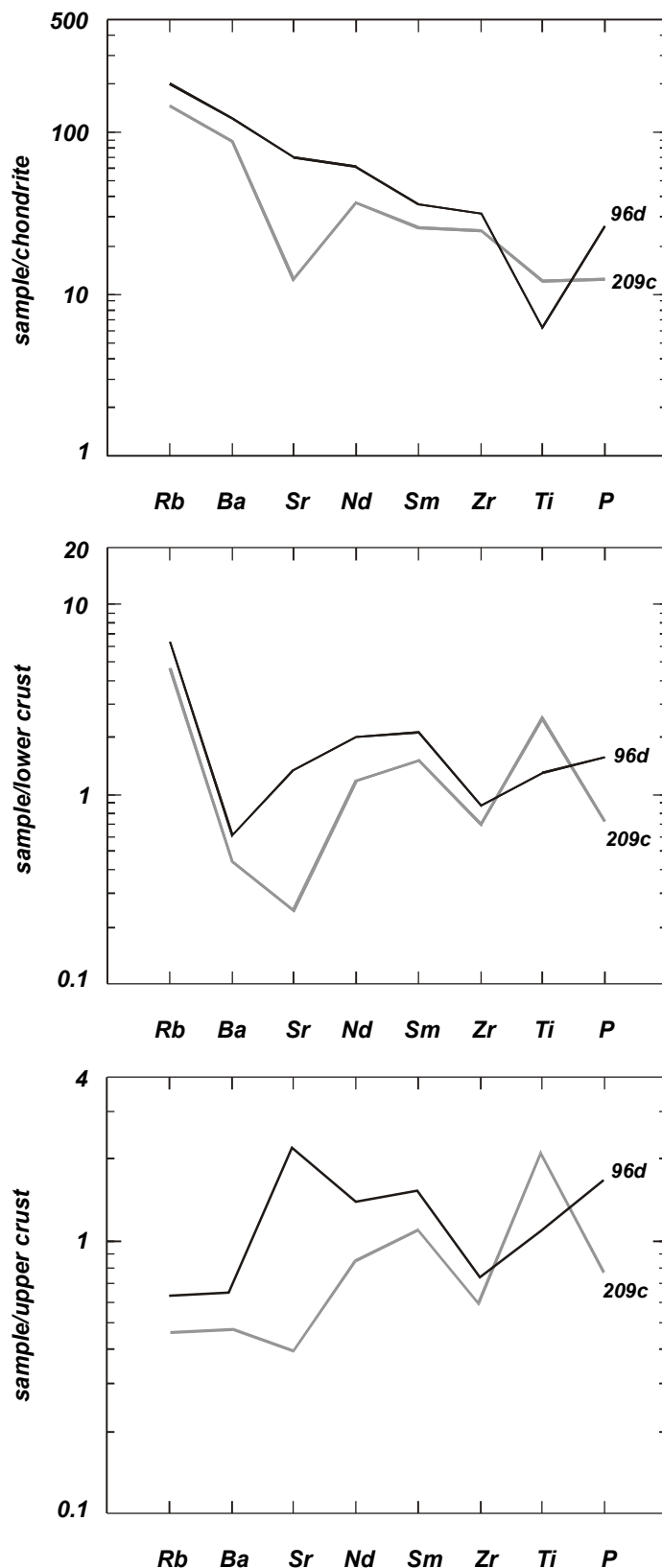


Abb.3.11 Spiderdiagramme für die quarzdioritischen Gänge der Lokalitäten DC 96 und DC 209: Gemittelte normierte Werte und Normierungsfaktoren wie in Abb.3.7.

tektonischen Milieu eines aktiven Kontinentalrandes (DE ASTIS et al., 2000; McMILLAN et al., 1993; WILSON, 1989).

Die quarzdioritischen Gänge der Lokalitäten DC 96 (östlicher Dharwar Kraton) und DC 209 (westlicher Dharwar Kraton) zeigen bis auf die Elemente Sr und Ti gleiche Elementverteilungen (Abb.3.11). Während die Probe 209c jedoch durch eine ausgeprägte negative Sr-Anomalie (normiert auf Chondrit) gekennzeichnet ist und keine Ti-Anomalie zeigt, verhält sich Probe 96d relativ zu 209c umgekehrt mit negativer Ti-Anomalie und ohne Sr-Anomalie. Da es sich bei den Gängen um wahrscheinlich spätarchaisch (etwa 2500 Ma) syn- bis postdeformativ in etwa 15 km Krustentiefe intrudiertes Gesteinsmaterial handelt, ist in beiden Fällen von einer weitgehend ungestörten Spurenelementverteilung der Quarzdiorite auszugehen. Weil man in solchen Fällen eine negative Sr-Anomalie aufgrund des ähnlichen Ionenpotentials von Sr^{2+} und Europium $^{2+}$ (Sr: 1.79, Eu: 1.83, HOLLEMANN-WIBERG, 1985) sehr wahrscheinlich mit einer negativen Eu-Anomalie in der Verteilung der Seltenen Erden gleichsetzen kann (z.B. MOYEN et al., 2001; YAMASHITA et al., 2000), repräsentiert Probe 209c wahrscheinlich spätarchaisch remobilisiertes Krustenmaterial des westlichen Dharwar Kratons. Die wegen einer fehlenden Sr-Anomalie mit hoher Wahrscheinlichkeit ebenfalls fehlende Eu-Anomalie, sowie eine ausgeprägte negative Ti-Anomalie der Probe 96d sprechen normalerweise für die Abstammung des Gesteinsmaterials aus einer juvenilen Mantelschmelze im

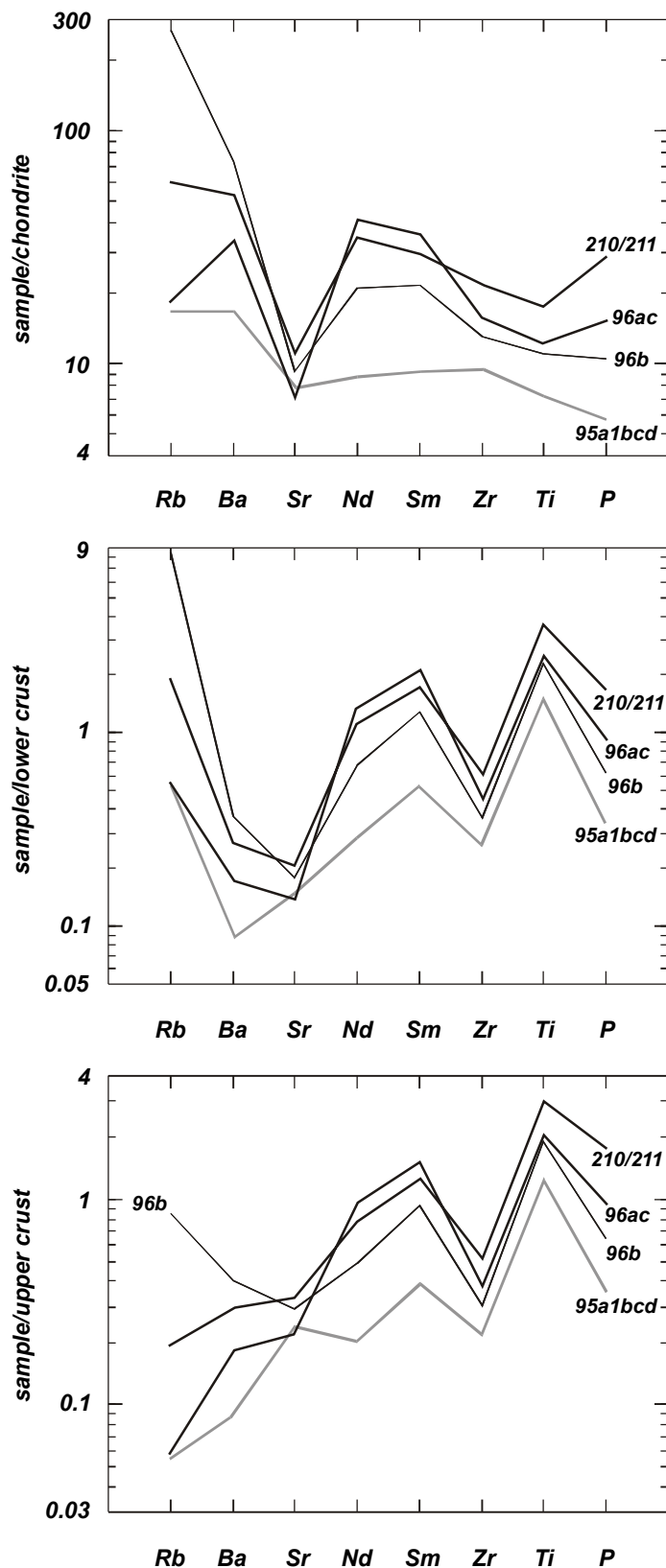


Abb.3.12 Spiderdiagramme für die Amphibolite der Lokalitäten DC 95, DC 96 und DC 210/211: Gemittelte normierte Werte und Normierungsfaktoren wie in Abb.3.7.

Die amphibolitischen Einschlüsse der Lokalitäten DC 95, DC 96 und DC 210/211 zeigen relativ zu kontinentaler Kruste (Abb.3.11, Mitte und unten) gleiche Spurenelementverteilung, was auf ihren weitgehend übereinstimmenden gabbroiden Chemismus zurückzuführen ist. Probe 96b ist stark biotitisiert und im Rb-Gehalt auf einen Oberkrustenwert angehoben. Bezeichnende Unterschiede ergeben sich nur im chondritnormierten Diagramm (Abb.3.11, oben). Die Proben 210 und 211 des westlichen Dharwar Kratons ähneln in ihrer Verteilung der quarzdioritischen Probe 209c (siehe Abb.3.10). Eine leicht abfallende Linie ist nur durch die ausgeprägte negative Sr-Anomalie unterbrochen. Die Proben der Lokalität DC 96 sind von ihrem allgemeinen Verlauf mit relativ hohen Ba-Gehalten, negativer Sr-Anomalie und relativ hohen Nd- bis P-Gehalten geochemisch eher den Amphiboliten des westlichen Dharwar Kratons zuzuordnen (vergleiche Abb.3.5).

Die basischen Proben der Lokalität DC 95 sind durch eine verglichen mit den anderen Amphiboliten gleichmäßige Spurenelementverteilung mit den niedrigsten Konzentrationen gekennzeichnet. Anomalien treten nicht auf, der Verlauf der Kurve ist sehr flach. Diese Parameter sprechen nach ROLLINSON (1993) für die direkte Abstammung des Gesteinsmaterials aus einer juvenilen Schmelze mit etwa 10% Aufschmelzungsgrad eines primitiven oberen Erdmantels.

3.3. Die Verteilung der Seltenen Erdelemente (SEE oder Lanthanoide)

Da in dieser Arbeit keine kompletten SEE-Verteilungen vorliegen, wird hier nur kurz auf die Fraktionierung der leichten SEE Lanthan bis Neodym gegenüber den mittleren SEE Samarium bis Holmium (ROLLINSON, 1993) anhand des chondritnormierten (SUN, 1980) Quotienten La_n/Sm_n eingegangen. Die zweite Variable des folgenden Diagramms (Abb.3.13) basiert auf dem bereits angesprochenen Ersatz von Eu^{2+} durch Sr^{2+} . Der Quotient Sr_n/Sm_n liefert einen Anhaltspunkt für eine anzunehmende Eu-Anomalie bzw. den gleichmäßigen Verlauf der SEE-Verteilung für die Elemente Samarium, Europium und Gadolinium.

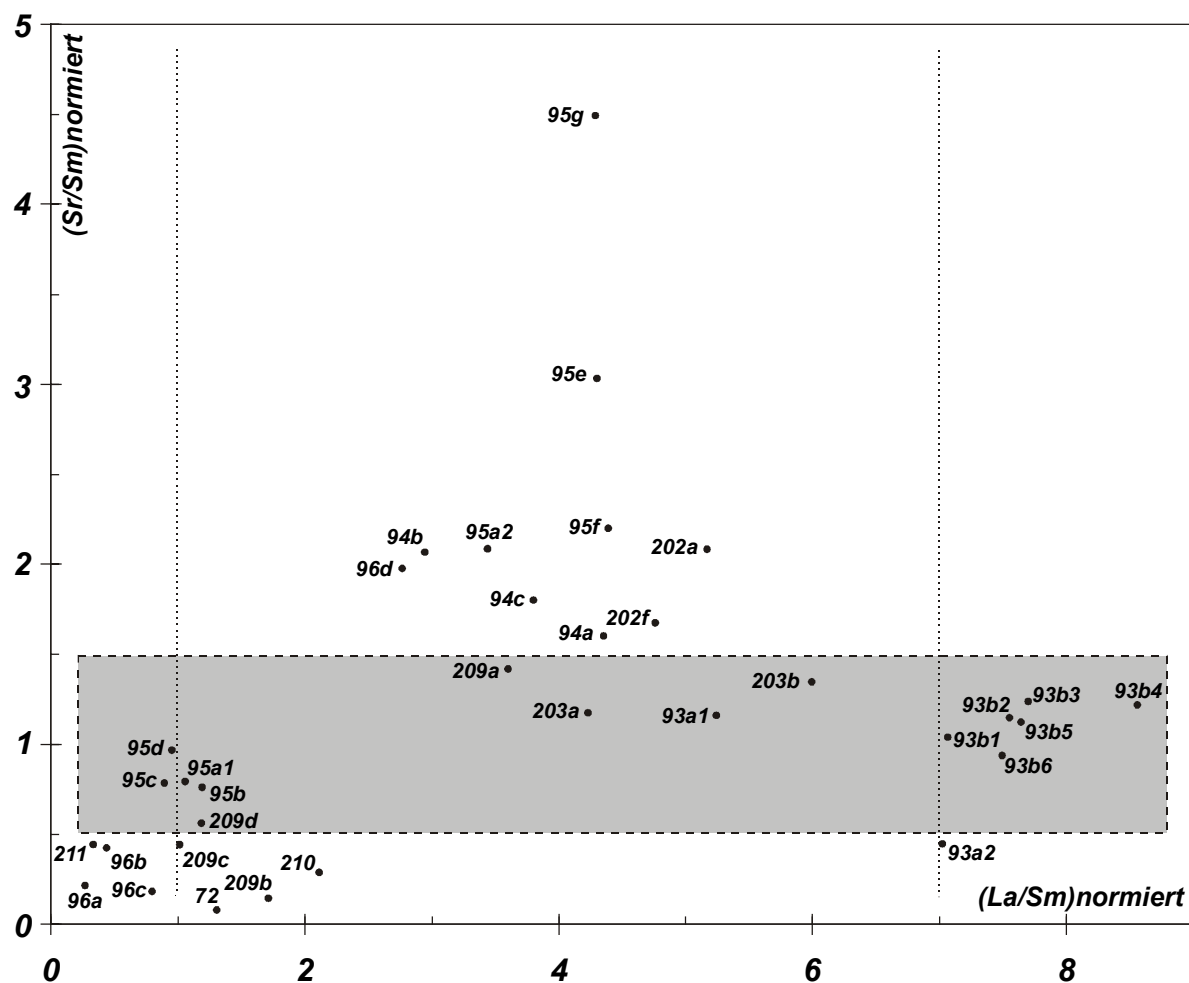


Abb.3.13 La_n/Sm_n versus Sr_n/Sm_n - Diagramm: Ansteigender Fraktionierungsgrad der leichten SEE von links nach rechts. Entwicklung von wahrscheinlich negativer zu positiver Eu-Anomalie von unten nach oben - grau markierter Bereich: keine Eu-Anomalie zu erwarten.

Aus dem Diagramm (Abb.3.13) ergibt sich eine Einteilung der Proben in drei Bereiche sowohl entlang der x-Achse als auch entlang der y-Achse. Einer negativen (links der punktierten Linie für $La_n/Sm_n = 1$) bis leicht positiven Fraktionierung der leichten SEE der Proben 96a bis etwa 210 stehen die Proben 96d bis 203b mit einem La_n/Sm_n -Wert um 4 und die stark fraktionierten Proben der Einschlüsse 93 ($La_n/Sm_n > 7$) gegenüber. Einer anzunehmenden stark negativen Eu-Anomalie der trondhjemitischen

Gneise (72 und 209b) folgen nach oben Proben ohne oder schwach ausgeprägter Anomalie. Das graue Feld markiert den Bereich, in dem keine Eu-Anomalie zu erwarten ist. Die Proben 95e und 95g sind wahrscheinlich durch starke positive Eu-Anomalien gekennzeichnet, zeigen aber die gleiche Fraktionierung der leichten SEE wie die restlichen granitoiden Proben der Lokalität 95 und die Proben der Lokalitäten 94 und 202-203. Diese Einteilung ist sowohl in der Haupt- als auch in der Spurenelementverteilung der Proben nachvollziehbar. Ebenso scheint sich auch hier die hohe genetische Affinität der Amphibolite des westlichen Dharwar Kratons (210 und 211) zu denjenigen der Lokalität 96 des östlichen Dharwar Kratons bestätigen zu lassen. Alle Proben befinden sich im linken unteren Bereich des Diagramms. Die Einschlüsse der Lokalität 93 nehmen aufgrund ihrer hohen leichten SEE-Anreicherung eine Sonderstellung ein, teilen sich aber mit einer Probe ihres Wirtsgesteins (93a1) die wahrscheinlich gleichmäßige Eu-Verteilung ohne nennenswerte Anomalie, was für eine kogenetische Entwicklung von Einschlüssen und umgebenden Peninsular Gneisen innerhalb der Lokalität Harobande (DC 93) spricht. Die Amphibolite der Lokalität DC 95 (Proben 95a1 bis 95d) sind wegen ihrer absolut flachen SEE-Verteilung ($La_n/Sm_n = 1$) und voraussichtlich nicht vorhandenen Eu-Anomalie deutlich von den übrigen Amphiboliten (DC 210/211 und DC 96) zu unterscheiden. Die quarzdioritischen Gänge 96d und 209c sind wie auch in der Multi-Element-Verteilung (vor allem durch die Sr-Gehalte) durch die Fraktionierung der leichten SEE differenziert (La_n/Sm_n von 209c = 1.0 , von 96d = 2.8).

3.4. Allgemeine geochemische Schlussfolgerungen

Aufgrund ihrer geochemischen Eigenschaften können die Gesteinsproben in folgende Gruppen eingeteilt werden:

Die Proben DC 72 und DC 209b des westlichen Dharwar Kratons sind durch trondhjemitischen Chemismus gekennzeichnet. Ihre Ähnlichkeit äußert sich zudem in der gleichen Spurenelementverteilung.

Die Proben DC 93a1 - DC 95a2 - DC 202f - DC 209a zeigen gleiche Spurenelementverteilung und tendieren zu granitischer Zusammensetzung.

Die Proben DC 94abc - DC 95efg - DC 202a - DC 203ab zeigen gleiche Spurenelementverteilung und tendieren zu tonalitischer bis granodioritischer Zusammensetzung.

Die Proben DC 93a2 - DC 93b1 bis b6 - DC 209d zeigen gleiche Spurenelementverteilung und tendieren ebenfalls zu granodioritischer bis tonalitischer Zusammensetzung. Die Proben der Lokalität DC 93 sind durch eine extreme Fraktionierung der leichten SEE gekennzeichnet.

Die dioritischen Ganggesteinsproben DC 96d und DC 209c unterscheiden sich bezüglich Sr und Ti und der Fraktionierung der leichten SEE.

Die gabbroiden Proben DC 96abc - DC 210 - DC 211 können aufgrund ihrer Spurenelementverteilung geochemisch zu einer Gruppe zusammengefasst werden. Sie unterscheiden sich von den gabbroiden Proben der Lokalität 95.

Allgemein ist das geochemische Spektrum der Gesteinsproben von gabbroid bis granitoid sehr vielfältig, wobei die gut definierbaren, randlich zum Nebengestein deutlich abgesetzten Einschlussgesteine des östlichen Dharwar Kratons eine bimodale Verteilung von tonalitischer bis granodioritischer und gabbroid aufweisen. Ein regionales Verteilungsmuster (westlicher Kraton - östlicher Kraton) lässt sich anhand der Haupt- und Spurenelementchemie nur bei den gabbroiden Einschlüssen und den dioritischen Ganggesteinen feststellen. Weitgehend unverändertes 2.5 Ga juveniles Gesteinsmaterial wird wahrscheinlich durch die gabbroiden Proben der Lokalität 95 repräsentiert. Die dioritischen bis tonalitischen Proben des östlichen Dharwar Kratons sind aufgrund starker LILE-Anreicherung und negativer Ti-Anomalie möglicherweise dem tektonischen Umfeld eines aktiven Kontinentalrandes über einer Subduktionszone ozeanischer Lithosphäre zuzuordnen.

4. Isotopengeochemie

Die Ergebnisse der Konzentrations- und Isotopenhäufigkeitsmessungen sind in Anhang C und Anhang D tabellarisch zusammengefasst.

Sämtliche Altersbestimmungen wurden mit den Computerprogrammen PbDat Version 1.24 (LUDWIG, 1993) und Isoplot/Ex Version 2.03 (LUDWIG, 1999) durchgeführt.

4.1. Ergebnisse der isotopengeochemischen Untersuchungen

4.1.1. Nd-Modellalter und ϵ_{Nd} -Werte der Gesamtgesteinsproben

Nd-Modellalter werden im allgemeinen als die mittlere Krustenverweildauer eines Gesteins seit seiner Abspaltung von einem oberen Erdmantel interpretiert. Dabei variieren die Parameter für die Berechnung des Modellalters mit der Zusammensetzung, die man für den oberen Erdmantel zugrundelegt. Für die Berechnung des Abspaltungszeitraums aus einem oberen Erdmantel mit chondritischer Zusammensetzung wurden in dieser Arbeit folgende Isotopenverhältnisse nach z.B. FAURE (1986) oder LUDWIG (1999) verwendet: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$.

Die Berechnung der Abspaltung aus einem verarmten oberen Erdmantel erfolgte mit den Mantelparametern von LIEW & HOFMANN (1988): $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.219$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$.

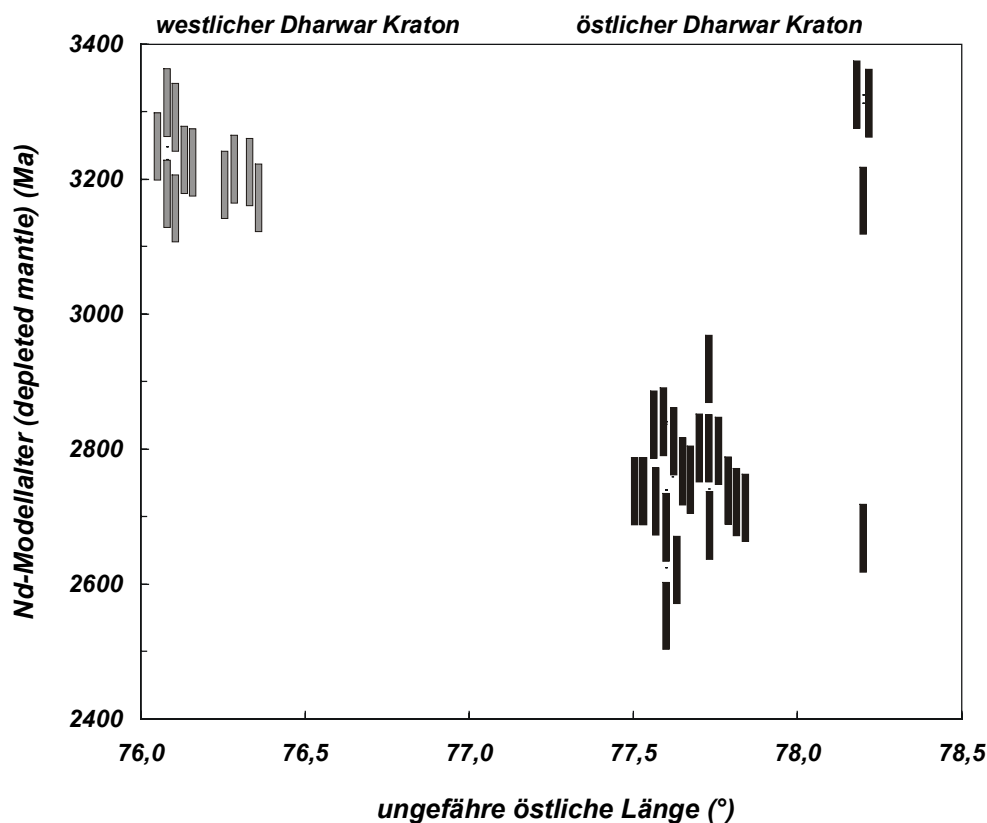


Abb.4.1 Nd-Modellalter für die Abspaltung aus einem verarmten oberen Erdmantel der 34 Gesteinsproben des Dharwar Kratons. Die Abhängigkeit des Alters von der West-Ost-Lage (x-Achse) ist deutlich zu erkennen.

<i>Probe</i>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}} (0 \text{ Ma})$	$\epsilon_{\text{Nd}} (2500 \text{ Ma})$	$T_{\text{DM}} (\text{Ma})$	$T_{\text{CHUR}} (\text{Ma})$
<i>östlicher Dharwar Kraton</i>						
DC 93a1	0,11286	0,511105	-29,9	-3,0	2919	2770
DC 93a2	0,08619	0,510838	-35,1	0,4	2687	2457
DC 93b1	0,07812	0,510631	-39,2	-1,0	2800	2603
DC 93b2	0,07575	0,510591	-39,9	-1,0	2802	2605
DC 93b3	0,07580	0,510594	-39,9	-1,0	2798	2600
DC 93b4	0,07544	0,510636	-39,1	-0,1	2725	2505
DC 93b5	0,07602	0,510635	-39,1	-0,3	2741	2526
DC 93b6	0,07511	0,510637	-39,0	0,1	2716	2494
DC 94a	0,12549	0,511415	-23,9	-1,0	2813	2605
DC 94b	0,11356	0,511225	-27,6	-0,8	2768	2577
DC 94c	0,11904	0,511331	-25,5	-0,5	2759	2552
DC 95a1	0,20486	0,512894	5,0	2,4	2552	2108
DC 95a2	0,11715	0,511241	-27,3	-1,7	2841	2662
DC 95b	0,20617	0,512830	3,7	0,7	2739	2385
DC 95c	0,19931	0,512672	0,7	-0,2	2837	2531
DC 95d	0,20539	0,512870	4,5	1,7	2624	2215
DC 95e	0,09923	0,511000	-32,0	-0,6	2722	2549
DC 95f	0,11015	0,511224	-27,6	0,2	2684	2479
DC 95g	0,10705	0,511127	-29,5	-0,7	2739	2555
DC 96a	0,18334	0,512184	-8,9	-4,6	3325	3252
DC 96b	0,20043	0,512538	-2,0	-3,2	3168	3020
DC 96c	0,15545	0,511759	-17,1	-3,9	3313	3224
DC 96d	0,11190	0,511266	-26,8	0,5	2668	2455
<i>westlicher Dharwar Kraton</i>						
DC 202a	0,11090	0,510854	-34,8	-7,3	3215	3146
DC 202f	0,11246	0,510904	-33,8	-6,8	3191	3115
DC 203a	0,11286	0,510926	-33,4	-6,5	3173	3092
DC 203b	0,10433	0,510717	-37,5	-7,8	3211	3147
DC 209a	0,12079	0,511087	-30,3	-5,9	3179	3092
DC 209b	0,16191	0,511901	-14,4	-3,2	3313	3207
DC 209c	0,14847	0,511680	-18,7	-3,2	3157	3008
DC 209d	0,14612	0,511597	-20,3	-4,1	3226	3115
DC 210	0,16301	0,511956	-13,3	-2,5	3229	3064
DC 211	0,17025	0,512105	-10,4	-1,9	3248	3054
DC 72	0,15804	0,511824	-15,9	-3,5	3293	3186

Tabelle 4.1 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse, ϵ_{Nd} -Werte und Nd-Modellalter der bearbeiteten Gesteinsproben. ϵ_{Nd} -Werte sind für Heute und für den Zeitraum vor 2500 Ma berechnet.

Für Proben mit einem $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Wert zwischen 0.09 und 0.18 wurde in dieser Arbeit ein einstufiges Entwicklungsmodell angenommen, da die Gesteine durch ihre große geochemische Variationsbreite eine ebenfalls hohe Variation in der Sm-Nd-Isotopie vermuten lassen. Zudem widersprechen zweistufig berechnete Modellalter teilweise den U-Pb-Zirkonaltern (folgender Abschnitt) und wurden deshalb hier nicht berücksichtigt. Die Nd-Modellalter von Gesteinsproben mit niedrigeren $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Werten als 0.09 bzw. höheren $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Werten als 0.18 wurden nach einem zweistufigen Entwicklungsmodell (LIEW & HOFMANN, 1988; MILISENDA et al., 1994) berechnet, da sie stark von durchschnittlichen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Krustenwerten abweichen. Dabei wurde ein magmatisch-

metamorphes Ereignis vor etwa 2500 Ma zugrundegelegt (z.B. JAYANANDA et al., 2000; RAITH et al., 1999). Für Metabasite wurde aufgrund von Vergleichsdaten (z.B. Hawaii-Basalt BHVO siehe Anhang E) ein durchschnittliches $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0.15 in die Berechnung mit einbezogen, für Gesteinsproben mit saurem Chemismus wurde ein entsprechender Krustenwert von 0.12 angenommen.

Die Nd-Modellalter (T_{DM}) des westlichen Dharwar Kratons liegen unabhängig vom Chemismus des Gesteins einheitlich zwischen 3.16 und 3.31 Ga (siehe Abbildung 4.1 und Tabelle 4.1) und belegen, dass es sich hier eindeutig um mittelarchaisches Krustenmaterial handelt. Ein Einfluss von juvenilem spätproterozoischem Mantelmaterial ist auszuschließen. Analog dazu verhalten sich die ϵ_{Nd} -Werte vor 2500 Ma. Sie liegen zwischen -1.9 und -7.8 und belegen eine lange krustale Entwicklung der Nd-Isotopie im Archaikum.

Die Amphibolite der Lokalität 96 im östlichsten Bereich des Dharwar Kratons (siehe Abb.4.1 und 1.4) zeigen vergleichbare Nd-Modellalter zu den Gesteinen des westlichen Kratons und lassen ebenso wie die ϵ_{Nd} -Werte vor 2500 Ma (-3.2 bis -4.6) auf mittelarchaisches Krustenmaterial schließen. Zirkonalter von etwa 3.14 Ga aus Gneisen der Umgebung des Kolar Schist Belt geben Hinweise auf ein entsprechendes Basement in dieser Gegend (KROGSTAD et al., 1991). Der dioritische Gang DC 96d ist vergleichsweise durch ein wesentlich jüngeres Nd-Modellalter gekennzeichnet und zeigt damit eine deutliche Affinität zu den Gesteinsproben des zentralen östlichen Dharwar Kratons. Der ϵ_{Nd} (2500 Ma)-Wert von 0.5 weist auf die Abstammung des Materials aus einem verarmten oberen Erdmantel hin.

Die Nd-Modellalter der Proben des zentralen östlichen Kratons streuen in einem Bereich von etwa 400 Ma von 2.55 Ga für einen Amphibolit (DC 95a1) bis 2.92 Ga für granitoides Wirtsgestein (DC 93a1). Die Modellalter sind umso jünger je basischer das Gestein ist. Umgekehrt dazu verhalten sich die ϵ_{Nd} (2500 Ma)-Werte, die mit dem basischen Charakter des Gesteins ansteigen (von -3.0 für granitisches bis 2.4 für gabbroides Gestein). JAYANANDA et al. (2000) berichten von Modellaltern von etwa 3.3 Ga und ϵ_{Nd} (2500 Ma)-Werten von -5 bis -8 in der Umgebung von Bangalore. Diese Daten deuten mit den in den folgenden Abschnitten diskutierten Datierungsergebnissen auf eine regionale Mischung vor 2.5 bis 2.6 Ga hin, bei der juveniles Mantelmaterial mit einem ϵ_{Nd} (2500 Ma)-Wert von vielleicht +2.5 (verarmter oberer Erdmantel) mit mittelarchaischem Krustenmaterial mit ϵ_{Nd} (2500 Ma)-Werten um -5 vermischt wurde.

4.1.2. U-Pb-Zirkondatierungen

- Probe DC 72 - Trondhjemitischer Gneis

Die fünf analysierten Zirkone der Probe DC 72 sind idiomorph prismatisch mit leicht gerundeten Kanten. Die Längen- zu Breitenverhältnisse liegen etwa zwischen 2.5 zu 1 für kurzprismatische und 5 zu 1 für längerprismatische Exemplare. Die Länge der bearbeiteten Körner variiert von etwa 150 bis 300 μm , die Breite von ca. 50 bis 100 μm (siehe Abb.4.2). Die Zirkone 3 bis 6 sind relativ klar durchscheinend, farblos bis leicht rosafarben. Zirkon 2 ist gelblich trüb, was auf einen metamikten Zustand schließen lässt und durch den vergleichsweise höchsten U-Gehalt von etwa 1200 ppm bestätigt wird. Die anderen Körner liegen im Bereich zwischen 350 und 700 ppm U (siehe Abb.4.3 und Anhang D). Alle bearbeiteten Zirkone der Probe DC 72 können als magmatisch eingestuft werden.

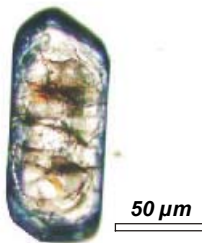


Abb.4.2 Durchlichtmikroskopische Aufnahme eines Zirkons der Probe DC 72: Der Zirkon weist leichte Trübungen im Zentralbereich auf und ist durch zahlreiche Risse im Außenbereich gekennzeichnet. Unten im Bild ist Zonarbau zu erkennen.

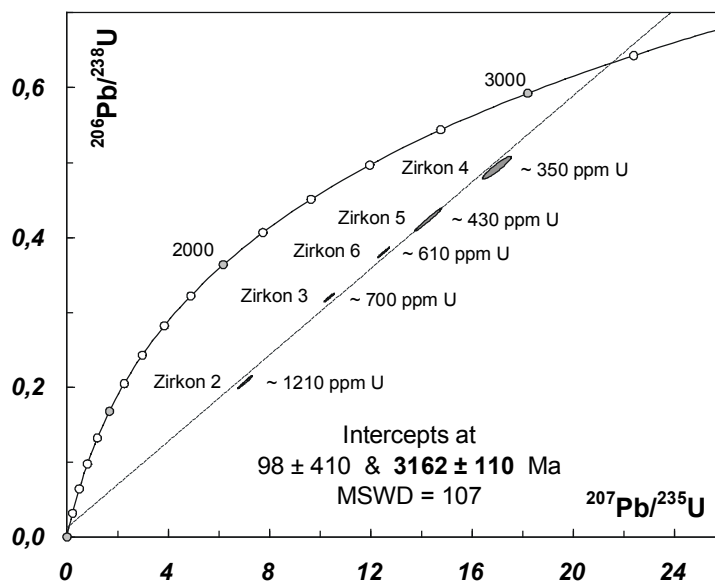


Abb.4.3 Concordia-Diagramm der Zirkone DC 72.

Im Concordia-Diagramm nach WETHERILL (1956) liegen die Zirkone der Probe DC 72 diskordant auf einer Linie, die im oberen Bereich durch die Zirkone 4 bis 6 als Gerade definiert ist und im unteren Bereich durch die Lage von Zirkon 2 in Richtung des Nullpunktes umgebogen wird, woraus insgesamt eine schlecht definierte Diskordia hervorgeht (siehe Abb.4.3). Dieser Linienverlauf entspricht dem Vorgang eines von TILTON (1960) beschriebenen diffusiven Pb-Verlustes und deutet

vor allem bei Zirkon 2 auf eine starke Schädigung des Kristallgitters durch radioaktive Strahlung hin. Die Beobachtung korreliert mit der zunehmenden Diskordanz der Zirkone in Abhängigkeit von ihrem U-Gehalt. Starker diffusiver Pb-Verlust spricht nach CHERNIAK & WATSON (2000) für lange

Verweilzeiten der Zirkone in hohen Krustenniveaus bei niedrigen Temperaturen. Die Verweilzeit der Zirkone in Temperaturregionen unter etwa 300°C wird durch das Rb-Sr-Biotitalter der Probe (siehe Abschnitt 4.1.5. Rb-Sr-Biotitdatierungen) auf ca. 2.4 Ga festgelegt und bestätigt die Annahme von CHERNIAK & WATSON (2000).

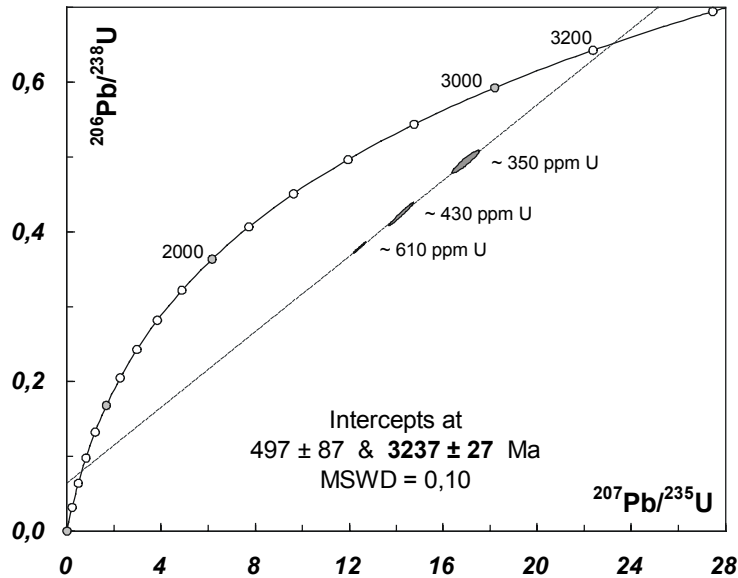


Abb.4.4 Concordia-Diagramm der Zirkone DC 72 - 4 - 5 - 6.

Aufgrund des hohen diffusiven Pb-Verlustes der Zirkone 2 und 3 wurden nur die schwächer beeinflussten Zirkone 4, 5 und 6 zur Ermittlung des oberen Schnittpunktes der Diskordia mit der Concordia herangezogen. Das obere Schnittpunktalter ist durch diese Zirkone gut definiert und liegt bei 3237 ± 27 Ma (siehe Abb.4.4). Das untere Schnittpunktalter ist bedeutungslos (TILTON, 1960). Der Wert 3237 ± 27 Ma legt den Zeitraum der magmatischen Protolithbildung des Gesteins fest und korreliert sehr

gut mit dem Nd-Modellalter der Probe von 3.29 Ga und dem Alterswert von 3.32 Ga einer regionalen Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone, in welche dieses Gestein mit einbezogen ist. Dieser Wert wird ebenfalls als Abspaltungszeitraum des Krustenmaterials vom oberen Erdmantel interpretiert (BECKINSALE et al., 1982). Die zeitliche Differenz von ungefähr 60 Ma zwischen Mantelabspaltung und Krustenplatznahme erscheint einleuchtend. Eine postintrusive metamorphe Überprägung der Zirkone ist weder optisch noch isotopengeochemisch nachweisbar.

- Probe DC 93b5 - Granodioritischer Gneis

Die fünf analysierten Zirkone der Probe DC 93b5 sind idiomorph prismatisch, durchscheinend klar und schwach rosa gefärbt (siehe Abb.4.5). Zusätzlich zu ihrer Größe können sie anhand der Prismenform in langprismatische und kurzprismatische Populationen gegliedert werden. Das Längen- zu Breitenverhältnis der langprismatischen Zirkone 2, 3 und 5 beträgt etwa 8 zu 1. Die Länge variiert zwischen 240 und 500 μm , die Breite zwischen 30 und 60 μm . Die kurzprismatischen Zirkone haben ein Längen- zu Breitenverhältnis von 2.5 zu 1. Die Länge liegt bei 150 und 220 μm , die jeweilige Breite bei 60 und 90 μm . Der U-Gehalt der Zirkone beträgt etwa 60 bis 420 ppm (siehe Anhang D). Alle bearbeiteten Zirkone der Probe DC 93b5 können als magmatisch eingestuft werden.

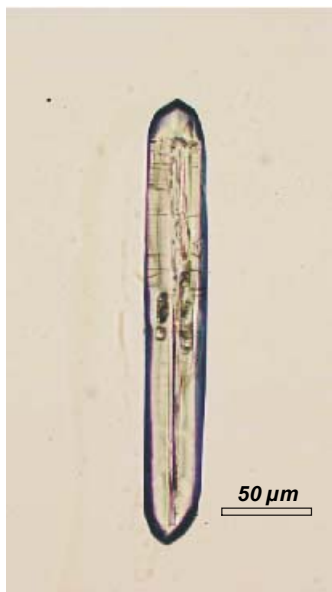
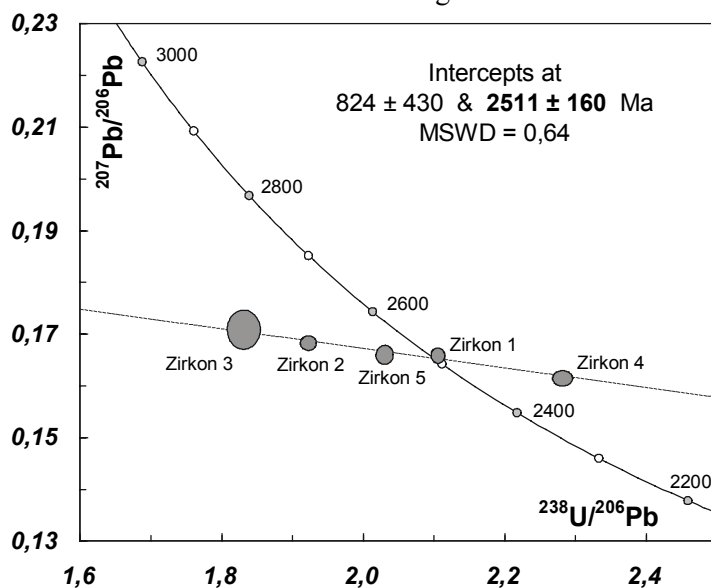


Abb.4.5 Durchlichtmikroskopische Aufnahme eines Zirkons der Probe DC 93b5: Der Zirkon weist leichte Rissbildung im Außenbereich auf. Im Zentralbereich liegen kleine Einschlussminerale, bei denen es sich wahrscheinlich auch um Zirkone handelt.

LUDWIG (1999) empfiehlt für Zirkone mit $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Werten < 500 und den daraus resultierenden Unsicherheiten bei der Common-Pb-Korrektur eine Auswertung der Zirkondaten anhand eines dreidimensionalen Diagramms nach WENDT (1989), in welches der $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Wert als dritte Koordinate auf der z-Achse direkt eingeht. Da die $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Werte der Zirkone DC 93b5 zwischen 47 und 184 liegen (siehe Anhang D), wurde hier nach dem Vorschlag von LUDWIG (1999) verfahren, um einen Anhaltspunkt für die Pb-Korrektur zu bekommen. Abbildung 4.6 zeigt ein zweidimensionales Diagramm nach TERA & WASSERBURG (1972). Die angezeigte



Diskordia ist die Schnittlinie zwischen der durch die Zirkondaten definierten Ebene im dreidimensionalen Raum (mit der z-Achse: $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) und der x-y-Ebene (x-Achse: $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, y-Achse: $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Die Zirkonpunkte werden auf diese Ebene (x-y) projiziert, weshalb der $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Wert im Diagramm nicht mehr dem wahren Wert entspricht (vergleiche Abb.4.6 und Anhang D).

Abb.4.6 Concordia-Diagramm nach TERA & WASSERBURG (1972) der Zirkone DC 93b5.

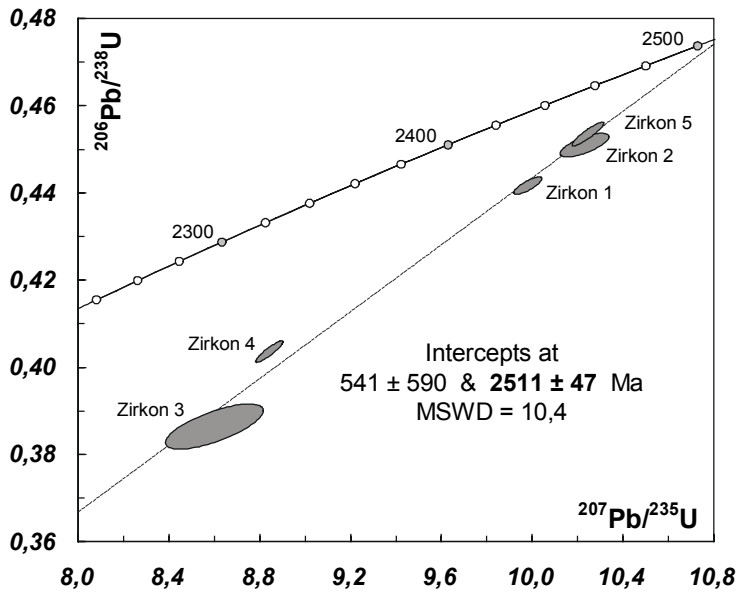


Abb.4.7 Concordia-Diagramm der Zirkone DC 93b5.

Der obere Schnittpunkt der durch die Zirkone der Probe DC 93b5 definierten Ebene mit der Concordia in der x-y-Ebene nach TERA & WASSERBURG (1972) legt einen Alterswert von 2511 ± 160 Ma fest. Korrigiert man anhand dieser Information die Messergebnisse unter der Annahme einer Common-Pb-Entwicklung nach STACEY & KRAMERS (1975) auf 2500 Ma, so erhält man exakt den gleichen Wert im Concordia-Diagramm nach WETHERILL (1956) (Abb.4.7). Der untere Schnittpunkt lässt auch hier

auf diffusiven Pb-Verlust schließen und ist wie bei Probe DC 72 geologisch bedeutungslos. Zieht man für eine weitere Einengung des Alterswertes nur die durch schwachen Pb-Verlust charakterisierten Zirkone 1, 2 und 5 heran, und geht man davon aus, dass sie hauptsächlich durch rezente Pb-Verlust im Labor beeinflusst wurden, so erhält man eine gut definierte Diskordia durch den Nullpunkt mit einem oberen Schnittpunkt bei 2496 ± 8 Ma (siehe Abb.4.8). Es handelt sich um den Zeitpunkt der Protolithbildung des Gesteins, der sich gut mit dem Alterswert einer Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone von 2512 ± 84 Ma für Wirtsgesteine aus dem gleichen Aufschluss korrelieren lässt (NAHA et al., 1993). Folglich sprechen die Zirkondaten der Probe DC 93b5 für ein magmatisches Ereignis in der Lokalität Harobande vor exakt 2.50 Ga, in das jedoch älteres Krustenmaterial involviert war: die Nd-Modellalter innerhalb der Lokalität liegen zwischen 2.69 und 2.92 Ga, entsprechend variieren die ϵ_{Nd} (2500 Ma)-Werte von 0.4 bis -3.0 (siehe Tabelle 4.1).

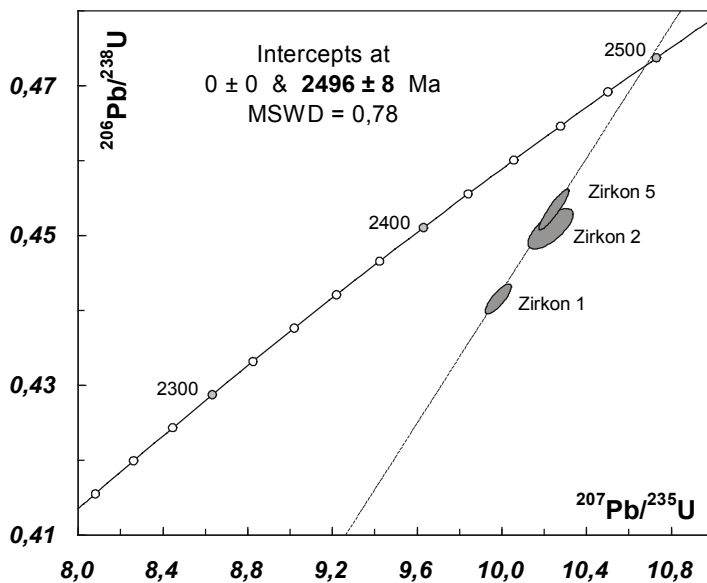


Abb.4.8 Concordia-Diagramm der Zirkone 93b5 - 1 - 2 - 5.

- Probe DC 94b - Tonalitischer Gneis

Die sechs analysierten Zirkone der Probe DC 94b sind idiomorph prismatisch mit leicht gerundeten Kanten. Die Längen- zu Breitenverhältnisse liegen etwa zwischen 2 zu 1 für kurzprismatische und 6 zu 1 für längerprismatische Exemplare. Die Länge der bearbeiteten Körner variiert zwischen 200 und 500 μm , die Breite zwischen 50 und 150 μm . Die Zirkone 1 und 4 sind leicht trüb, die Zirkone 2 und 5 sind stark trüb und undurchsichtig. Die Zirkone 3 und 6 sind klar durchscheinend und farblos. Der U-Gehalt der Zirkone liegt zwischen ungefähr 500 und 1800 ppm (siehe Anhang D).



Abb.4.9 Durchlichtmikroskopische Aufnahme eines Zirkons der Probe DC 94b: Der Zirkon weist Risse im Außenbereich auf. Es ist deutlich ein dem Gesamtkorn proportionsgleicher Kern zu erkennen, der im unteren Bereich Auflösungserscheinungen zur Umgebung zeigt.

Im Concordia-Diagramm (Abb.4.10) lässt sich mit Ausnahme von Zirkon 3 kein Zusammenhang zwischen der Diskordanz der Zirkone und ihrem jeweiligen U-Gehalt feststellen. Zirkon 3 hat mit etwa 520 ppm U

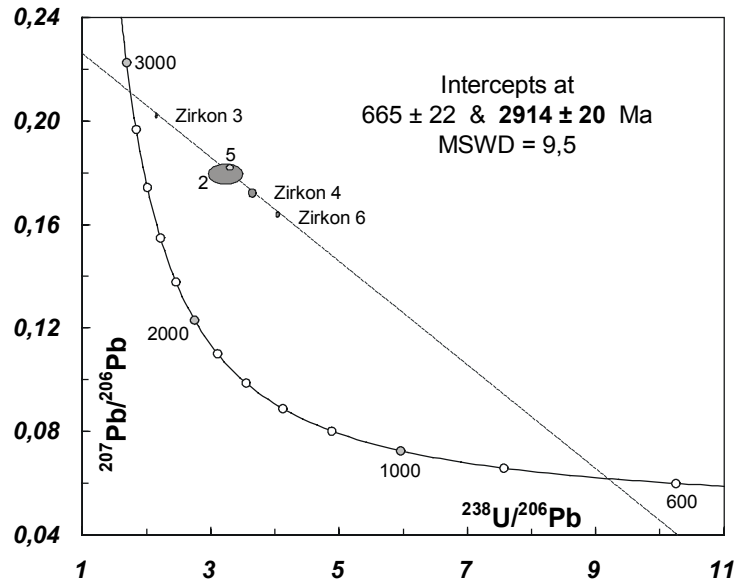


Abb.4.10 Concordia-Diagramm nach TERA & WASSERBURG (1972) der Zirkone DC 94b - 2 bis 6.

den niedrigsten Gehalt und ist auch durch den niedrigsten Pb-Verlust gekennzeichnet. Die Zirkone 1 und 2 (Zirkon 1 ist in Abb.4.10 nicht berücksichtigt) haben 1220 ppm bzw. 1760 ppm U, die Zirkone 4 bis 6 liegen zwischen 780 ppm und 980 ppm U. Zirkon 4 hat einen relativ niedrigen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Wert von 253. Die anderen Zirkone wurden mit $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Werten > 800 gemessen. Wegen dieser hohen Diskrepanz wurde auch bei der Probe DC 94b die dreidimensionale Auswertung nach WENDT (1989) herangezogen. Sie liefert einen Alterswert für den oberen Schnittpunkt von 2914 ± 20 Ma (Abb.4.10). Der untere Schnittpunkt weist wiederum auf diffusiven Pb-Verlust hin und ist bedeutungslos.

Der untere Schnittpunkt weist wiederum auf diffusiven Pb-Verlust hin und ist bedeutungslos.

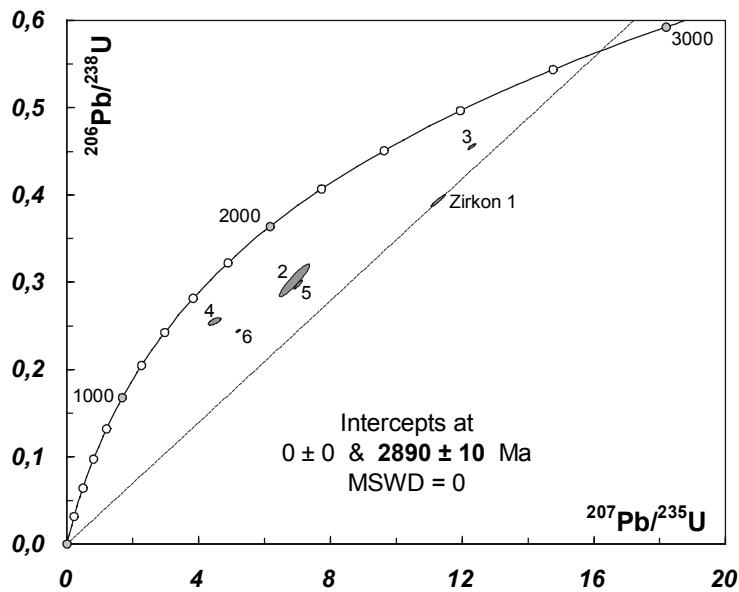


Abb.4.11 Concordia-Diagramm der Zirkone DC 94b.

Zirkon 1 liegt nicht auf der durch die Zirkone 2 bis 6 definierten Ebene. Er scheint hauptsächlich durch rezenten laborbedingten Pb-Verlust beeinflusst zu sein. Sein $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter liegt bei 2890 ± 10 Ma (Abb.4.11) und ist fast mit dem oberen Schnittpunktalter der Zirkone 2 bis 6 identisch. Aus

diesem Grund wird das Alter von 2914 ± 20 Ma als Protolithbildungsalter des Gesteins angesehen. Das Nd-Modellalter der Probe beträgt 2.77 Ga (siehe Tabelle 4.1) und weist auf eine Mischung des Gesteinsmaterials mit juvenilem Mantelmaterial zwischen 2.4 Ga (Biotitalter der Probe DC 94a - siehe Abschnitt 4.1.5.) und 2.77 Ga (Nd-Modellalter der Probe) hin. JAYANANDA et al. (2000) datieren ein solches Mischungsereignis im östlichen Dharwar Kraton auf 2520 bis 2550 Ma.

- Probe DC 95e - Metatonalit

Die fünf analysierten Zirkone der Probe DC 95e sind idiomorph prismatisch mit leicht gerundeten Kanten. Die Längen- zu Breitenverhältnisse liegen zwischen 2.5 zu 1 für kurzprismatische und 5 zu 1 für langprismatische Exemplare. Die Länge der bearbeiteten Körner variiert zwischen 100 und 300 μm , die Breite zwischen 30 und 100 μm . Die Zirkone 3 bis 6 sind klar durchscheinend, farblos bis leicht rosafarben. Zirkon 1 ist bräunlich trüb, was auf einen metamikten Zustand schließen lässt und durch den vergleichsweise höchsten U-Gehalt von etwa 830 ppm bestätigt wird. Die anderen Körner liegen im Bereich zwischen 140 und 220 ppm U (siehe Anhang D). Alle bearbeiteten Zirkone der Probe DC 95e können als magmatisch eingestuft werden.



Abb.4.12 Durchlichtmikroskopische Aufnahme eines Zirkons der Probe DC 95e: Der Zirkon weist leichte Trübungen auf. In den Randbereichen ist deutlicher Zonarbau zu erkennen.

Abb.4.13 Durchlichtmikroskopische Aufnahme eines Zirkons der Probe DC 95e: Die Außenbereiche des Zirkons sind von deutlichen Rissen durchsetzt. Im Zentrum ist ein Kernbereich zu erkennen, der zunächst konzentrisch umwachsen wurde. Später erfolgte vorwiegend das Wachstum der pyramidalen Bereiche.



Ein relativ häufig auftretendes Problem bei der Datierung von Einzelzirkonen ist die Produktion invers diskordanter Analysepunkte im Concordia-Diagramm (z.B. MEIBNER, 2001). Dieses Phänomen resultiert höchstwahrscheinlich aus einer unvollständigen Lösung des Zirkons während des Aufschlussverfahrens. Dabei verbleibt das radioaktive U in der nicht komplett gelösten Substanz, während das radiogene, nicht auf die Kristallgitterplätze des Urans passende Pb vollständig in Lösung geht. Auf diese Weise erhält man einen rezenten U-Verlust und somit eine Verschiebung der Datenpunkte im Diagramm zu höheren Pb/U-Werten (HEGNER & TODT, mündliche Mitteilung). Dementsprechend erfolgt diese Verschiebung entlang einer Geraden durch den rezenten Nullpunkt und den wahren Zirkonpunkt. Liegen die Zirkone trotz der inversen Diskordanz auf einer gut definierten Diskordia, die zudem durch den Nullpunkt verläuft, so kann man relativ sicher von der geologischen Bedeutung des erhaltenen Schnittpunktalters ausgehen.

Die dreidimensionale Auswertung der Zirkondaten der Probe DC 95e nach WENDT (1989) und TERA & WASSERBURG (1972) liefert ein oberes Schnittpunktalter von 2553 ± 62 Ma und datiert die Protolithentstehung des Gesteins (Abb.4.14). Dieses Alter stimmt exakt mit dem jüngsten Nd-Modellalter der Lokalität 95 Hulimavu überein (Amphibolit DC 95a1 - 2552 Ma, siehe Tabelle 4.1) und zeigt, dass in diesem Zeitraum ein regionales magmatisches Ereignis unter Beteiligung juvenilen Mantelmaterials im östlichen Dharwar Kraton stattgefunden hat.

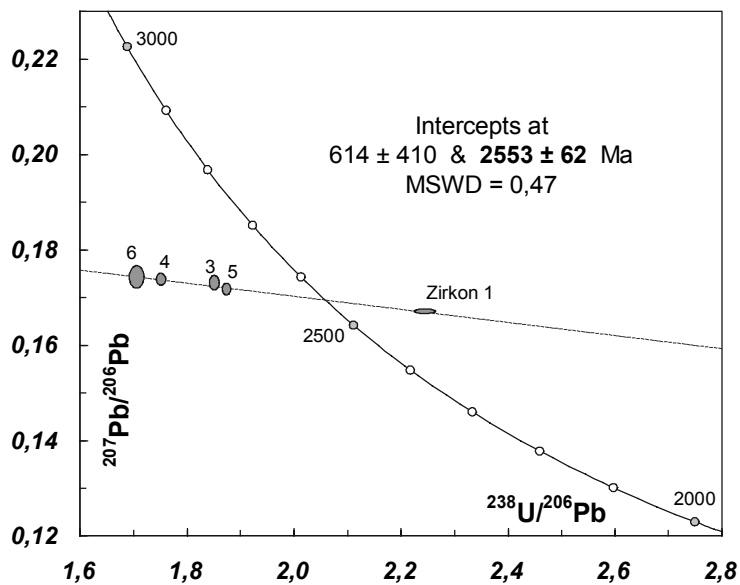
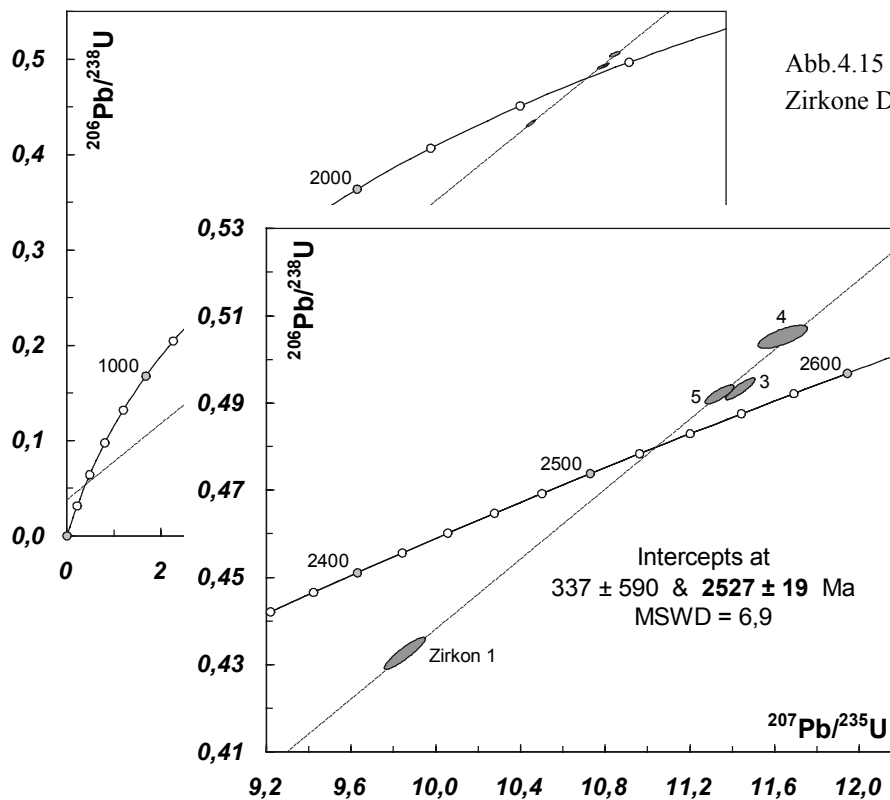


Abb.4.14 Concordia-Diagramm nach TERA & WASSERBURG (1972) der Zirkone DC 95e.

Eine weitere Eingrenzung des Alterswertes durch Auswertung der Daten im Concordia-Diagramm (ohne Zirkon 6 wegen des niedrigen $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Wertes von 95, siehe Anhang D) liefert ein oberes Schnittpunktalter von 2527 ± 19 Ma (siehe Abb.4.15), das im Fehlerbereich von 2553 ± 62 Ma liegt. Der untere Schnittpunkt ist geologisch bedeutungslos und deutet sowohl auf diffusiven Pb-Verlust (TILTON, 1960) als auch auf rezenten U-Verlust hin (Diskordia annähernd durch den Nullpunkt). Das Biotit-Abkühlalter der Probe DC 95e liegt bei 2.2 Ga (siehe Abschnitt 4.1.5.). Diffusiver Pb-Verlust ist wahrscheinlich (CHERNIAK & WATSON, 2000) und spiegelt sich in der (wegen des rezenten U-Verlusts relativen) Diskordanz der Zirkone in Abhängigkeit ihres U-Gehalts wider (siehe Abb.4.15 und Anhang D).



4.1.3. Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen

Die Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen der Lokalitäten 93 bis 96 des östlichen Dharwar Kratons liefern Alterswerte zwischen 2.45 Ga und 2.51 Ga (siehe Abbildungen 4.16 bis 4.19).

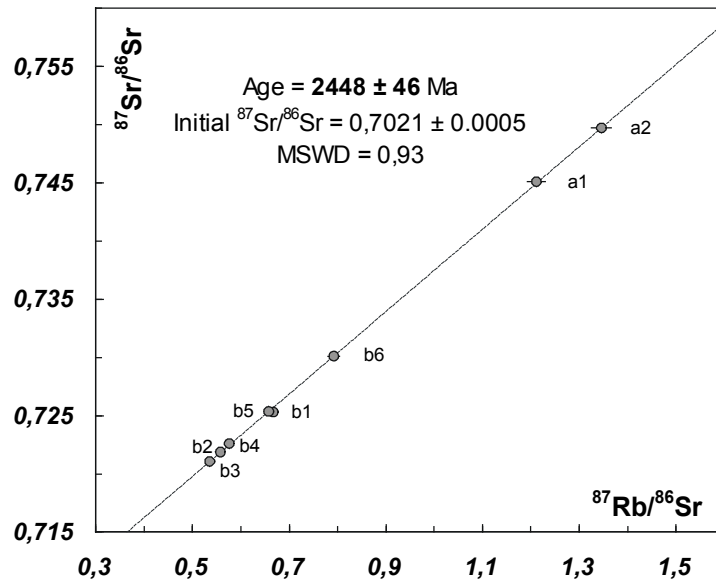


Abb.4.16

Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone
der Lokalität 93 Harobande.

Die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnisse der Isochronen variieren zwischen 0.7013 ± 0.0005 und 0.7021 ± 0.0005 bzw. 0.7025 ± 0.0011 und belegen ebenso wie die Nd-Modellalter und die Zirkondaten unterschiedliche geologische Entwicklungsgeschichten der einzelnen Lokalitäten und ihrer Gesteine. Die Anteile an juvenilem

Gesteinsmaterial, dessen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Wert vor 2.5 Ga zwischen 0.7002 (depleted mantle) und 0.7016 (CHUR) gelegen haben dürfte, scheinen in den jeweiligen Lokalitäten verschieden hoch zu sein.

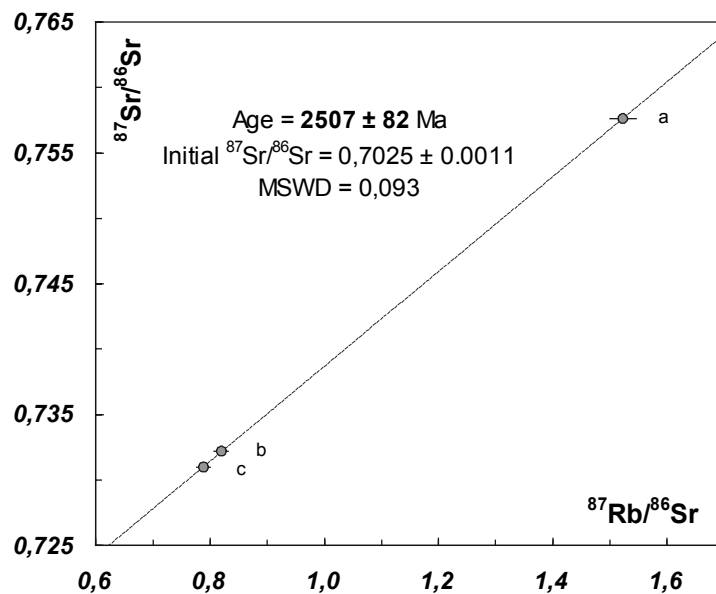


Abb.4.17

Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone
der Lokalität 94 Bettahalsoor.

An den gut definierten Isochronen wird jedoch unabhängig davon deutlich, dass zumindest im Rahmen der Gesteine mit granitoidem Chemismus eine Homogenisierung der Sr-Isotopie innerhalb der jeweiligen Lokalität vor etwa 2.5 Ga

stattgefunden hat. Interessant erscheint dies vor allem unter dem Aspekt, dass in den Zirkonen der Lokalität 94 ein solches Ereignis bezüglich der U-Pb-Isotopie nicht nachzuweisen ist (Protolithentstehung vor ca. 2.9 Ga, ein unterer Schnittpunkt bei ca. 2.5 Ga ist nicht vorhanden).

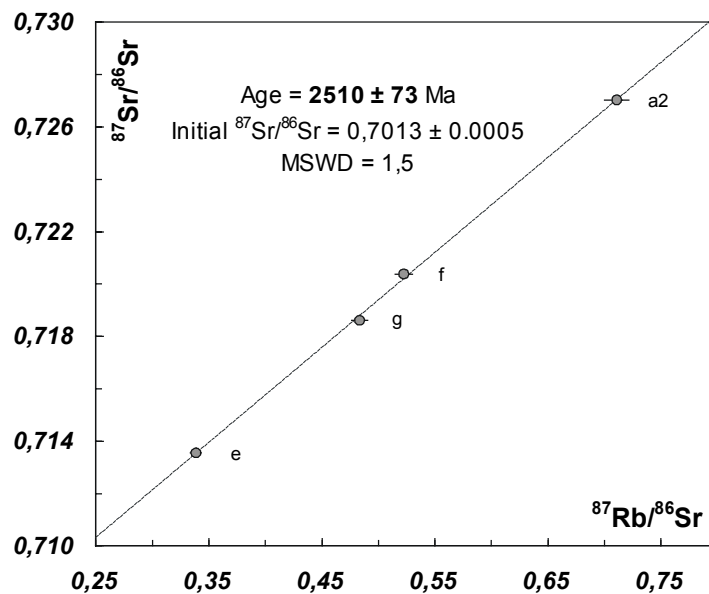


Abb.4.18

Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone der granitoiden Proben der Lokalität 95 Hulimavu.

Die Zirkone der Lokalitäten 93 und 95 liefern etwa 40 bis 50 Ma höhere Alterswerte (2.50 Ga bzw. 2.55 Ga, siehe Abschnitt 4.1.2.) als die jeweiligen Gesamtgesteinsisochronen.

Dementsprechend datieren die Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochronen kein magmatisches Ereignis, sondern das Unterschreiten einer postmagmatischen Abkühltemperatur, die stellenweise mit der Migmatisierung der Gesteinskomplexe in einer amphibolitfaziellen Umgebung einhergeht. Diese Temperatur liegt je nach Probenverteilung innerhalb der Lokalitäten wohl zwischen 600°C und 800°C und ist im Grunde nur über Vergleichsdatierungen an Mineralen wie Zirkon und Biotit festzustellen, deren Schließtemperaturen bezüglich der jeweiligen Isotopensysteme gut definiert sind (Schließtemperatur des U-Pb-Systems in Zirkon ca. 900°C: CHERNIAK & WATSON, 2000; Schließtemperatur des Rb-Sr-Systems in Biotit ca. 300°C: HARRISON & McDOUGALL, 1980).

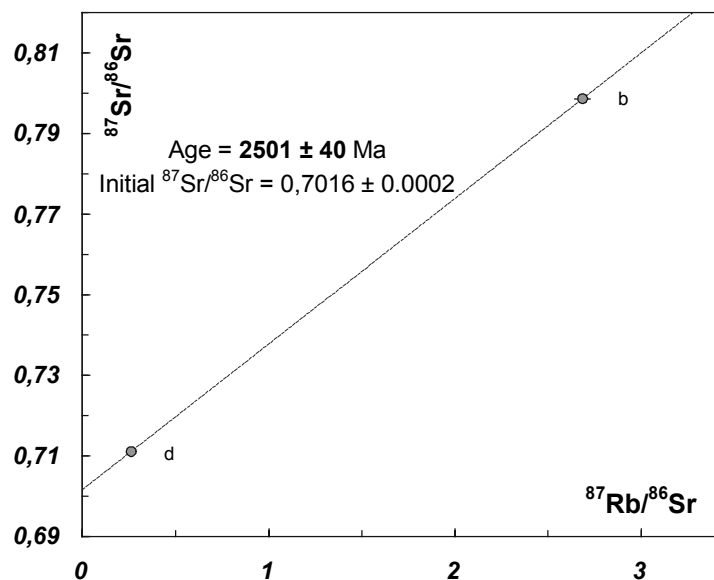


Abb.4.19

Gesamtgesteinsalter der Lokalität 96 südlich von Bangarapet.

Der Amphiboliteinschluss DC 96b der Lokalität 96 scheint vor 2.50 Ga durch starke Biotitisierung die Sr-Isotopie des quarzdioritischen Ganges DC 96d komplett übernommen zu haben. Hier wird durch den Wert 2501 ± 40 Ma sehr wahrscheinlich der Höhepunkt der amphibolitfaziellen Metamorphose anhand der

syntektonischen Intrusion eines Ganges (Biotiteinregelung im Ganggestein parallel zur Foliation der umgebenden Gneise und Amphibolite) und den damit verbundenen metasomatischen Austauschreaktionen mit der Umgebung festgelegt. Die postmetamorphen Biotitabkühlalter von Amphibolit und Ganggestein liegen bei 2.11 Ga bzw. 2.16 Ga (siehe Abschnitt 4.1.5.).

4.1.4. Sm-Nd-Gesamtgesteinsdatierungen

Anhand der Sm-Nd-Gesamtgesteinsdatierungen wird deutlich, um wie viel weniger mobil das Sm-Nd-System gegenüber dem Rb-Sr-System ist. Dieselben Lokalitäten, die gut definierte Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochronen liefern, sind durch wesentlich ungenauer definierte Sm-Nd-Regressionsgeraden charakterisiert, deren jeweilige Alterswerte weder mit Zirkondaten noch mit Rb-Sr-Daten korrelieren.

Lokalität DC 93 liefert eine Sm-Nd-Regressionsgerade mit einem Alterswert von 2037 ± 420 Ma (8 Punkte - MSWD = 6.3 - $\epsilon_{Nd}(t) = -7.6$). Aus den U-Pb-Zirkondaten (2.50 Ga) und den Rb-Sr-Gesamtgesteinsdaten (2.45 Ga) ergibt sich die Schlussfolgerung: Ausbildung einer Mischungslinie im $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramm vor etwa 2.5 Ga mit einer negativen Steigung und einem daraus resultierenden jüngeren, schlecht definierten Alterswert mit hohem Fehler. Material mit extrem niedrigem $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Wert und ϵ_{Nd} (2500 Ma)-Wert ~ 0 (Proben DC 93b) mischt sich mit älterem Krustenmaterial ($T_{DM} = 2.9$ Ga) mit höherem $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, dessen ϵ_{Nd} (2500 Ma)-Wert im Negativbereich liegt (-3.0, Probe DC 93a1).

Ein ähnliches Bild ergibt sich in Lokalität DC 96. Die Proben 96b und 96d liefern eine Gerade mit einem Alterswert von 2181 ± 78 Ma (2 Punkte - $\epsilon_{Nd}(t) = -3.0$). Die entsprechende Rb-Sr-Gerade liegt bei 2501 ± 40 Ma. Auch hier kam es vor 2.5 Ga höchstwahrscheinlich zu einer Mischung der Sm-Nd-Isotopie von Gesteinsmaterial unterschiedlicher Herkunft und Zusammensetzung. Vorwiegend juveniles Material (dioritischer Gang 96d) mit einem positiven ϵ_{Nd} (2500 Ma)-Wert von 0.5 beeinflusst basisches Einschlussgestein aus mittelarchaischem Krustenmaterial ($T_{DM} = 3168$ Ma - ϵ_{Nd} (2500 Ma) = -3.2) mit hohem Sm-Nd-Verhältnis. Dies führt zur Ausbildung einer Geraden mit negativer Steigung vor 2.5 Ga und somit einem jüngeren Alterswert im $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramm.

Die drei Gesteinsproben der Lokalität DC 94 liefern eine Sm-Nd-Isochrone mit einem Alterswert von 2408 ± 560 Ma (MSWD = 0.91), der innerhalb des großen Fehlers mit dem Alterswert der Rb-Sr-Isochrone (2507 ± 82 Ma) übereinstimmt, jedoch aufgrund des extremen Fehlers praktisch nicht in die Interpretation der Daten mit einbezogen werden kann. Der $\epsilon_{Nd}(t)$ -Wert von -1.7 bestätigt allerdings die U-Pb- und Rb-Sr-Analysen dahingehend, dass hier vor ca. 2.5 Ga älteres Krustenmaterial (~ 2.9 Ga - Zirkon) remobilisiert und im Fall der Rb-Sr-Isotopie komplett, im Fall der Sm-Nd-Isotopie eher unvollständig homogenisiert wurde, da die Punkte im $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramm eine sehr geringe Streuung aufweisen und nur aufgrund der relativ hohen Fehler ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.5\%$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.006\%$) eine Isochrone definieren.

Lokalität DC 95 liefert eine 8-Punkt Regressionsgerade mit einem Alterswert von 2646 ± 140 Ma (MSWD = 8.6), der etwa 100 Ma älter ist, als die entsprechenden U-Pb-Zirkon- (~ 2.55 Ga) und Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter (~ 2.51 Ga). Dies deutet auf die Bildung einer Mischungslinie vor ca. 2.55 Ga hin, bei der sich juveniles basisches Gesteinsmaterial mit hohem $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ (~ 0.2) und hohem ϵ_{Nd} (2500 Ma) von etwa 2.5 (depleted mantle) mit älterem spät- bis mittelarchaischem Krustenmaterial mit niedrigem $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ und einem niedrigen ϵ_{Nd} (2500 Ma)-Wert von etwa -2 vermengt (-1.7, Probe DC 95a2). Zumindest innerhalb der beprobten Spanne führt dies zu einigen Mischungsvarianten der Sm-Nd-Isotopie und einer daraus resultierenden Regressionsgerade mit positiver Steigung zum Zeitpunkt der Mischung. Am deutlichsten kommt die Mischung der Sm-Nd-Isotopie in den beiden in direktem Kontakt zueinander stehenden lokalen geochemischen und petrologischen Endgliedern DC 95a1 und DC 95a2 zum Ausdruck, deren $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Gerade einen Alterswert von 2855 ± 82 Ma aufweist (siehe auch Abschnitt 4.2 Ergebnisse der Kleinbereichsuntersuchung DC 95a).

Alle bearbeiteten Proben des westlichen Dharwar Kratons definieren eine Isochrone mit einem Alterswert von 3136 ± 63 Ma (siehe Abb.4.20). In Analogie zu den relativ einheitlichen Nd-Modellaltern von 3.1 bis 3.3 Ga (siehe Abb.4.1 und Tabelle 4.1) und unter Berücksichtigung der Tatsache, dass diese Proben ein Gneisareal von mehreren 100 km^2 repräsentieren, sollte dieser Wert keinesfalls als geologisch bedeutsames Ereignisalter interpretiert werden. Vielmehr liefert die Auswertung einen Hinweis auf eine isotopengeochemisch relativ hohe Homogenität des oberen Erdmantels im Bereich des westlichen Dharwar Kratons während des mittleren Archaikums und sollte eine Art Mantelabspaltungszeitraum definieren. Interessant ist unter diesem Gesichtspunkt der $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Wert von 0.2, der andeutet, dass besagter oberer Erdmantel im mittleren Archaikum eher CHUR-Zusammensetzung als diejenige eines verarmten Mantels (depleted mantle) aufwies.

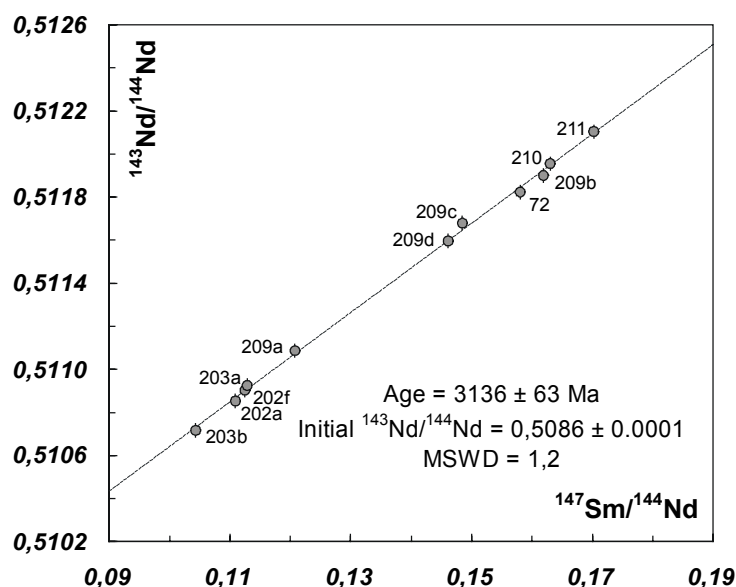


Abb.4.20
Sm-Nd-Gesamtgesteinisochrone der Proben des westlichen Dharwar Kratons.

4.1.5. Sm-Nd-Granatdatierung

Die einzige aufgrund des Mineralgehalts mögliche Granat-Gesamtgesteinsdatierung an einem trondhjemitischen Gneis des westlichen Dharwar Kratons (Gesteinsprobe DC 72) lieferte ein Alter von 2428 ± 85 Ma mit einem $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Wert von -3.8.

Der große Fehler des Alters beruht auf der feinkörnigen Verwachsung von Granat mit Ilmenit, die mechanisch wegen der praktisch gleichen physikalischen Eigenschaften (Größe, Dichte, magnetische Suszeptibilität) der beiden Minerale nicht aufgelöst werden konnte (für handpicking war die Korngröße zu gering). Dadurch wurde ein Granat-Ilmenit-Gemisch datiert, dessen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Wert relativ nah an demjenigen des Gesamtgesteins liegt, woraus eine geringe Streuung der Punkte im $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramm und damit ein hoher Fehler des Alters resultiert.

Nach MEZGER et al. (1992) kann man für Granate bezüglich des Sm-Nd-Systems eine Schließtemperatur von $600 \pm 30^\circ\text{C}$ annehmen, was bedeutet, dass man durch Granatdatierungen an amphibolitfaziellen Gesteinen etwa den Zeitraum des Metamorphose-Peaks erhält.

Somit gibt das Alter von 2428 ± 85 Ma und der $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Wert von -3.8 einen Hinweis auf eine frühproterozoische amphibolitfazielle Metamorphose im westlichen Dharwar Kraton, bei der nach bisherigen Erkenntnissen über Nd-Modellalter (größer 3000 Ma) und ϵ_{Nd} (2500 Ma)-Werte (im negativen Bereich) - eine Zusammenfassung der Daten erfolgt in WILLBOLD (2001) - ausschließlich mittelarchaisches Krustenmaterial remobilisiert und überprägt wurde.

4.1.6. Rb-Sr-Biotitdatierungen

Insgesamt wurden im Rahmen dieser Arbeit sechs Rb-Sr-Biotit-Gesamtgestein-Datierungen durchgeführt, die von NW nach SE folgende Alter ergaben:

Probe DC 93b5 im östlichen Dharwar Kraton:	2406 ± 35 Ma
Probe DC 72 im westlichen Dharwar Kraton:	2396 ± 35 Ma
Probe DC 94 im östlichen Dharwar Kraton:	2368 ± 34 Ma
Probe DC 95 im östlichen Dharwar Kraton:	2195 ± 32 Ma
Probe DC 96d im östlichen Dharwar Kraton:	2157 ± 31 Ma
Probe DC 96b im östlichen Dharwar Kraton:	2112 ± 31 Ma

Die Alterswerte, die das Unterschreiten der Rb-Sr-Schließtemperatur des Biotits von ~ 300°C (HARRISON & McDOUGALL, 1980) datieren und somit Abkühlalter sind, werden offensichtlich von NW nach SE jünger.

In ähnlicher Weise nehmen die festgestellten p-T-Bedingungen im Dharwar Kraton von N nach S zu (vergleiche Abb.1.3 Kapitel 1).

Ergänzt man diese Werte mit Literaturdaten des südlichen Dharwar Kratons und der Nilgiri Hills, so ergibt sich eine relativ kontinuierliche Abnahme der Biotitalter über einen Bereich von mehreren Hundert km² im südlichen Dharwar Kraton und den Nilgiri Hills:

JAYANANDA et al. (1998):	2200 ± ? Ma in der Umgebung von Gundlupet im westlichen Dharwar Kraton.
MEIBNER (2001):	2137 und 2091 ± 52 Ma in der Kollegal-Scherzone (südliche <i>CT</i> in Abb.1.2) im westlichen Dharwar Kraton.
PEUCAT et al. (1993):	2092 und 2067 ± 10 Ma in der Umgebung von Krishnagiri im östlichen Dharwar Kraton.
RAITH et al. (1999):	1771 ± 10 Ma in den Nilgiri Hills als höchster Wert.

Auf diese kontinuierliche Abnahme der Biotitalter von NW nach SE soll in Kapitel 5 Zusammenfassende Diskussion nochmals näher eingegangen werden.

4.1.7. Die Alterswerte im Überblick

In nachfolgender Tabelle sind die aus Mineral- und Gesamtgesteinsdatierungen erhaltenen Alterswerte nach Lokalitäten geordnet zusammengefasst. Die jeweilige Abkühlrate bezieht sich auf die frühproterozoische Abkühlung und stellt einen Durchschnittswert dar, der von Werten einer möglicherweise stufenweisen Abkühlung abweichen kann.

<i>Lokalität</i>	<i>Probe</i>	<i>Methode</i>	<i>Alterswert</i>	<i>Schließtemperatur</i>	<i>Abkühlrate*</i>
<i>östlicher Dharwar Kraton</i>					
DC 93	DC 93b5	U-Pb-Zirkon	2496 ± 8 Ma	~ 900 °C	
	93a1 bis 93b6	Sm-Nd-Gesamtgestein	2037 ± 420 Ma	Mischungslinie	
	93a1 bis 93b6	Rb-Sr-Gesamtgestein	2448 ± 46 Ma	700 ± 150 °C	
	DC 93b5	Rb-Sr-Biotit	2406 ± 35 Ma	~ 300 °C	7 °C/Ma
DC 94	DC 94b	U-Pb-Zirkon	2914 ± 20 Ma	~ 900 °C	
	94a bis 94c	Sm-Nd-Gesamtgestein	2408 ± 560 Ma	Mischungslinie	
	94a bis 94c	Rb-Sr-Gesamtgestein	2507 ± 82 Ma	700 ± 150 °C	
	DC 94a	Rb-Sr-Biotit	2368 ± 34 Ma	~ 300 °C	~ 3 °C/Ma
DC 95	DC 95e	U-Pb-Zirkon	2553 ± 62 Ma	~ 900 °C	
	95a1 bis 95g	Sm-Nd-Gesamtgestein	2646 ± 140 Ma	Mischungslinie	
	95-a2-e-f-g	Rb-Sr-Gesamtgestein	2510 ± 73 Ma	700 ± 150 °C	
	DC 95e	Rb-Sr-Biotit	2195 ± 32 Ma	~ 300 °C	2 °C/Ma
DC 96	96b und 96d	Sm-Nd-Gesamtgestein	2181 ± 78 Ma	Mischungslinie	
	96b und 96d	Rb-Sr-Gesamtgestein	2501 ± 40 Ma	700 ± 150 °C	
	DC 96b	Rb-Sr-Biotit	2112 ± 31 Ma	~ 300 °C	
	DC 96d	Rb-Sr-Biotit	2157 ± 31 Ma	~ 300 °C	~ 1 °C/Ma
<i>westlicher Dharwar Kraton</i>					
DC 72	DC 72	U-Pb-Zirkon	3237 ± 27 Ma	~ 900 °C	
	DC 72	Sm-Nd-Granat	2428 ± 85 Ma	~ 600 °C	
	DC 72	Rb-Sr-Biotit	2396 ± 35 Ma	~ 300 °C	~ 9 °C/Ma
WDC	202 bis 211/72	Sm-Nd-Gesamtgestein	3136 ± 63 Ma	Mantelabspaltung ?	

* Durchschnittswert, bezogen auf die frühproterozoische postmagmatisch-metamorphe Abkühlung

Tabelle 4.2 Zusammenfassung aller aus Mineral- und Gesamtgesteinsuntersuchungen erhaltenen Alterswerte.

Wie man hier bereits gut erkennen kann, sind die einzelnen Lokalitäten durch stark voneinander abweichende geologische Entwicklungsgeschichten im Archaikum und frühen Proterozoikum gekennzeichnet. Eine ausführliche Diskussion dieser Ergebnisse soll in Kapitel 5 folgen.

4.1.8. Nd-Sr-Korrelation der Gesamtgesteinsproben

Die Korrelation der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopie mit der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopie der Gesteinsproben des östlichen Dharwar Kratons vor 2500 Ma ergibt ein einheitliches Bild (siehe Abb.4.21). Die Proben liegen in einem Feld, das durch die weitgehend repräsentativen Endglieder zweier Mischungslinien definiert ist. Zum einen die Proben DC 95a1 und DC 95d als Vertreter eines spätarchaischen verarmten oberen Erdmantels, zum anderen die Proben DC 96c und Ind 61e (JAYANANDA et al., 2000) als Vertreter einer mittelarchaisch entstandenen (älter 3000 Ma: Nd-Modellalter = 3313 und 3198 Ma) gabbroiden bzw. granitoiden kontinentalen Kruste des östlichen Dharwar Kratons. Die kleinen Punkte auf den Begrenzungslinien des Mischungsfeldes aus Abbildung 4.21 sind die berechneten Werte für 95%, 90%, 80%, 60%, 40% und 20% Anteil der Isotopie des „verarmten oberen Erdmantels“ (Proben DC 95a1 und DC 95d) an der Mischung mit der jeweiligen Isotopie der Repräsentanten kontinentaler Kruste (Proben Ind 61e und DC 96c).

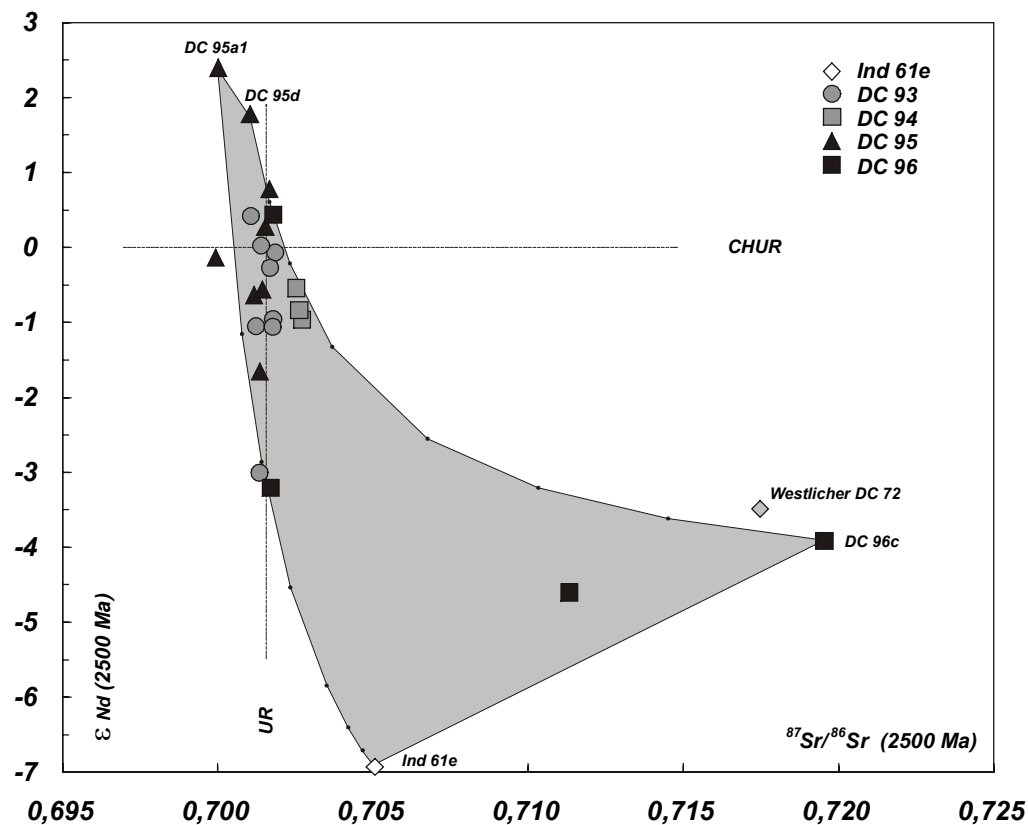


Abb.4.21 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - ϵ_{Nd} - Korrelationsdiagramm zurückgerechnet auf 2500 Ma.

Aus dem Korrelationsdiagramm wird deutlich, dass die untersuchten Gesteinsproben im ausgehenden Archaikum durch die Mischung von juvenilem verarmtem Mantelmaterial mit mittelarchaisch gebildetem kontinentalen Krustenmaterial (TTG-Serien des Dharwar Kratons, z.B. MOYEN et al., 2001) entstanden sind, wobei der Mantelanteil an der Nd- und Sr-Isotopie der Gesteine - außer bei den Proben DC 96c, DC 96a und Ind 61e (JAYANANDA et al., 2000) - mehr als 80% beträgt. Daraus lässt sich aufgrund des weiten geochemischen Spektrums der bearbeiteten Proben schließen, dass zusätzlich

zur Mischung, auch anschließende Differentiationsprozesse bei der Bildung der Gesteine eine Rolle gespielt haben. MOYEN et al. (2001) postulieren ähnliche Prozesse für die Entstehung des Closepet Batholiths - nach CHADWICK et al. (2000) der westliche Teil des Dharwar Batholiths - im späten Archaikum. Aus dem Diagramm geht zudem hervor, dass um 2500 Ma innerhalb der jeweiligen Lokalitäten eine weitgehende Homogenisierung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopie erfolgte. Dieser Sachverhalt wurde bereits in Abschnitt 4.1.3. Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen belegt. Im Gegensatz dazu zeigt die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopie auch innerhalb der Aufschlüsse keine solche Tendenz. Das weniger mobile Nd-System konserviert teilweise die Parameter einer vorherigen mittel- bis spätarchaischen Nd-Isotopenentwicklung. Aus diesem Grund wurde in der folgenden Konzentrations-Isotopie-Korrelation auf die Betrachtung des Sr-Systems verzichtet und nur das Nd-System berücksichtigt (Abb.4.22). Auch in diesem Diagramm werden Mischungstendenzen deutlich, wobei offensichtlich zusätzlich bereits differenziertes Material (z.B. Proben der Lokalität DC 93) in archaisch-proterozoische Mischungsvorgänge einbezogen war. Aus solchen Mischungsreihen resultieren die schlecht definierten Regressionsgeraden aus Abschnitt 4.1.4. mit niedrigen proterozoischen „Alterswerten“, die kein geologisches Ereignis datieren.

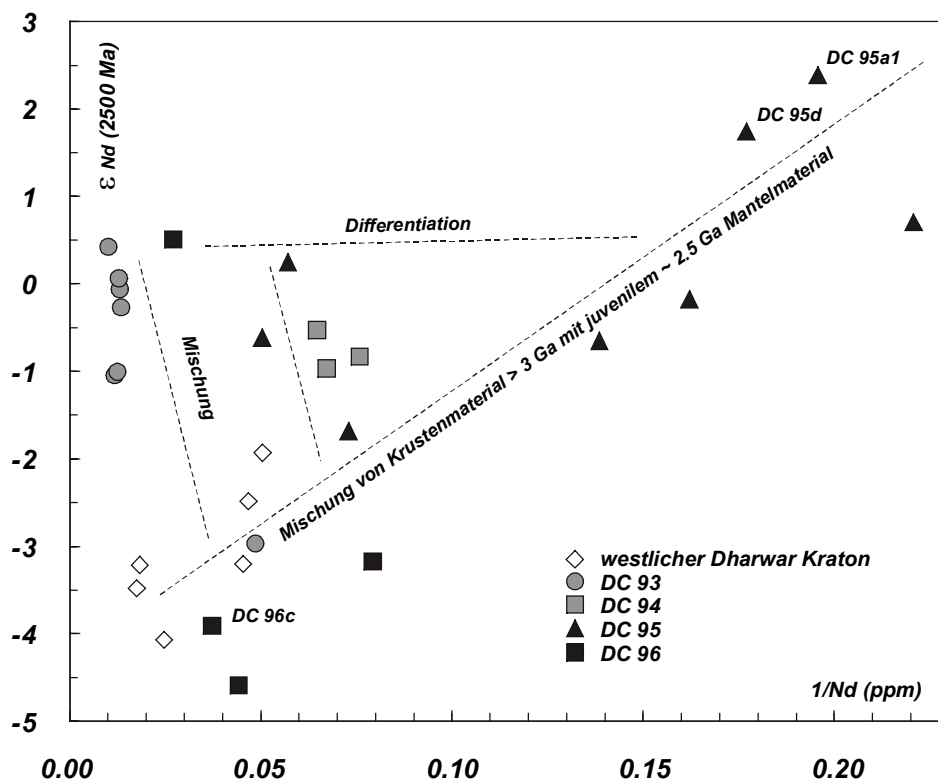


Abb.4.22 $1/\text{Nd} - \epsilon_{\text{Nd}}(2500 \text{ Ma})$ - Korrelation: Im Diagramm sind Mischung- und Differentiationstendenzen dargestellt. Vertreter einer mittelarchaischen kontinentalen Kruste sind hier auch die Proben der Lokalitäten 209 bis 211 des westlichen Dharwar Kratons.

4.2. Ergebnisse der Kleinbereichsuntersuchung DC 95a

Die Gesamtprobe DC 95a stammt aus der Lokalität Hulimavu südlich von Bangalore (siehe Abb.1.4) und stellt einen Übergangsbereich von amphibolitischem Einschluss zu granitoidem Wirtsgestein dar. Entsprechend Abbildung 4.23 wurden die zwei Teilbereiche DC 95a1 und DC 95a2 im Rahmen der Gesamtgesteinsuntersuchungen bearbeitet. Die Kleinbereiche 1 bis 16 wurden bezüglich ihrer Sm-Nd- und Rb-Sr-Isotopie untersucht. In die Diskussion der Sm-Nd-Isotopie der Kleinbereiche wurde der Teilbereich DC 95a2 als Randzone integriert.

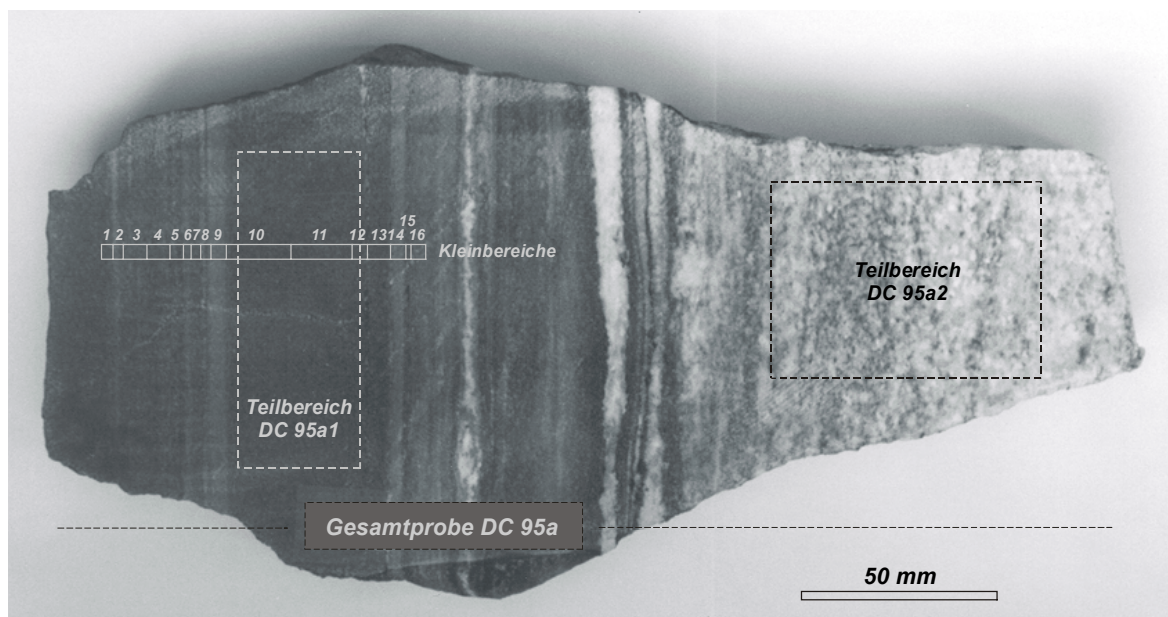


Abb.4.23 Gesamtprobe DC 95a mit den Teilbereichen DC 95a1 (amphibolitisch) und DC 95a2 (granitoid) sowie den Kleinbereichen 1 bis 16 im amphibolitischen Zentralteil der Probe.

Das Profil der Kleinbereiche hat eine Länge von 83 mm. Dementsprechend liegt der Zentralteil des Randbereichs DC 95a2 bei etwa 200 mm. Die Ergebnisse der isotopengeochemischen Untersuchungen der Kleinbereiche sind in Anhang C zusammengefasst.

4.2.1. Rb-Sr-Untersuchung der Kleinbereiche

Da die Kleinbereiche im $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm keine Isochrone liefern, also zu keinem Zeitpunkt eine ausreichende Homogenisierung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopie stattgefunden hat, erfolgte eine Untersuchung unter Rückrechnung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte der Kleinbereiche für einen Zeitraum von vor 2000 Ma bis 2700 Ma (Abb.4.24).

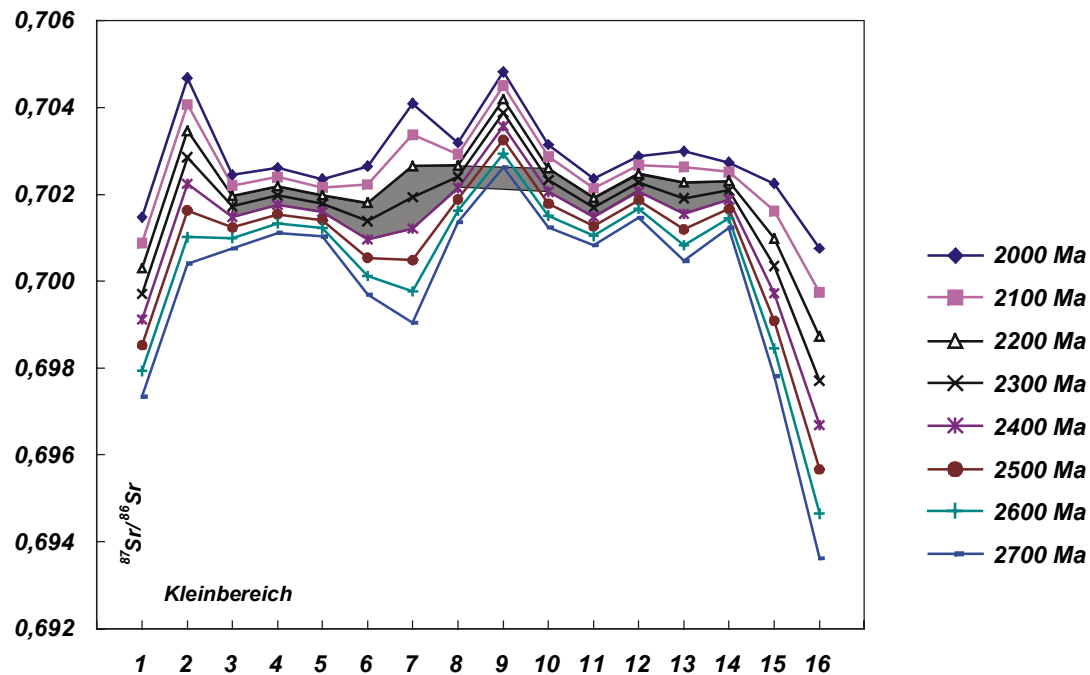


Abb.4.24 Zurückgerechnete $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte der Kleinbereiche auf einen Zeitraum von vor 2000 bis 2700 Ma.

Wie aus der Abbildung hervorgeht, fand im Zentralbereich des Profils (Kleinbereiche 3 bis 14) eine weitgehende $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Homogenisierung vor 2200 bis 2400 Ma statt (grau unterlegter Bereich). Kleinbereich 9 war nicht von dieser Homogenisierung beeinflusst, was entweder auf foliationsparallele Austauschreaktionen mit dem Wirtsgestein oder aber auf eine Störung des Austausches mit den benachbarten Kleinbereichen zurückzuführen ist. Kleinbereich 9 zeigt als einziger Bereich eine Tendenz zu granulitfazieller Überprägung, die sich in der gehäuft Ausbildung von Pyroxenen in einem granoblastisch-polygonalen Gefüge mit der Entwicklung von 120° -Winkeln an Triplepunkten äußert (YARDLEY et al., 1992). Die Schicht des Kleinbereichs 9 scheint gegen amphibolitfazielle Austauschreaktionen weitgehend abgeschottet gewesen zu sein. Kleinbereich 2 erfuhr eine Homogenisierung mit den Nachbarbereichen 3 und 4 und 5 bereits vor ca. 2600 Ma. Die Randbereiche 1 und 14 und 15 hängen in ihrer Sr-Isotopenentwicklung etwas zurück und scheinen erst im mittleren Proterozoikum eine ähnliche Isotopie wie die Nachbarbereiche auszubilden. Aufgrund dieser Ergebnisse beschränken wir uns bei der Abschätzung des Zeitraums einer amphibolitfaziellen Metamorphose auf die Betrachtung der Kleinbereiche 3 bis 14 ohne Kleinbereich 9.

Tatsächlich ergibt sich für diese Kleinbereiche eine bestmöglichst definierte $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Regressionsgerade (MSWD = 28) mit einem Alterswert von 2.26 ± 0.15 Ga. Geht man von einem Temperaturbereich zwischen 500°C und 600°C für die Homogenisierung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopie aus (DETERS-UMLAUF, 1997; MEIBNER, 2001), so ergibt sich für die Lokalität DC 95 Hulimavu eine gleichmäßige postmagmatisch-metamorphe Abkühlrate von etwa $2^\circ\text{C}/\text{Ma}$ zwischen 2550 Ma (Zirkon und jüngstes Nd-Modellalter) und 2195 Ma (Biotit).

4.2.2. Sm-Nd-Untersuchung der Kleinbereiche

Der Durchschnitt der Nd-Modellalter (depleted mantle) der 16 Kleinbereiche ergibt einen Wert von 2586 ± 54 Ma (1σ -Abweichung) und stimmt mit dem Wert des Teilbereichs DC 95a1 von 2552 Ma überein. Da die Kleinbereiche durch sehr hohe $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Werte gekennzeichnet sind (0.188 - 0.218), erfolgte die Berechnung der Modellalter über ein zweistufiges Modell nach LIEW & HOFMANN (1988) bzw. MILISENDA et al. (1994). Es ist von einem postmagmatischen Fraktionierungsprozess zwischen gabbroidem und granitoidem Gesteinsmaterial im frühen Proterozoikum auszugehen. Dabei wurden die gleichen Mantelparameter wie in Abschnitt 4.1.1. verwendet. Als $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Wert einer gabbroiden Kruste wurde 0.15 angenommen. Der Fraktionierungszeitraum lag aufgrund der Zirkon-, Rb-Sr-Kleinbereichs- und Biotitdaten wahrscheinlich bei etwa 2500 Ma (siehe Tabelle 4.2).

Die Rückrechnung der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Werte als ϵ_{Nd} -Werte vor 2500 Ma über das Kleinbereichsprofil und die Randzone DC 95a2 ist in Abbildung 4.25 dargestellt.

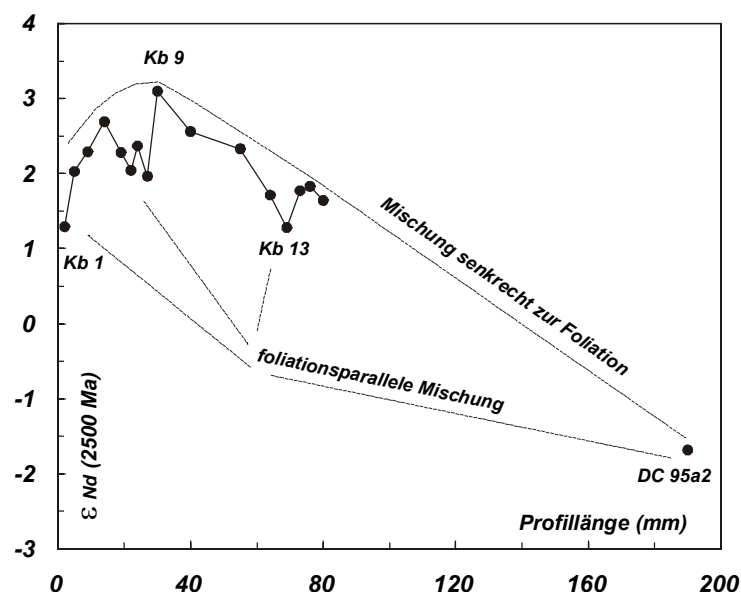


Abb.4.25 Verlauf der ϵ_{Nd} -Werte zurückgerechnet auf 2500 Ma über das Profil der Kleinbereiche 1 bis 16 der Probe DC 95 und des randlichen Teilbereichs DC 95a2.

Man erkennt deutlich die Angleichung der Nd-Isotopie vom Zentralbereich (Kb 9) über den Randbereich (Kb 16) des Profils an die Isotopie des Teilbereichs DC 95a2.

Hier hat offensichtlich ein senkrecht zur Foliation wirksamer Austausch- und Mischungsprozess stattgefunden. Ähnlich verlief die Beeinflussung der Kleinbereiche 1, 6, 8 und 13 durch den Teilbereich DC 95a2 mit der Ausnahme, dass hier aufgrund der Unterschiede in der Isotopie benachbarter Kleinbereiche (z.B. Kb 8 und Kb 9 oder Kb 13 und Kb 14) von weitgehend foliationsparallelen Austauschprozessen auszugehen ist.

Unterschiedliche Isochronenalter für unterschiedlich ausgewählte Proben bestätigen die Bildung von verschiedenen Mischungslinien. Die Kleinbereiche 9 - 10 - 11 - 14 - 15 - 16 und Teilbereich DC 95a2 liefern eine $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isochrone mit einem Alter von 2854 ± 60 Ma (MSWD = 0.21). Die wahrscheinlich foliationsparallel beeinflussten Kleinbereiche 1 - 6 - 8 - 13 und Teilbereich DC 95a2 liefern eine jüngere Isochrone mit einem Alter von 2762 ± 56 Ma (MSWD = 0.49). Beide Alterswerte sind deutlich älter als das Zirkonalter der Probe DC 95e und das Nd-Modellalter des Teilbereichs DC 95a1, die 2.55 Ga betragen. Dies weist auf die Ausbildung einer Mischungslinie zu einem jüngeren Zeitpunkt (~2500 Ma) hin, bei der juveniles gabbroides Gesteinsmaterial mit hohem ϵ_{Nd} -Wert (2-3) mit granitoidem Gesteinsmaterial mit niedrigem ϵ_{Nd} -Wert (-2) gemischt wurde, wodurch eine Mischungslinie mit positiver Steigung im $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramm entstand, die relativ höhere Alterswerte aufweist und kein geologisches Ereignis datiert. Durch von fluiden Phasen unterstützte Prozesse im amphibolitfaziellen Metamorphosebereich erfolgte im Anschluss an Magmenintrusionen vor 2.55 Ga wahrscheinlich über mehrere 100 Millionen Jahre ein Stoffaustausch zwischen Einschlüssen und Wirtsgesteinen, der wohl definitiv (wenn überhaupt) erst vor etwa 2200 Ma durch das Unterschreiten der Biotit-Schließtemperatur von ca. 300°C beendet wurde.

5. Zusammenfassende Diskussion

Der in dieser Arbeit untersuchte südliche Bereich des Dharwar Kratons ist sowohl in seinem westlichen als auch in seinem östlichen Teil durch eine seit über 3 Ga andauernde Krustenentwicklung charakterisiert (Nd-Modell- und Zirkonalter dieser Arbeit und Abschnitt 1.1.4.). Eine letzte große Phase der Überprägung mit anschließender Konsolidierung erfolgte im späten Archaikum bis frühen Proterozoikum (Abschnitte 1.1.2 und 1.1.4).

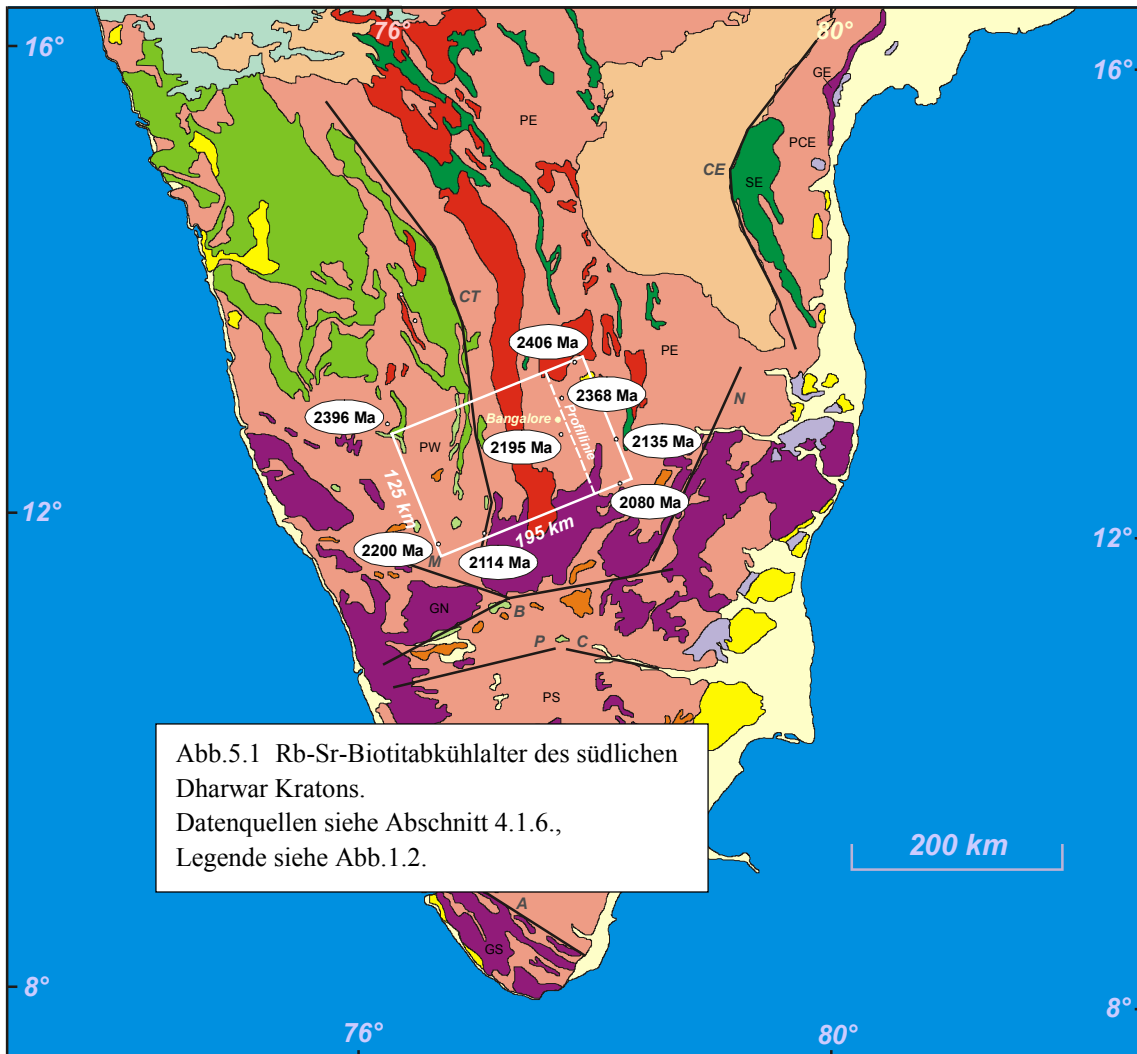
Dabei kam es im westlichen Dharwar Kraton mit Ausnahme der Schiefergürtel nach bisherigen Erkenntnissen (Abschnitt 1.1.4.) ausschließlich zur Remobilisierung und metamorphen Überprägung einer mittelarchaisch - wahrscheinlich aus einem Erdmantel mit chondritischer Zusammensetzung (Abschnitte 4.1.1. und 4.1.4.) - gebildeten kontinentalen Kruste.

In den Gneis- und Granitarenalen des östlichen Dharwar Kratons wurde hingegen juveniles Gesteinsmaterial eines verarmten oberen Erdmantels einer bis dahin hauptsächlich mittelarchaisch und möglicherweise früh-spätaarchaisch (ca. 2.9 Ga: Zirkonalter DC 94b) gebildeten Kruste zugeführt (Abschnitte 4.1.1 bis 4.1.8), was zu unterschiedlichen Arten der Gesteinsbildung durch Magmenmischung, Magmendifferentiation, Migmatisierung und Metamorphose führte. Bei diesem Ereignis erfolgte im Aufschlussmaßstab eine Homogenisierung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopie (Abschnitt 4.1.3.), während es im gleichen Zeitraum und Maßstab zur Bildung von Mischungslinien im Sm-Nd-System kam (Abschnitt 4.1.4.). Die anschließende Konsolidierung und Abkühlung kontinentaler Kruste unter eine Temperatur von etwa 300°C erfolgte im Dharwar Kraton bis vor etwa 2100 Ma, in den südlich angrenzenden Nilgiri Hills noch später (Abschnitt 4.1.6).

Strukturgeologische Merkmale unterschiedlicher Deformationsphasen, wie sie NAHA et al. (1990, 1993 und 1996) beschreiben, und die der Anlass zu dieser Untersuchung waren, resultieren bei den Einschlüssen der Lokalitäten DC 93 Harobande und DC 95 Hulimavu des östlichen Dharwar Kratons aus einem Zeitraum von etwa 250 Ma zwischen 2550 Ma (Zirkonalter) und 2200-2400 Ma (Biotitabkühlalter). Die Einschlüsse des westlichen Dharwar Kratons und der Lokalität DC 96 erfuhren ihre strukturelle Prägung wahrscheinlich auch in diesem Zeitraum, könnten aber auch ältere, zwischen dem mittleren und dem späten Archaikum wirksame Deformationsphasen überliefern. Folglich können entsprechende strukturgeologische Aspekte nicht zur zeitlichen und genetischen Zuordnung von Krustenmaterial zu einzelnen Krustenblöcken mit unterschiedlicher geodynamischer Entwicklung (westlicher Dharwar Kraton - östlicher Dharwar Kraton) herangezogen werden.

Hier bleibt im Grunde nur die Erkenntnis, dass die unterschiedlichen Regionen und Gesteine detaillierter Untersuchungen verschiedener geowissenschaftlicher Zweige bedürfen, um die jeweils wirksamen geodynamischen Prozesse herauszuarbeiten.

Die bereits in Abschnitt 4.1.6. erwähnte, weitgehend kontinuierliche Abnahme der Rb-Sr-Biotitabkühlalter im südlichen Dharwar Kraton ist zusammenfassend in Abbildung 5.1 dargestellt.



Berücksichtigt man die p-T-Bedingungen der späarchaisch-frühproterozoisch wirksamen Metamorphose im Dharwar Kraton (Abb.1.3), so erhält man im westlichen und im östlichen Teil bei gleichen Abkühltemperaturen von etwa 300°C unterschiedliche Krustentiefen.

Im westlichen Dharwar Kraton resultiert aus einer Temperatur von 300°C vor etwa 2400 Ma in Lokalität DC 72 eine Krustentiefe von ca. 9 km, im östlichen Dharwar Kraton beträgt die Krustentiefe in Lokalität DC 93 im selben Zeitraum ca. 7 km. Geht man weiter davon aus, dass die in den Lokalitäten DC 72, DC 93 und DC 95 ermittelte konstante Abkühlrate der beiden Krustensegmente (siehe Tabelle 4.2) in erster Linie von einer weitgehend konstanten Aufstiegs geschwindigkeit der kontinentalen Kruste abhängt, so kann man die Krustentiefe der einzelnen Lokalitäten vor 2400 Ma rekonstruieren. Es ergibt sich für die heutige Oberfläche des südlichen Dharwar Kratons (Ausschnitt aus Abb.5.1) eine vor 2400 Ma nach SE etwa in Richtung 155° abfallende Fläche mit einer zunehmenden Krustentiefe von 7 bis 19 km.

Diese Fläche ist als Blockbild in Abbildung 5.2 und als Profil in Abbildung 5.3 dargestellt (Schnitt aus Abb.5.1).

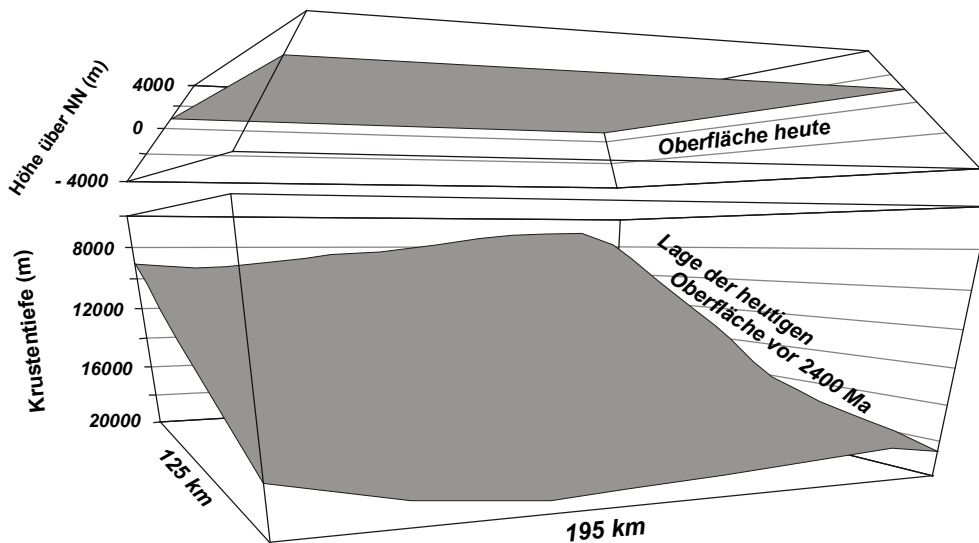


Abb.5.2 Blockbild der rekonstruierten Tiefenlage vor 2400 Ma der heutigen Oberfläche im südlichen Dharwar Kraton. Ausschnitt aus Abb.5.1 - „Blick nach Norden“.

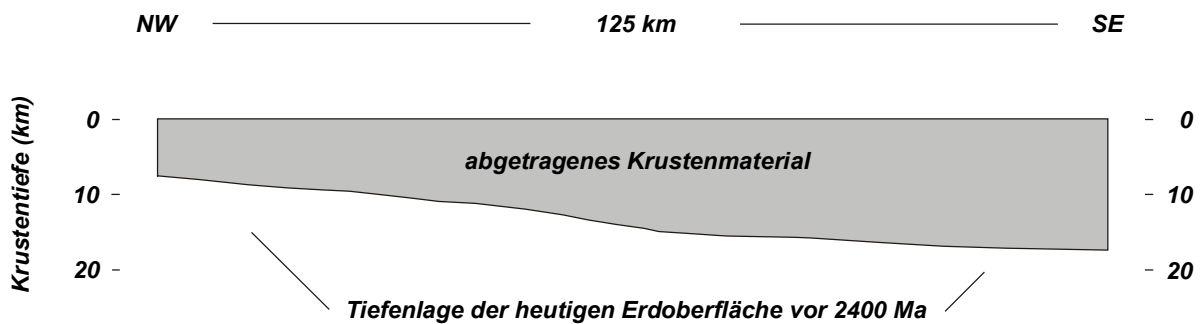


Abb.5.3 Profildarstellung der heutigen Oberfläche im südlichen Dharwar Kraton vor 2400 Ma. Verlauf der Profillinie siehe Abb.5.1.

Der Verlauf dieser Fläche lässt darauf schließen, dass sich im späten Archaikum bis frühen Proterozoikum eine orogene Wurzelzone im südlichen Dharwar Kraton bildete, deren isostatischer Aufstieg in ein Krustenniveau von etwa 8 km innerhalb der anschließenden 200 - 300 Ma (in den Nilgiri Hills möglicherweise 500 Ma) erfolgte. Dieses Ergebnis korreliert mit der Zunahme der p-T-Bedingungen (Abb.1.3) vom Randbereich (NW) zum Zentralbereich (SE) des Orogens.

Die Bildung eines solchen Orogens setzt ein Kompressionsregime in NW-SE-Richtung voraus. Die gleichzeitig postulierte Entwicklung juveniler Mantelschmelzen und die Ausbildung eines low-grade- und eines high-grade-terrains, wie in Abschnitt 1.1.4. beschrieben, kann dem Aktualitätsprinzip folgend nur im Bereich einer im südlichen Dharwar Kraton nach NW abtauchenden Subduktionszone auftreten, wie sie modellhaft in Abbildung 5.4 dargestellt ist.

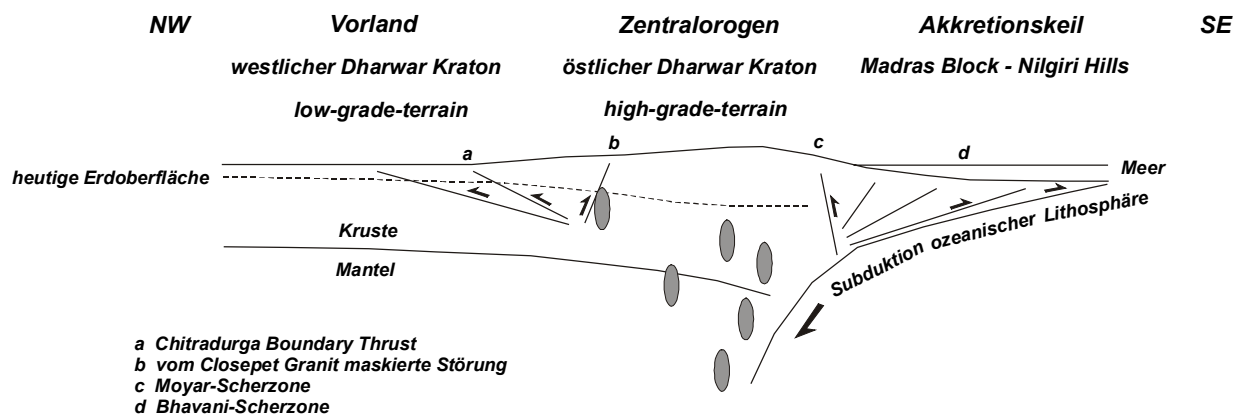


Abb.5.4 Schematisierte Modellvorstellung zur geodynamischen Entwicklung des südlichen Dharwar Kratons im späten Archaikum.

Dieses Modell unterstützt die These von CHADWICK et al. (2000), die den Dharwar Kraton aufgrund von strukturellen Untersuchungen im Sandur Schist Belt (nördlicher Dharwar Kraton, siehe Abb.1.4) „als das Resultat einer spätarchaisch schräg verlaufenden (oblique) Konvergenz“ an einer um den westlichen Dharwar Kraton umlaufenden - unter diesen abtauchenden - Subduktionszone interpretieren. Ebenso lassen sich in dieses Modell die von RAITH et al. (1999) als sedimentären Ursprungs identifizierten Nilgiri Hills als Akkretionskeil integrieren, und auch die bisher nachgewiesenen Störungen im Bereich des südlichen Dharwar Kratons und der Nilgiri Hills sind mit dieser These korrelierbar. Moyar-Scherzone, Bhavani-Scherzone und die im Norden in die Chitradurga Boundary Thrust übergehende Kollegal-Scherzone ergeben das Bild eines konjugierten Störungssystems aus Aufschiebungen (Bhavani-Scherzone) und lateral versetzenden Störungen wie der sinistralen Kollegal-Scherzone (MEIBNER, 2001) und der Moyar-Scherzone (dextral-transpressiv?), das aus einer NW-SE-gerichteten Kompression resultiert. Unter diesem Aspekt erscheint eine dextrale Relativbewegung an der Moyar-Scherzone, wie sie DRURY et al. (1984) vorschlagen, sinnvoll. Die Überprüfung dieses Sachverhalts ist jedoch wegen einer durchgreifenden altpaläozoischen Überprägung der Gesteine durch Vertikalbewegungen innerhalb der Moyar-Scherzone erschwert (MEIBNER et al., 2002).

Insgesamt bleibt festzustellen, dass die Einschlüsse in den Peninsular Gneisen des Dharwar Kratons wie auch die Gneise selbst eine Zeitspanne der kontinentalen Krustenentwicklung vom mittleren Archaikum (höchster Wert ca. 3.5 Ga: NUTMAN et al., 1992) bis zum frühen Proterozoikum umfassen.

Sie repräsentieren sowohl mittelarchaisch von einem Erdmantel mit weitgehend chondritischer Zusammensetzung abgespaltenes xenolithisches Unterkrustenmaterial (Proben 96a, b und c) als auch spätarchaisch von einem verarmten oberen Erdmantel abgespaltenes, juveniles Krustenmaterial (DC 95a1, b, c und d), das magmatisch-migmatisch mit ca. 2.5 Ga remobilisierten Gneisen des östlichen Dharwar Kratons vermischt wurde.

Da aktualistische plattentektonische Modelle unter Bezugnahme auf Subduktionszonen und horizontale Akkretion von Terranes auch für das späte Archaikum immer mehr an Bedeutung gewinnen (BARTH et al., 2002; BLEWETT, 2002; NAQVI et al., 2002), wird auch hier ein subduktionsbezogener Prozess für die Entwicklung des südlichen Dharwar Kratons im späten Archaikum (ca. 2600-2500 Ma) vorgeschlagen. Die langsame frühproterozoische Abkühlung des südlichen Dharwar Kratons und der Nilgiri Hills, die wahrscheinlich kontinuierlich verlief, lässt ebenfalls auf das geodynamische Umfeld eines aktiven Kontinentalrandes schließen (MÖLLER et al., 2000). Die horizontal stark eingegengten Schiefergürtel des östlichen Dharwar Kratons werden als interne Beckenbildungen innerhalb eines magmatischen Bogens in dieses Modell integriert (CHADWICK et al., 2000; NAQVI et al., 2002).

An der Wende Archaikum-Proterozoikum erfolgte eine durch sinistrale Transpression gesteuerte Akkretion des Terranes östlich des Kolar Schist Belts an den südöstlichen Dharwar Kraton, wobei der Kolar Schist Belt (siehe Abb.1.4) als Suturzone interpretiert wird (KROGSTAD et al., 1989).

Ob es im Zuge einer frühen „Superkontinent“-Bildung aus Kontinentalblöcken Südostafrikas, Australiens und Indiens (PIPER et al., 2003) zu weiteren Kollisionsereignissen an der Wende Archaikum-Proterozoikum kam, sollte unter anderem das Thema zukünftiger geowissenschaftlicher Untersuchungen sein.

6. Analytik

In den nächsten Abschnitten wird die Analytik für die Elemente Sm, Nd, Rb und Sr kurz beschrieben. Die U-Pb-Analytik an Einzelzirkonen wird nachfolgend in Abschnitt 6.6. behandelt.

Die Analytik folgt in den entsprechenden Methoden weitgehend den Beschreibungen von MEIßNER et al. (2002), MEIßNER (2001) und WEBER (1998). Die U-Pb-Analytik an Einzelzirkonen erfolgte nach der Methode von WENDT & TODT (1991).

6.1. Mechanische Aufbereitung

Zunächst wird das Gestein entrindet und mit Leitungswasser gesäubert. Anschließend wird ein Handstück und die notwendige Anzahl an Scheiben für die Herstellung von Dünnschliffen bzw. Kleinbereichen abgesägt. Die aus der entsprechenden Scheibe herausgesägten einzelnen Kleinbereiche werden in 10 ml Probengläschen mit Aceton und dreifach destilliertem Wasser (H₂O^{***}) im Ultraschallbad gereinigt. Das Restgestein wird mit Leitungs- und einfach destilliertem Wasser sowie Aceton gereinigt und in der hydraulischen Druckpresse in mehrere cm große Stücke zerteilt. Die so erhaltenen Bruchstücke werden mit einem Backenbrecher zu ca. 5 mm großen Stücken zerkleinert und anschließend in der Stahlscheibemühle auf Korngrößen unterhalb 1 mm zerrieben. Mit Hilfe eines Riffelteilers werden drei Aliquoten von jeweils etwa 80 g abgetrennt, die schließlich in einer Scheibenschwingmühle 2.5 Minuten gemahlen werden. Dabei dient die erste Aliquote zur Reinigung der Mühle und wird anschließend verworfen. Die Aliquoten zwei und drei werden jeweils in PE-Flaschen aufbewahrt und für die Röntgenfluoreszenz- bzw. Isotopenverdünnungsanalyse (RFA bzw. IVA) verwendet. Aus letzterer werden abschließend sechs Aliquoten von jeweils 100-150 mg abgetrennt.

6.1.1. Mineraltrennung

Die Restmenge der Probe wird mit Hilfe von Schüttelsieben in fünf Siebfraktionen geteilt (<140 µm, 140-200, 200-500, 500-710, >710 µm). Aus den Fraktionen 140-200 µm bzw. 200-500 µm separiert man die Minerale.

Zunächst werden die Glimmer am Trockenschütteltisch von den übrigen Mineralen getrennt. Die weitere Separation erfolgt über einen FRANTZ-Magnetscheider, wobei Magnetstrom und Neigungswinkel der Trennrinne je nach Zusammensetzung der Minerale variieren. Die gewonnenen Biotite bzw. Muskovite werden in der Sinterkorundmühle etwa 6-8 Minuten nass unter Aceton gemahlen, um Einschlussminerale freizusetzen. Anschließend schlämmt man die Substanz in einem geeigneten Becherglas mehrmals in H₂O^{***} mit Hilfe von Ultraschall auf, wobei das in Suspension befindliche Gesteinsmehl abgossen wird, während sich die Glimmer am Boden des Becherglases

absetzen. Die abschließende Reinigung erfolgt mit Aceton und H_2O^{***} . Die Biotite bzw. Muskovite werden unter Rotlicht getrocknet.

Unter dem Binokular werden die einzelnen Glimmerpräparate auf ihre Reinheit überprüft, wobei etwa 1000 Körner ausgezählt werden. Die Anreicherung des entsprechenden Minerals sollte auf jeden Fall bei 96%, wenn möglich darüber, liegen. Bei Bedarf muss der Trennungsprozess ab dem Magnetscheider mehrmals wiederholt werden.

Granate werden zunächst mit Hilfe eines eigen gebauten Horizontalmagnetscheiders, danach durch einen FRANTZ-Magnetscheider mit geneigter Trennrinne angereichert. Die so erhaltene Probe wird durch mehrmaliges Aufschlännen in H_2O^{***} gereinigt, bevor die Granate mittels einer Saugvorrichtung (Aquariumpumpe) unter dem Binokular von Hand ausgelesen werden („handpicking“). Das so erhaltene Granatpräparat hat eine Reinheit von fast 100%. Die Menge sollte etwas über 100 mg betragen. Abschließend werden die Granate 3 Stunden lang in einer Mischung aus HCl und HNO_3 im Verhältnis 20:1 von oberflächlichen Verunreinigungen gesäubert, mit H_2O^{***} gespült und unter Rotlicht getrocknet.

6.2. Chemische Aufbereitung

6.2.1. Einwaage

Gesamtgesteinsaliquote, Granate und Glimmer werden in verschließbaren 15 ml Teflonbomben auf einer fünfstelligen Halbmikrowaage eingewogen. Unmittelbar auf die Einwaage erfolgt das „Spiken“ der Proben mit einem Kombi Spike (siehe Abschnitt 6.2.3. Isotopenverdünnung).

Die Kleinbereiche werden auf einem PVC-Film ebenfalls auf der Halbmikrowaage eingewogen und anschließend in 100 ml Teflonschalen ungespikt aufgeschlossen.

6.2.2. Aufschlussverfahren

Die gespikten Proben werden in ca. 10 ml Flusssäure (40%) ein bis zwei Tage in der verschlossenen Teflonbombe bei mittlerer Temperatur erhitzt, wobei Silicium zu SiF_4 reagiert und schließlich abgeraucht wird. Granate sollten drei bis vier Tage erhitzt und dabei täglich für etwa 1 Stunde im Ultraschallbad behandelt werden, um entstandene Fluoridkrusten zu lösen. Die eingedampften Fluoride werden mit etwas H_2O^{***} und ca. drei Tropfen Perchlorsäure (70%) unter Abrauchen von HF zu Perchloraten umgesetzt. Letztere werden mit etwa 10 ml 5n Salzsäure durch nochmaliges Eindampfen in Chloride umgewandelt. Die eingetrocknete Substanz wird in 10-15 ml 2n Salzsäure aufgenommen und ein bis zwei Stunden stehen gelassen. Die entstandene Lösung schüttet man in einen Teflonbecher (30 bzw. 50 ml), wobei man ungelöste Rückstände in der Bombe zurückhält. Diese werden nochmals mit 10 ml 2n Salzsäure versetzt. Treten nach 1-2 Stunden wiederum

Rückstände auf, so muss das gesamte Aufschlussverfahren mit dem Rückstand wiederholt werden. In der Regel wird die Probe auf diese Weise vollständig aufgeschlossen und liegt schließlich in 20-40 ml 2n salzsaurer Lösung vor.

Die Kleinbereiche werden in offenen 100 ml Teflonschalen mit etwa 30 ml HF leicht erhitzt und eingedampft. Die restlichen Vorgänge verlaufen analog zu den Gesamtgesteins- und Mineralproben mit entsprechend größeren Säuremengen. Das gesamte Aufschlussverfahren muss hier 4-5 mal wiederholt werden, um die Substanz vollständig zu lösen. Die Menge der salzsauren Probenlösung kann sehr stark variieren.

6.2.3. Isotopenverdünnung

Genauere Konzentrationsbestimmungen und damit die exakte Bestimmung der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - bzw. $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse sind nur mit Hilfe der Isotopenverdünnungsanalyse möglich.

Dabei wird der Probe eine bekannte Menge eines „Spikes“ zugegeben, dessen isotopische Zusammensetzung stark von der natürlichen isotopischen Zusammensetzung des zu bestimmenden Elements abweicht. Dabei ist *ein* Isotop des Elements im Spike extrem angereichert. Aus den gemessenen, künstlich hergestellten Isotopenverhältnissen, den Mengen von Probe und Spike und der natürlichen isotopischen Zusammensetzung des Elements lassen sich die entsprechenden Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse bestimmen. Die Gesamtgesteins- und Mineralproben wurden bereits vor dem Aufschlussverfahren auf Sm, Nd und Sr gespikt. Durch Abtrennung eines Rb-Splits (eine Teilmenge der durch den Aufschluss erhaltenen Probenlösung), dessen separates Spiken und gesondertes Messen am THQ 206 (siehe Abschnitt 6.4. Massenspektrometrie) wird eine Kontamination des Massenspektrometers MAT 261 mit gespiktem Rb verhindert. Durch die Zugabe des Spikes versucht man bestimmte Isotopenverhältnisse herzustellen, die als messtechnisch günstig angesehen werden:

$$^{145}\text{Nd}(\text{sp})/^{144}\text{Nd}(\text{nat}) = 0.05$$

$$^{145}\text{Nd}(\text{sp}) = ^{145}\text{Nd}\text{-Isotop im Spike}$$

$$^{144}\text{Nd}(\text{nat}) = \text{natürliches } ^{144}\text{Nd in der Probe}$$

Analog zu Nd gilt für Sr und Rb:

$$^{84}\text{Sr}(\text{sp})/^{86}\text{Sr}(\text{nat}) = 0.1$$

$$^{87}\text{Rb}(\text{sp})/^{85}\text{Rb}(\text{nat}) = 1$$

Die erforderlichen Spikemengen werden anhand der RFA-Daten der Gesamtgesteine berechnet. Für Glimmer und Granate werden bestimmte Konzentrationen angenommen (z.B. Biotit: Rb: 500-800 ppm; Sr: 5 ppm).

Von den Probenlösungen der Kleinbereiche wurden nach gründlicher Durchmischung ein Sm-, Nd- und Sr-Split und ein Rb-Split abgetrennt. Die gespickten Lösungen werden vor der Säulentrennung unter Rotlicht eingedampft.

6.2.4. Säulentrennung

Die Trennung der Elemente Sr, Sm und Nd erfolgt in zwei Stufen über Ionenaustauscher-Säulen. Im ersten Trennungsgang wird Sr von den Seltenen Erden separiert, anschließend wird Sm von Nd getrennt. Der Rb-Split durchläuft einen unabhängigen Trennungsgang (ebenfalls über Ionenaustauscher-Säulen) zur Separation des Rubidiums von den übrigen Elementen. Eine gute Trennung der einzelnen Elemente ist nach MIETHIG (1989) aus folgenden, messtechnischen Gründen notwendig: „Das stets reichlich vorkommende Calcium unterdrückt die Ionisation des Strontiums und vermindert die registrierte Intensität desselben. Das Isotop ^{87}Rb interferiert mit ^{87}Sr . Gemessene Strontium-Isotopenverhältnisse müssen bezüglich Rb korrigiert werden, je kleiner die Korrektur ist, desto kleiner ist der damit verbundene Fehler. Bei Sm und Nd interferieren die Isotope mit den Massen 144, 148 und 150.“ Die Trennung von Rb, Sr und den Seltenen Erden erfolgt über ein Volumen von 10 cm^3 des Ionenaustauscher-Harzes DOWEX 50WX10 in Quarzglassäulen (DOWEX-Säulen). Die Separation von Sm und Nd erfolgt über ein wesentlich kleineres Volumen (ca. 2 cm^3) der aktiven Substanz Phosphorsäure-bis-2-äthylhexylester (Handelsname HDEHP), deren Trägersubstanz Teflon ist (Teflon-Säulen). Die Säulentrennung wird je nach Art der Säule (bei Teflon-Säulen je nach Säule) in festgelegten Schritten durchgeführt. Sämtliche Vorgaben wie Säurenormalitäten, Vor- und Zwischenlaufmengen, Abgriffmengen und Säulenspülung sind genau einzuhalten. Die einzelnen Elementabgriffe werden unter Rotlicht eingengt, in 2 ml Teflontöpfchen umgeschüttet und ebenfalls unter Rotlicht eingedampft.

6.3. Laden der Quellen

Das Trägermaterial für die als Chlorid vorliegenden Proben sind Rheniumbänder. Die Ionenquellen bestehen als Zweiband-Ionenquellen aus jeweils einem Rhenium-Verdampferband und einem Rhenium-Ionisierungsband als Einband-Ionenquellen aus Rhenium oder Wolfram.

Die Probe wird in 2n Salzsäure (Sr), Phosphorsäure (Sm und Nd) oder H_2O^{***} (für Rb) gelöst, ein Teil der Lösung auf das Verdampferband gebracht und durch Erhitzen des Bandes eingetrocknet (Sr auf Wolfram zusammen mit TaF_5). Die Lademenge sollte 1-2 μl betragen, wobei man die Lösungsmittelmenge so berechnet, dass in diesen geladenen 1-2 μl eine bestimmte Menge des zu analysierenden Elements ist. Für Sr- und Nd-Messungen sollten, wenn möglich 400 ng geladen werden, für Rb- und Sm-Messungen 50 ng. Als Verlust an Probenmaterial während der chemischen Aufbereitung werden etwa 60% angenommen. Die Lösungsmittelmenge für die entsprechende Probe wird mit Hilfe der RFA-Daten (ungefähre Konzentration des zu messenden Elements in der Probe) oder durch Abschätzung (Glimmer und Granat) unter Berücksichtigung des Verlustes an Substanz

berechnet, um letztendlich in 1-2 µl Lademenge die erforderliche Probenmenge (400 ng bzw. 50 ng) zu erhalten.

6.4. Massenspektrometrie

Die Grundlagen der Massenspektrometrie werden ausführlich bei FAURE (1986) und DICKIN (1995) behandelt. Die Messungen erfolgten an zwei Feststoffmassenspektrometern der Firma Finnigan. Eines vom Typ THQ 206, das andere vom Typ MAT 261. Die Messdaten wurden mit Computerprogrammen der Firma Finnigan ausgewertet, die von VOLKER VON DRACH, einem ehemaligen Mitarbeiter des Mineralogisch-Petrographischen Instituts, überarbeitet wurden.

6.5. Fehlerbetrachtung und Korrektur

Die gemessenen Werte können mit Fehlern unterschiedlicher Herkunft behaftet sein:

Grobe Fehler entstehen durch ungenaues Arbeiten (z.B. Rechenfehler, Ablesefehler, falsche Bedienung von Messgeräten) und können durch Doppelaufschlüsse oder Mehrfachmessungen entdeckt werden.

Systematische Fehler entstehen durch konstante Störeinflüsse, wie z.B. falsch geeichte Messgeräte und können durch Korrekturfaktoren ausgeglichen werden, die durch Standard- oder Blankmessungen ermittelt werden.

Zufällige Fehler manifestieren sich in einer Schwankung der Messwerte um einen „wahren Wert“. Ein Maß für diese Schwankung ist die Standardabweichung σ . Der „wahre Wert“ der gemessenen Größe liegt mit einer Wahrscheinlichkeit von 68 % im Intervall $x \pm 1\sigma$ und 95 % im Intervall $x \pm 2\sigma$.

Ein Maß für den Gesamtfehler, der sich aus allen Störeinflüssen zusammensetzt, ist die Reproduzierbarkeit. Sie drückt aus, „in welchen Grenzen die Ergebnisse der Aufschlüsse und Messungen mehrerer Aliquoten einer Probe übereinstimmen“ (MIETHIG, 1989).

Die Ergebnisse der Messungen von Gesteins-, Mineral- und Isotopenstandards sowie von Doppelaufschlüssen sind in Anhang E angegeben, die sich daraus ableitenden Reproduzierbarkeiten von Konzentrations- und Isotopenhäufigkeitsmessungen sind in Anhang C aufgeführt.

Durch die anfangs bevorzugte Verdampfung von leichten Isotopen eines Elements während der massenspektrometrischen Messung und die damit verbundene Anreicherung der verbleibenden Probe an schweren Isotopen weichen die gemessenen Isotopenverhältnisse von den natürlichen Sollwerten ab. Dieser Prozess wird als Massenfraktionierung bezeichnet und muss anhand natürlicher Isotopenverhältnisse korrigiert werden. Die zur Fraktionierungskorrektur herangezogenen Isotopenverhältnisse sind in Anhang F aufgeführt.

Da die Zugabe eines nicht monoisotopischen Spikes erfolgte, müssen die gemessenen Isotopenverhältnisse anhand der Spikezusammensetzung umgerechnet werden.

Schließlich werden die gemessenen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse zusätzlich nach MIETHIG (1989) korrigiert, da die Isotopenverhältnisse des ^{145}Nd - und des ^{149}Sm -Spikes leicht von den Herstellerangaben abweichen.

6.6. U-Pb-Analytik an Einzelzirkonen (nach WENDT & TODT, 1991)

Nach der Gewinnung einer entsprechenden Schwermineralfraktion am Nassschütteltisch werden Zirkone nach optischen Gesichtspunkten wie Größe, Farbe und Form durch Handpicking separiert. Je nach Größe werden ein bis drei Zirkone in bis zu sechs kleinen Bohrungen am Boden einer Teflonbombe in Salpetersäure einige Stunden gereinigt. Anschließend wird die Salpetersäure vorsichtig abgezogen und 3 μl HF (24 mol/l) auf die Zirkone gegeben. Zusätzlich werden ca. 100 μl HF zentral in der Mitte der Teflonbombe in einer Vertiefung platziert. Bei einer Temperatur von etwa 180 °C werden die Zirkone 2-3 Tage aufgeschlossen. Dieser Vorgang wird nach Abdampfen der Flusssäure wiederholt. Anschließend erfolgt eine Überführung der Fluoride in Chloride durch entsprechende Zugabe von 6n Salzsäure und das gleichzeitige Spiken der Proben mit einem $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$ -Spike. Nach ca. 24 Stunden erhitzen auf 180 °C und abschließendem Abdampfen der Salzsäure ist das Aufschlussverfahren beendet. Die Probe wird mit einem Gemisch aus Silicagel und Phosphorsäure auf Rhenium-Einbandquellen geladen. Pb-Isotopenverhältnisse und U-Isotopenverhältnisse (als UO_2) werden nachfolgend mit einem Sekundär-Elektronen-Vervielfacher (SEV) bei unterschiedlichen Temperaturen (~1400-1500°C) gemessen. Die Daten werden mit den Verarbeitungsprogrammen PbDat version 1.24 (LUDWIG, 1993) und Isoplot version 2.03 (LUDWIG, 1999) verarbeitet und ausgewertet.

7. Methodik

Die in dieser Arbeit angewandten isotopengeochemischen Untersuchungsmethoden sind Standardmethoden, die in Lehrbüchern von z.B. DICKIN (1995) und FAURE (1986) ausführlich beschrieben sind und in Arbeiten von z.B. MEIBNER (2001) und WEBER (1998) kürzer umrissen werden. Auch die U-Pb-Isotopenuntersuchungen an Einzelzirkonen nach WENDT & TODT (1991) folgen den Prinzipien der konventionellen U-Pb-Datierung an Zirkonen nach WETHERILL (1963).

Literaturverzeichnis

ANIL KUMAR, BHASKAR RAO, Y.J., SIVARAMAN, T.V. & GOPALAN, K. (1996): Sm-Nd ages of Archaean metavolcanics of the Dharwar Craton, South India.-*Precambrian Research*, 80: 205-216.

BALAKRISHNAN, S., RAJAMANI, V. & HANSON, G.N. (1999): U-Pb ages for zircon and titanite from the Ramagiri area, southern India: Evidence for accretionary origin of the eastern Dharwar Craton during the late Archean.-*Journal of Geology*, 107: 69-86.

BARKER, F. (1979): Trondhjemite: definition environment and hypothesis of origin. In: Barker, F. (editor), *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam: 1-12.

BARTH, M.G., FOLEY, S.F. & HORN, I. (2002): Partial melting in Archean subduction zones: constraints from experimentally determined trace element partition coefficients between eclogitic minerals and tonalitic melts under upper mantle conditions.-*Precambrian Research*, 113: 323-340.

BARTLETT, J.M., HARRIS, N.B.W., HAWKESWORTH, C.J. & SANTOSH, M. (1995): New isotope constraints on the crustal evolution of South India and Pan-African granulite metamorphism.-*Memoir Geological Society of India*, 34: 391-397.

BARTLETT, J.M., DOUGHERTY-PAGE, J.S., HARRIS, N.B.W., HAWKESWORTH, C.J. & SANTOSH, M. (1998): The application of single zircon evaporation and Nd model ages to the interpretation of polymetamorphic terrains.-*Contributions to Mineralogy and Petrology*, 131: 181-195.

BECKINSALE, R.D., DRURY, S.A. & HOLT, R.W. (1980): 3.360 My old gneisses from the South Indian Craton.-*Nature*, 283: 469-470.

BECKINSALE, R.D., REEVES-SMITH, G., GALE, N.H., HOLT, R.W. & THOMPSON, B. (1982): Rb-Sr and Pb-Pb isochron ages and REE data for Archaean gneisses and granites, Karnataka state, South India. In: *Indo-U.S. Workshop on the Precambrian of South India*, pp. 35-36. Abstracts of papers. National Geophysical Research Institute, Hyderabad, India.

BERNARD-GRIFFITHS, J., JAHN, B.-M. & SEN, S.K. (1987): Sm-Nd Isotopes and REE Geochemistry of Madras Gneisses, India: An Introductory Statement.-*Precambrian Research*, 37: 343-355.

BHASKAR RAO, Y.J., NAHA, K., SRINIVASAN, R. & GOPALAN, K. (1991): Geology, geochemistry and geochronology of the Archaean Peninsular gneiss around Gorur, Hassan district, Karnataka, India.-*Proceedings of the Indian Academy of Sciences (Earth and Planetary Sciences)*, 100: 399-412.

BLEWETT, R.S. (2002): Archaean tectonic processes: a case for horizontal shortening in the North Pilbara Granite-Greenstone Terrane, Western Australia.-*Precambrian Research*, 113: 87-120.

BOUHALLIER, H., CHOUKROUNE, P. & BALLEVRE, M. (1993): Diapirism, bulk homogenous shortening and transcurrent shearing in the Dharwar craton: Hohenarsipur area, southern India.-*Precambrian Research*, 63: 43-58.

- BOUHALLIER, H., CHARDON, D. & CHOUKROUNE, P. (1995): Strain patterns in Archaean dome and basin structures: the Dharwar Kraton (Karnataka, south India).-Earth and Planetary Science Letters, 135: 57-75.
- BUHL, D. (1987): U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen und Untersuchungen zum Strontium-Isotopenaustausch an Granuliten Südindiens.-Dissertation Universität Münster, 197 Seiten.
- CHACKO, T., RAVINDRA KUMAR, G.R. & NEWTON, R.C. (1987): Metamorphic P-T conditions of the Kerala (South India) Khondalite Belt: a granulite facies supracrustal terrain.-Journal of Geology, 96: 343-358.
- CHACKO, T., RAVINDRA KUMAR, G.R., MEEN, J.K. & ROGERS, J.J.W. (1992): Geochemistry of high-grade supracrustal rocks from the Kerala Khondalite Belt and adjacent massif charnockites, South India.-Precambrian Research, 55: 469-489.
- CHADWICK, B., VASUDEV, V.N. & HEDGE, G.V. (2000): The Dharwar craton, southern India, interpreted as the result of late archaean oblique convergence.-Precambrian Research, 99: 91-111.
- CHARDON, D., CHOUKROUNE, P. & JAYANANDA, M. (1998): Sinking of the Dharwar Basin (South India): implications for Archaean tectonics.-Precambrian Research, 91: 15-39.
- CHERNIAK, D.J. & WATSON, E.B. (2000): Pb diffusion in zircon.-Chemical Geology, 172: 5-24.
- CHETTY, T.R.K. (1996): Proterozoic Shear Zones in Southern Granulite Terrain, India. In: Santosh, M. & Yoshida, M. (editors), The Archaean and Proterozoic Terrains of Southern India Within East Gondwana. Gondwana Research Group, Memoir No.3. SB Press, Trivandrum.
- CHOUDARY, A.K., HARRIS, N.B.W., van CALSTEREN, P. & HAWKESWORTH, C.J. (1992): Pan-African charnockite formation in Kerala, South India.-Geological Magazine, 129: 257-264.
- CRAWFORD, A.R. (1969): Reconnaissance Rb-Sr dating of the Precambrian rocks of southern peninsular India.-Journal Geological Society of India, 10: 117-166.
- CRAWFORD, A.R. (1974): Indo-Antarctica, Gondwanaland, and the distortion of a granulite belt.-Tectonophysics, 22: 141-157.
- DE ASTIS, G., PECCERILLO, A., KEMPTON, P.D., LA VOLPE, L. & WU, T.W. (2000): Transition from calc-alkaline to potassium-rich magmatism in subduction environments: geochemical and Sr, Nd, Pb isotopic constraints from the island of vulcano (Aeolian arc).-Contributions to Mineralogy and Petrology, 139: 684-703.
- DETERS, P., SRINIVASAN, R. & KÖHLER, H. (2000): Rb-Sr- und Sm-Nd-Isotopenuntersuchungen an Einschlüssen in den Peninsular Gneisen des östlichen Dharwar Kratons, Südindien.-Beihefte European Journal of Mineralogy, 12, 1: 34.

- DETERS-UMLAUF, P. (1997): Isotopengeochemische Untersuchungen zur Altersstellung der tektonischen Aktivität der Moyar-Scherzone und der Bhavani-Scherzone, Südindien. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Ludwig-Maximilians-Universität München, 72 Seiten.
- DICKIN, A.P. (1995): Radiogenic Isotope Geology. Cambridge University Press, Cambridge.
- DRURY, S.A. & HOLT, R.W. (1980): The tectonic framework of the South Indian craton: a reconnaissance involving LANDSAT imagery.-Tectonophysics, 65: T1-T15.
- DRURY, S.A., HARRIS, N.B.W., HOLT, R.W., REEVES-SMITH, G.J. & WIGHTMAN, R.T. (1984): Precambrian Tectonics and Crustal Evolution in South India.-Journal of Geology, 92: 3-20.
- EISBACHER, G.H. (1991): Einführung in die Tektonik. Enke Verlag, Stuttgart, 310 Seiten.
- FAURE, G. (1986): Principles of isotope geology. Second edition, John Wiley & Sons, New York, 589 Seiten.
- GEOLOGICAL SURVEY OF INDIA (1993): Geological Map of India, Scale 1:5.000.000, Hyderabad.
- GEOLOGICAL SURVEY OF INDIA (1994): Project Vasundhara Generalised Geological Map, Map G-I, Scale 1:2.000.000.
- GEOSTANDARDS NEWSLETTER (1989): 13, Special Issue: 11.
- GEOSTANDARDS NEWSLETTER (1990): 14: 218.
- HANSEN, E.C., HICKMAN, M.H., GRANT, N.K. & NEWTON, R.C. (1985): Pan-African age of „Peninsular Gneiss“ near Madurai, S. India.-EOS, 66: 419-420.
- HARI NARAIN & SUBRAHMANYAM, C. (1986): Precambrian tectonics of the south Indian shield inferred from geophysical data.-Journal of Geology, 94: 187-198.
- HARRIS, N.B.W. & JAYARAM, S. (1982): Metamorphism of cordierite gneisses from Bangalore region of South Indian Archaean.-Lithos, 15: 89-98.
- HARRIS, N.B.W., SANTOSH, M. & TAYLOR, P.N. (1994): Crustal Evolution in South India: Constraints from Nd Isotopes.-Journal of Geology, 102: 139-150.
- HARRISON, T.M. & McDOUGALL, J. (1980): Investigations of an intrusive contact, northwest Nelson, New Zealand - I. Thermal, chronological and isotopic constraints.-Geochimica et Cosmochimica Acta, 44: 1985-2003.
- HOLLEMAN-WIBERG (1985): Lehrbuch der anorganischen Chemie. 91.-100. Auflage, Walter de Gruyter, Berlin, New York, 1451 Seiten.

- JANARDHAN, A.S., NEWTON, R.C. & HANSEN, E.C. (1982): The Transformation of Amphibolite Facies Gneiss to Charnockite in Southern Karnataka and Northern Tamil Nadu, India.-Contributions to Mineralogy and Petrology, 79: 130-149.
- JAYANANDA, M., JANARDHAN, A.S., SIVASUBRAMANIAN, P. & PEUCAT, J.J. (1995): Geochronologic and Isotopic Constraints on Granulite Formation in the Kodaikanal Area, Southern India.-Memoir Geological Society of India, 34: 373-390.
- JAYANANDA, M. & PEUCAT, J.J. (1996): Geochronological framework of Southern India. In: Santosh, M. & Yoshida, M. (editors), The Archaean and Proterozoic Terrains of Southern India within East Gondwana. Gondwana Research Group, Memoir No.3. SB Press, Trivandrum.
- JAYANANDA, M., PEUCAT, J.J., CHARDON, D. & MAHABALESWAR, B. (1998): Metamorphic history of the Archaean domain in southern India: Constraints from P-T-t paths and isotopic ages.-Indian Mineralogist, 32: 117-118.
- JAYANANDA, M., MOYEN, J.F., MARTIN, H., PEUCAT, J.J., AUVRAY, B. & MAHABALESWAR, B. (2000): Late Archaean (2550-2520 Ma) juvenile magmatism in the Eastern Dharwar craton, southern India: constraints from geochronology, Nd-Sr isotopes and whole rock geochemistry.-Precambrian Research, 99: 225-254.
- KÖHLER, H., ROLLER, G., FEHR, T. & HOERNES, S. (1993): Isotopengeochemische Untersuchungen an Granuliten Südindiens.-European Journal of Mineralogy, Beiheft 5: 129.
- KÖHLER, H. & SRIKANTAPPA, C. (1996): Age and origin of the Nilgiri Hills in South India.-Goldschmidt Conference, Journal of Conference Abstracts Vol.1, Cambridge Publications.
- KROGSTAD, E.J., BALAKRISHNAN, S., MUKHOPADHYAY, D.K., RAJAMANI, V. & HANSON, G.N. (1989): Plate tectonics 2.5 billion years ago: evidence at Kolar, South India.-Science, 243: 1337-1340.
- KROGSTAD, E.J., HANSON, G.N. & RAJAMANI, V. (1991): U-Pb ages of zircon and sphene for two gneiss terranes adjacent to the Kolar schist belt, south India: evidence for separate crustal evolution histories.-Journal of Geology, 99: 801-816.
- KROGSTAD, E.J., HANSON, G.N. & RAJAMANI, V. (1995): Sources of continental magmatism adjacent to late Archean Kolar suture zone South India: distinct isotopic and elemental signatures of two late Archean magmatic series.-Contributions to Mineralogy and Petrology, 122: 159-173.
- LEDERER, C.M., HOLLANDER, J.M. & PERLMAN, I. (1967): Table of isotopes. 6th edition, John Wiley, New York, 594 Seiten .
- LIEW, T.C. & HOFMANN, A.W. (1988): Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study.-Contributions to Mineralogy and Petrology, 98: 129-138.
- LUDWIG, K.R. (1993): PbDat version 1.24. A computer program for processing Pb-U-Th isotope data.

LUDWIG, K.R. (1999): Isoplot/Ex version 2.03. A geochronological toolkit for Microsoft Excel.- Berkeley Geochronology Center Special Publication No.1a.

LUGMAIR, G.W. & MARTI, K. (1978): Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle.-Earth and Planetary Science Letters, 39: 349-357.

MALLICK, R. (1997): Isotopengeochemische Untersuchungen zur Altersstellung der Granulitisierung im Gebiet der Annamalai Hills, Südindien. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Ludwig-Maximilians-Universität München, 106 Seiten.

MCMILLAN, N.J., DAVIDSON, J.P., WÖRNER, G., HARMON, R.S., MOORBATH, S. & LOPEZ-ESCOBAR, L. (1993): Influence of crustal thickening on arc magmatism: Nevados de Payachata volcanic region, northern Chile.-Geology, 21: 467-470.

MEEN, J.K., ROGERS, J.J.W. & FULLAGAR, P.D. (1992): Lead isotopic compositions of the Western Dharwar Craton, southern India: Evidence for distinct Middle Archaean terranes in a Late Archaean craton.-Geochimica et Cosmochimica Acta, 56: 2455-2470.

MEIBNER, B. (2001): Tektonometamorphe Entwicklung von Scherzonen im präkambrischen Basement Südindiens: Sm-Nd, Rb-Sr und U-Pb-Isotopenuntersuchungen an den Moyar-, Bhavani-, Palghat- und Kollegal-Scherzonen.-Dissertation Universität München, 175 Seiten.

MEIBNER, B., DETERS, P., SRIKANTAPPA, C. & KÖHLER, H. (2002): Geochronological evolution of the Moyar, Bhavani and Palghat shear zones of southern India: implications for east Gondwana correlations.-Precambrian Research, 114: 149-175.

MEZGER, K., ESSENE, E.J. & HALLIDAY, A.N. (1992): Closure temperatures of the Sm-Nd system in metamorphic garnets.-Earth and Planetary Science Letters, 113: 397-409.

MIETHIG, A. (1989): Sm-Nd-Datierungen und Sr-Isotopensystematik an Metabasiten des ostbayerischen Grundgebirges. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München, 105 Seiten.

MILISENDA, C.C., LIEW, T.C., HOFMANN, A.W. & KÖHLER, H. (1994): Nd isotopic mapping of the Sri Lankan basement: update and additional constraints from Sr isotopes.-Precambrian Research, 66: 95-110.

MÖLLER, A., MEZGER, K. & 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: 123-146.

MOYEN, J.F., MARTIN, H. & JAYANANDA, M. (2001): Multi-element geochemical modelling of crust-mantle interactions during late-Archaean crustal growth: the Closepet granite (South India).-Precambrian Research, 112: 87-105.

NAHA, K., SRINIVASAN, R. & JAYARAM, S. (1990): Structural evolution of the Peninsular gneiss-an early Precambrian migmatitic complex from South India.-Geologische Rundschau, 79: 99-109.

- NAHA, K., SRINIVASAN, R., GOPALAN, K., PANTULU, G.V.C., SUBBA RAO, M.V., VREVSKY, A.B. & BOGOMOLOV, Y.E.S. (1993): The nature of the basement in the Archaean Dharwar craton of southern India and the age of the Peninsular gneiss.-Proceedings of the Indian Academy of Sciences (Earth and Planetary Sciences), 102, 547-565.
- NAHA, K., SRINIVASAN, R. & MUKHOPADHAYAY, D. (1996): Structural studies and their bearing on the Early Precambrian history of the Dharwar tectonic province, southern India.-Proceedings of the Indian Academy of Sciences (Earth and Planetary Sciences), 105, 379-412.
- NAHA, K. & SRINIVASAN, R. (1996): Nature of the Moyar and Bhavani shear zones, with a note on its implication on the tectonics of the southern Indian Precambrian shield.-Proceedings of the Indian Academy of Sciences (Earth and Planetary Sciences), 105: 173-189.
- NAQVI, S.M., UDAY RAJ, B., SUBBA RAO, D.V., MANIKYAMBA, C., NIRMAL CHARAN, S., BALARAM, V. & SRINIVASA SARMA, D. (2002): Geology and geochemistry of arenite-quartzwacke from the Late Archaean Sandur schist belt-implications for provenance and accretion processes.-Precambrian Research, 114: 177-197.
- NUTMAN, A.P., CHADWICK, B., RAMAKRISHNAN, M. & VISWANATHA, M.N. (1992): Shrimp U-Pb ages of detrital zircon in Sargur supracrustal rocks in Western Karnataka, Southern India.-Journal Geological Society of India, 39: 367-374.
- O'NIONS, R.K., HAMILTON, P.J. & EVENSEN, N.M. (1977): Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in oceanic basalts.-Earth and Planetary Science Letters, 34: 13-22.
- PEUCAT, J.J., VIDAL, P., BERNARD-GRIFFITHS, J. & CONDIE, K.C. (1989): Sr, Nd, and Pb Isotopic Systematics in the Archean Low- to High-Grade Transition Zone of Southern India: Syn-Accretion vs. Post-Accretion Granulites.-Journal of Geology, 97: 537-550.
- PEUCAT, J.J., MAHABALESWAR, B. & JAYANANDA, M. (1993): Age of younger tonalitic magmatism and granulitic metamorphism in the South Indian transition zone, Krishnagiri area; comparison with older Peninsular gneisses from the Gorur-Hassan area.-Journal of Metamorphic Geology, 11: 879-888.
- PEUCAT, J.J., BOUHALLIER, H., FANNING, M. & JAYANANDA, M. (1995): Age of the Holenarsipur Greenstone Belt, relationships with the surrounding gneisses (Karnataka, South India).-Journal of Geology, 103: 701-710.
- PIPER, J.D.A., BASU MALLIK, S., BANDYOPADHYAY, G., MONDAL, S. & DAS, A.K. (2003): Palaeomagnetic and rock magnetic study of a deeply exposed continental section in the Charnockite Belt of southern India: implications to crustal magnetisation and palaeoproterozoic continental nuclei.-Precambrian Research, 121: 185-219.
- RAASE, P., RAIH, M., ACKERMAN, D. & LAL, R.K. (1986): Progressive metamorphism of mafic rocks from greenschist facies to granulite facies in the Dharwar craton of southern India.-Journal of Geology, 94: 261-282.

- RAITH, M.M., SRIKANTAPPA, C., BUHL, D. & KÖHLER, H. (1999): The Nilgiri enderbites, South India: nature and age constraints on protolith formation, high-grade metamorphism and cooling history.-*Precambrian Research*, 98: 129-150.
- ROGERS, J.J.W. (1988): The Arsikere granite of southern India: magmatism and metamorphism in a previously depleted crust.-*Chemical Geology*, 67: 155-163.
- ROLLER, G. (1993): Isotopengeochemische Untersuchung zum Verhalten des Rb-Sr- und Sm-Nd-Systems in einem teilweise gebleichten Charnockit der Pon-Mudi-Einheit (Südindien). Unveröffentlichte Diplomarbeit am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Ludwig-Maximilians-Universität München, 94 Seiten.
- ROLLINSON, H.R., WINDLEY, B.F. & RAMAKRISHNAN, M. (1981): Contrasting high and intermediate pressure of metamorphism in the Archean Sargur schists of southern India.-*Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78: 420-429.
- ROLLINSON, H. (1993): Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore, 352 Seiten.
- RUSS, G.P. (1974): Neutron stratigraphy in the lunar regolith. PhD Thesis, California Institute of Technology.
- SARKAR, D., CHANDRAKALA, K., PADMAVATHI DEVI, P., SRIDHAR, A.R., SAIN, K. & REDDY, P.R. (2001): Crustal velocity structure of western Dharwar Craton, South India.-*Journal of Geodynamics*, 31: 227-241.
- SAUNDERS, A.D. & TARNEY, J. (1984): Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basins. In: Kokelaar, B.P. & Howells, M.F. (editors), *Marginal basin geology*, Special Publication of the Geological Society of London, 16: 59-76.
- SEWARD, D., GRUJIC, D. & SCHEURS, G. (1996): Exhumation history of southern Madagascar as revealed by zircon and apatite fission-track thermochronology.-*Gondwana Research*, 2: 353-354.
- SEWARD, D. & SRIKANTAPPA, C. (1996): Fission track evidence for upper Paleozoic thermotectonic imprint in the Nilgiri Granulite Massif, South India. In: Santosh, M. & Yoshida, M. (editors), IGCP-368, *International field workshop on Proterozoic continental crust of southern India*, Misc.Publ. No.4, Gondwana Research Group, Trivandrum: 120-121.
- SHAW, D.M. (1972): The origin of the Apsley Gneiss, Ontario.-*Canadian Journal of Earth Sciences*, 9: 18-35.
- SHERVAIS, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas.-*Earth and Planetary Science Letters*, 59: 101-118.
- SRIKANTAPPA, C., RAITH, M. & SPIERING, B. (1985): Progressive charnockitization of a leptynite-khondalite suite in southern Kerala, India: evidence for formation of charnockites through a decrease in fluid pressure?-*Journal Geological Society of India*, 26: 62-83.

- STACEY, J.S. & KRAMERS, J.D. (1975): Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model.-Earth and Planetary Science Letters, 26: 207-221.
- STEIGER, R.H. & JÄGER, E. (1977): Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry.-Earth and Planetary Science Letters, 36: 359-362.
- SUN, S.S. (1980): Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid ocean ridges, ocean islands and island arcs.-Philosophical Transactions of the Royal Society, A 297: 409-445.
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1981): The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks.-Philosophical Transactions of the Royal Society, A 301: 381-399.
- TAYLOR, P.M., CHADWICK, B., MOORBATH, S., RAMAKRISHNAN, M. & VISWANATHA, M.N. (1984): Petrography, chemistry and isotopic ages of Peninsular gneiss, Dharwar acid volcanic rocks and the Chitradurga granite with special reference to the late Archaean evolution of the Karnataka craton, Southern India.-Precambrian Research, 23: 349-375.
- TERA, F. & WASSERBURG, G.J. (1972): U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks.-Earth and Planetary Science Letters, 14: 281-304.
- THIRLWALL, M.F. (1991): Long-term reproducibility of multicollector Sr and Nd isotope ratio analysis.-Chemical Geology, 94: 85-104.
- TILTON, G.R. (1960): Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages.-Journal of Geophysical Research, 65: 2933-2945.
- WEAST, R.C. (1986): CRC Handbook of Chemistry and Physics-A ready-reference book of chemical and physical data.-67th edition, CRC Press, Inc., Boca Raton, Florida.
- WEAVER, B. & TARNEY, J. (1984): Empirical approach to estimating the composition of the continental crust.-Nature, 310: 575-577.
- WEBER, B. (1998): Die magmatische und metamorphe Entwicklung eines kontinentalen Krustensegments: Isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen am Mixtequita-Komplex, Südostmexiko.-Münchener Geologische Hefte, A 24, 176 Seiten.
- WENDT, I. (1989): Geometric considerations of the three-dimensional U/Pb data presentation.-Earth and Planetary Science Letters, 94: 231-235.
- WENDT, J.I. & TODT, W. (1991): A vapour digestion method for dating single zircons by direct measurement of U and Pb without chemical separation.-Terra Abstracts, 3: 507-508.
- WETHERILL, G.W. (1956): Discordant uranium-lead ages, I.-Transactions American Geophysical Union, 37: 320-326.

WETHERILL, G.W. (1963): Discordant uranium-lead ages, II: discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium.-*Journal of Geophysical Research*, 68: 2957-2965.

WILLBOLD, M. (2001): Chemical composition of the Neoproterozoic mafic Candy complex in Sri Lanka: implications for the assembly of Gondwana. Unveröffentlichte Diplomarbeit am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Ludwig-Maximilians-Universität München, 74 Seiten.

WILSON, M. (1989): *Igneous Petrogenesis*. Chapman & Hall, London, 466 Seiten.

WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements.-*Chemical Geology*, 20: 325-343.

YAMASHITA, K., CREASER, R.A., JENSEN, J.E. & HEAMAN, L.M. (2000): Origin and evolution of mid- to late-Archean crust in the Hanikahimajuk Lake area, Slave Province, Canada; evidence from U-Pb geochronological, geochemical and Nd-Pb isotopic data.-*Precambrian Research*, 99: 197-224.

YARDLEY, B.W.D., MACKENZIE, W.S. & GUILFORD, C. (1992): *Atlas metamorpher Gesteine und ihrer Gefüge in Dünnschliffen*. Enke Verlag, Stuttgart, 120 Seiten.

Anhang A Gesteinsproben und Probenlokalitäten

östlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Lokalität</i>	<i>östl. Länge</i>	<i>nördl. Breite</i>	<i>Gestein</i>
DC 93a1	Harobande	77° 44,3'	13° 27,9'	Granit
DC 93a2	Harobande	77° 44,3'	13° 27,9'	Granodioritischer Gneis
DC 93b1	Harobande	77° 44,3'	13° 27,9'	Granodioritischer Gneis
DC 93b2	Harobande	77° 44,3'	13° 27,9'	Granodioritischer Gneis
DC 93b3	Harobande	77° 44,3'	13° 27,9'	Granodioritischer Gneis
DC 93b4	Harobande	77° 44,3'	13° 27,9'	Granodioritischer Gneis
DC 93b5	Harobande	77° 44,3'	13° 27,9'	Granodioritischer Gneis
DC 93b6	Harobande	77° 44,3'	13° 27,9'	Granodioritischer Gneis
DC 94a	Bettahalsoor	77° 37,3'	13° 09,6'	Tonalitischer Gneis
DC 94b	Bettahalsoor	77° 37,3'	13° 09,6'	Tonalitischer Gneis
DC 94c	Bettahalsoor	77° 37,3'	13° 09,6'	Tonalitischer Gneis
DC 95a1	Hulimavu	77° 36,0'	12° 52,6'	Amphibolit
DC 95a2	Hulimavu	77° 36,0'	12° 52,6'	Granodiorit
DC 95b	Hulimavu	77° 36,0'	12° 52,6'	Amphibolit
DC 95c	Hulimavu	77° 36,0'	12° 52,6'	Amphibolit
DC 95d	Hulimavu	77° 36,0'	12° 52,6'	Amphibolit
DC 95e	Hulimavu	77° 36,0'	12° 52,6'	Metatonalit
DC 95f	Hulimavu	77° 36,0'	12° 52,6'	Metatonalit
DC 95g	Hulimavu	77° 36,0'	12° 52,6'	Metatonalit
DC 96a	S Bangarapet	78° 12,0'	12° 52,1'	Amphibolit
DC 96b	S Bangarapet	78° 12,0'	12° 52,1'	Amphibolit
DC 96c	S Bangarapet	78° 12,0'	12° 52,1'	Amphibolit
DC 96d	S Bangarapet	78° 12,0'	12° 52,1'	Metaquarzdiorit (Gang)

westlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Lokalität</i>	<i>östl. Länge</i>	<i>nördl. Breite</i>	<i>Gestein</i>
DC 202a	SE Holalkere	76° 17,2'	14° 00,1'	Granodioritischer Gneis
DC 202f	SE Holalkere	76° 17,2'	14° 00,1'	Metatonalit
DC 203a	NE Hosdurga	76° 20,2'	13° 49,6'	Tonalitischer Gneis
DC 203b	NE Hosdurga	76° 20,2'	13° 49,6'	Tonalitischer Gneis
DC 209a	S Hassan	76° 05,3'	12° 53,9'	Metagranodiorit
DC 209b	S Hassan	76° 05,3'	12° 53,9'	Metatrondhjemit
DC 209c	S Hassan	76° 05,3'	12° 53,9'	Metaquarzdiorit (Gang)
DC 209d	S Hassan	76° 05,3'	12° 53,9'	Quarzdioritischer Gneis
DC 210	S Hassan	76° 05,8'	12° 55,5'	Amphibolit
DC 211	S Hassan	76° 05,0'	12° 54,3'	Amphibolit
DC 72	S Hassan	76° 05,0'	12° 54,3'	Trondhjemitischer Gneis

Anhang B Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen

östlicher Dharwar Kraton

Hauptelemente in % (Gewicht)

<i>Probe</i>	<i>SiO2</i>	<i>TiO2</i>	<i>Al2O3</i>	<i>Fe2O3T</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na2O</i>	<i>K2O</i>	<i>P2O5</i>	<i>L.O.I.</i>	<i>Summe</i>
DC 93a1	71,82	0,07	15,25	0,92	0,01	0,14	1,75	3,88	4,07	0,07	1,03	99,1
DC 93a2	63,55	1,36	16,58	5,75	0,09	1,39	2,93	4,59	2,13	0,42	0,81	99,8
DC 93b1	63,88	1,45	15,65	5,73	0,07	1,40	3,33	4,48	2,22	0,45	0,63	99,5
DC 93b2	63,64	1,45	15,60	5,81	0,06	1,42	3,35	4,41	2,27	0,45	0,75	99,5
DC 93b3	64,64	1,34	15,30	5,33	0,06	1,28	3,17	4,30	2,46	0,42	0,74	99,3
DC 93b4	65,44	1,23	15,22	5,02	0,06	1,18	3,01	4,28	2,59	0,38	0,84	99,5
DC 93b5	64,74	1,30	15,38	5,23	0,07	1,24	3,10	4,44	2,49	0,41	0,77	99,4
DC 93b6	65,75	1,19	15,13	4,89	0,07	1,16	2,83	4,25	2,87	0,38	0,66	99,4
DC 94a	69,21	0,44	15,44	3,64	0,07	0,94	3,04	5,10	1,43	0,12	0,57	100,1
DC 94b	69,66	0,37	14,97	3,08	0,05	0,81	3,39	4,69	1,18	0,10	0,47	98,9
DC 94c	67,93	0,46	15,66	3,73	0,04	1,04	4,07	4,46	1,26	0,13	0,48	99,4
DC 95a1	49,77	0,75	15,25	11,34	0,19	7,42	10,40	3,41	0,69	0,05	1,17	100,5
DC 95a2	68,83	0,13	14,13	0,93	0,02	0,35	2,02	4,54	2,95	0,04	0,60	94,7
DC 95b	49,24	0,68	14,83	11,14	0,20	6,46	14,47	2,60	0,57	0,06	0,97	101,3
DC 95c	49,80	0,84	14,27	12,89	0,20	7,07	11,40	3,06	0,67	0,07	0,79	101,1
DC 95d	49,99	0,83	14,09	11,98	0,19	7,11	11,53	3,09	0,60	0,07	1,04	100,6
DC 95e	62,40	0,68	17,25	5,49	0,06	1,48	4,93	5,10	1,28	0,18	0,63	99,6
DC 95f	67,59	0,42	15,79	3,55	0,05	1,06	3,50	5,11	1,26	0,12	0,80	99,4
DC 95g	69,22	0,35	15,33	3,15	0,04	0,84	3,91	4,81	0,91	0,12	0,53	99,3
DC 96a	45,54	1,16	14,43	17,12	0,55	6,73	12,25	1,35	0,84	0,14	1,00	101,2
DC 96b	46,82	1,14	14,24	15,99	0,33	7,83	8,53	1,59	2,69	0,11	1,44	100,8
DC 96c	46,46	1,38	15,06	15,45	0,45	6,53	13,17	1,15	0,71	0,18	0,73	101,3
DC 96d	60,27	0,65	15,36	7,27	0,12	3,96	6,06	3,49	1,84	0,28	0,80	100,3

Spurenelemente in ppm (Gewicht)

<i>Probe</i>	<i>Rb</i>	<i>Sr</i>	<i>Zr</i>	<i>Ba</i>	<i>Cr</i>	<i>Mn</i>	<i>Ni</i>	<i>Zn</i>	<i>V</i>	<i>La</i>	<i>Nb</i>	<i>Nd</i>	<i>Y</i>
DC 93a1	104	302	117	699	50	88	34	24	12	33	<5	8	16
DC 93a2	139	371	497	626	51	686	32	138	67	161	11	71	29
DC 93b1	139	653	522	991	96	573	<5	77	46	123	36	77	11
DC 93b2	129	723	574	1220	105	453	<5	81	49	133	33	74	12
DC 93b3	129	721	528	1395	117	449	<5	75	50	127	32	79	9
DC 93b4	131	697	506	1355	107	445	<5	71	47	134	33	75	11
DC 93b5	137	646	500	1054	123	520	<5	74	45	118	30	69	10
DC 93b6	143	565	521	1075	107	509	<5	65	42	119	34	67	14
DC 94a	157	337	262	132	66	575	<5	61	32	22	26	21	14
DC 94b	95	347	230	228	50	351	<5	29	28	12	23	24	8
DC 94c	96	368	268	263	49	335	<5	36	36	19	23	33	9
DC 95a1	<5	84	47	94	309	1436	187	90	269	<5	<5	<5	6
DC 95a2	85	409	113	423	80	174	8	36	12	15	<5	8	12
DC 95b	9	77	48	48	321	1558	278	36	229	<5	9	21	<5
DC 95c	10	98	57	56	179	1575	255	38	249	<5	10	25	<5
DC 95d	10	113	58	41	186	1506	204	41	246	<5	9	29	<5
DC 95e	71	606	227	381	129	500	43	44	65	23	18	34	<5
DC 95f	83	465	196	349	163	421	147	33	44	23	22	27	7
DC 95g	66	390	203	219	202	288	32	33	33	9	21	18	<5
DC 96a	8	81	63	144	149	4284	53	113	242	<5	11	43	6
DC 96b	71	98	73	280	243	2561	92	96	220	<5	16	27	21
DC 96c	<5	72	118	116	56	3523	45	113	216	9	13	45	7
DC 96d	69	769	177	462	147	932	<5	42	115	31	18	49	6

Anhang B **Ergebnisse der Röntgenfluoreszenzanalysen**
westlicher Dharwar Kraton

Hauptelemente in % (Gewicht)

<i>Probe</i>	<i>SiO₂</i>	<i>TiO₂</i>	<i>Al₂O₃</i>	<i>Fe₂O₃T</i>	<i>MnO</i>	<i>MgO</i>	<i>CaO</i>	<i>Na₂O</i>	<i>K₂O</i>	<i>P₂O₅</i>	<i>L.O.I.</i>	<i>Summe</i>
DC 202a	65,45	0,60	15,83	4,56	0,06	1,64	3,87	4,15	1,94	0,20	1,10	99,5
DC 202f	73,59	0,16	14,22	1,48	0,03	0,35	1,79	4,47	3,02	0,05	0,63	99,9
DC 203a	68,65	0,52	14,99	4,21	0,08	1,45	3,58	4,11	1,75	0,19	0,89	100,5
DC 203b	69,76	0,39	15,69	3,43	0,05	1,04	3,53	4,77	1,32	0,14	0,69	100,9
DC 209a	73,12	0,16	14,97	1,39	0,04	0,37	1,62	5,45	2,48	0,09	0,75	100,5
DC 209b	76,60	0,63	11,45	3,39	0,08	0,77	1,42	4,36	1,15	0,07	0,44	100,5
DC 209c	57,05	1,27	12,91	15,03	0,26	2,76	6,84	2,26	1,64	0,13	0,61	100,9
DC 209d	61,74	0,68	14,04	7,14	0,15	3,44	4,68	3,21	2,97	0,22	2,34	100,7
DC 210	47,68	1,97	13,16	17,45	0,27	5,41	9,33	2,69	1,39	0,29	0,86	100,6
DC 211	50,17	1,67	14,18	14,15	0,24	5,12	9,06	3,58	1,22	0,31	0,78	100,5
DC 72	75,98	0,34	12,32	2,50	0,10	0,41	1,28	4,60	1,11	0,03	0,51	99,2

Spurenelemente in ppm (Gewicht)

<i>Probe</i>	<i>Rb</i>	<i>Sr</i>	<i>Zr</i>	<i>Ba</i>	<i>Cr</i>	<i>Mn</i>	<i>Ni</i>	<i>Zn</i>	<i>V</i>	<i>La</i>	<i>Nb</i>	<i>Nd</i>	<i>Y</i>
DC 202a	139	380	208	177	87	493	19	84	70	27	<5	10	20
DC 202f	117	197	120	230	96	261	<5	53	14	16	<5	<5	14
DC 203a	137	311	188	172	131	629	16	77	65	32	<5	14	23
DC 203b	109	330	225	108	125	412	12	74	46	42	<5	11	15
DC 209a	57	315	127	414	78	277	<5	42	15	23	<5	11	13
DC 209b	74	122	559	143	139	642	6	90	14	41	13	44	80
DC 209c	51	138	140	332	183	2041	32	87	324	9	<5	30	17
DC 209d	117	317	258	309	178	1155	22	156	130	19	<5	32	47
DC 210	18	95	110	254	84	2128	57	246	435	20	<5	27	18
DC 211	25	140	133	168	120	1833	41	122	369	<5	<5	18	18
DC 72	31	87	358	141	<5	756	21	73	<5	32	6	36	66

Anhang C Ergebnisse der massenspektrometrischen Messungen (Sm-Nd, Rb-Sr)

Sm-Nd

östlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>Sm [ppm]</i>	<i>Nd [ppm]</i>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	<i>Fehler [%]</i>	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	<i>Fehler [%]</i>
DC 93a1	WR	3,84	20,56	0,11286	0,5	0,511105	0,006
DC 93a2	WR	13,97	97,95	0,08619	0,5	0,510838	0,006
DC 93b1	WR	10,61	82,04	0,07812	0,5	0,510631	0,006
DC 93b2	WR	10,73	85,56	0,07575	0,5	0,510591	0,006
DC 93b3	WR	10,05	80,13	0,07580	0,5	0,510594	0,006
DC 93b4	WR	9,54	76,45	0,07544	0,5	0,510636	0,006
DC 93b5	WR	9,41	74,78	0,07602	0,5	0,510635	0,006
DC 93b6	WR	9,68	77,89	0,07511	0,5	0,510637	0,006
DC 94a	WR	3,08	14,85	0,12549	0,5	0,511415	0,006
DC 94b	WR	2,48	13,17	0,11356	0,5	0,511225	0,006
DC 94c	WR	3,04	15,44	0,11904	0,5	0,511331	0,006
DC 95a1	WR	1,73	5,11	0,20486	0,5	0,512894	0,006
DC 95a2	WR	2,66	13,72	0,11715	0,5	0,511241	0,006
DC 95b	WR	1,54	4,53	0,20617	0,5	0,512830	0,006
DC 95c	WR	2,04	6,17	0,19931	0,5	0,512672	0,006
DC 95d	WR	1,92	5,65	0,20539	0,5	0,512870	0,006
DC 95e	WR	3,26	19,87	0,09923	0,5	0,511000	0,006
DC 95f	WR	3,19	17,50	0,11015	0,5	0,511224	0,006
DC 95g	WR	1,28	7,22	0,10705	0,5	0,511127	0,006
DC 96a	WR	6,85	22,58	0,18334	0,5	0,512184	0,006
DC 96b	WR	4,18	12,61	0,20043	0,5	0,512538	0,006
DC 96c	WR	6,90	26,82	0,15545	0,5	0,511759	0,006
DC 96d	WR	6,83	36,89	0,11190	0,5	0,511266	0,006
DC 95a1	Kb 1	1,63	4,66	0,21169	0,5	0,512951	0,0062
DC 95a1	Kb 2	1,93	5,82	0,20074	0,5	0,512808	0,0060
DC 95a1	Kb 3	1,69	4,90	0,20873	0,5	0,512953	0,0060
DC 95a1	Kb 4	1,64	4,72	0,20967	0,5	0,512989	0,0060
DC 95a1	Kb 5	1,95	5,72	0,20651	0,5	0,512916	0,0060
DC 95a1	Kb 6	1,39	3,80	0,22065	0,5	0,513137	0,0063
DC 95a1	Kb 7	2,12	6,00	0,21364	0,5	0,513038	0,0060
DC 95a1	Kb 8	1,49	4,13	0,21829	0,5	0,513094	0,0060
DC 95a1	Kb 9	1,88	5,25	0,21636	0,5	0,513120	0,0060
DC 95a1	Kb 10	1,65	4,74	0,21019	0,5	0,512991	0,0060
DC 95a1	Kb 11	1,75	5,18	0,20381	0,5	0,512874	0,0060
DC 95a1	Kb 12	1,81	5,35	0,20438	0,5	0,512852	0,0060
DC 95a1	Kb 13	1,79	5,12	0,21100	0,5	0,512939	0,0060
DC 95a1	Kb 14	2,19	6,77	0,19516	0,5	0,512703	0,0060
DC 95a1	Kb 15	1,48	4,50	0,19899	0,5	0,512769	0,0060
DC 95a1	Kb 16	1,65	5,32	0,18762	0,5	0,512572	0,0060

Die angegebenen Fehler in Anhang C entsprechen größtenteils den laborinternen Reproduzierbarkeiten (2σ).

Von den laborinternen Reproduzierbarkeiten abweichende Fehler sind $2\sigma_m$ -Fehler der massenspektrometrischen Messung.

Laborinterne Reproduzierbarkeiten aller Konzentrationsbestimmungen: < 1,7 %.

WR = Gesamtgestein (whole rock), Kb = Kleinbereich, Gt = Granat, Ilm = Ilmenit.

Anhang C Ergebnisse der massenspektrometrischen Messungen (Sm-Nd, Rb-Sr)

Sm-Nd

westlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>Sm [ppm]</i>	<i>Nd [ppm]</i>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	<i>Fehler [%]</i>	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	<i>Fehler [%]</i>
DC 202a	WR	3,18	17,35	0,11090	0,5	0,510854	0,006
DC 202f	WR	2,05	11,03	0,11246	0,5	0,510904	0,006
DC 203a	WR	4,61	24,70	0,11286	0,5	0,510926	0,006
DC 203b	WR	4,27	24,73	0,10433	0,5	0,510717	0,006
DC 209a	WR	3,89	19,48	0,12079	0,5	0,511087	0,006
DC 209b	WR	14,62	54,60	0,16191	0,5	0,511901	0,006
DC 209c	WR	5,41	22,04	0,14847	0,5	0,511680	0,006
DC 209d	WR	9,80	40,53	0,14612	0,5	0,511597	0,006
DC 210	WR	5,77	21,38	0,16301	0,5	0,511956	0,006
DC 211	WR	5,53	19,64	0,17025	0,5	0,512105	0,006
DC 72	WR	14,93	57,10	0,15804	0,5	0,511824	0,006
DC 72	Gt/Ilm	44,52	110,68	0,24319	0,5	0,513187	0,006

Rb-Sr

östlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>Rb [ppm]</i>	<i>Sr [ppm]</i>	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	<i>Fehler [%]</i>	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	<i>Fehler [%]</i>
DC 93a1	WR	106,43	255,11	1,21145	1,5	0,745118	0,010
DC 93a2	WR	164,95	356,02	1,34603	1,5	0,749733	0,010
DC 93b1	WR	145,31	631,51	0,66690	1,5	0,725322	0,010
DC 93b2	WR	135,93	706,49	0,55742	1,5	0,721889	0,010
DC 93b3	WR	131,50	711,74	0,53527	1,5	0,721078	0,010
DC 93b4	WR	132,28	665,79	0,57565	1,5	0,722606	0,010
DC 93b5	WR	137,35	605,87	0,65705	1,5	0,725368	0,010
DC 93b5	Biotit	793,69	12,47	492,520	1,5	17,81873	0,100
DC 93b6	WR	142,43	521,62	0,79176	1,5	0,730129	0,010
DC 94a	WR	148,27	283,13	1,52251	1,5	0,757633	0,010
DC 94a	Biotit	1154,5	13,87	1239,18	1,5	43,07600	0,100
DC 94b	WR	83,06	293,99	0,81939	1,5	0,732214	0,010
DC 94c	WR	85,18	313,28	0,78843	1,5	0,730997	0,010
DC 95a1	WR	6,52	78,77	0,23960	1,5	0,708659	0,010
DC 95a2	WR	77,89	317,62	0,71085	1,5	0,727029	0,010
DC 95b	WR	7,13	67,31	0,30681	1,5	0,712734	0,010
DC 95c	WR	5,92	92,11	0,18584	1,5	0,706654	0,010
DC 95d	WR	7,11	106,46	0,19335	1,5	0,708019	0,010
DC 95e	WR	66,24	566,57	0,33845	1,5	0,713557	0,010
DC 95e	Biotit	615,25	8,15	673,560	1,5	22,02450	0,100
DC 95f	WR	72,56	402,39	0,52234	1,5	0,720383	0,010
DC 95g	WR	55,00	329,57	0,48334	1,5	0,718621	0,010
DC 96a	WR	8,85	84,66	0,30277	1,5	0,722239	0,010
DC 96b	WR	93,78	101,94	2,68527	1,5	0,798691	0,010
DC 96b	Biotit	370,46	7,02	280,140	1,5	9,244740	0,100
DC 96c	WR	4,42	71,45	0,17928	1,5	0,726019	0,010
DC 96d	WR	70,03	775,15	0,26147	1,5	0,711080	0,010
DC 96d	Biotit	455,90	14,45	126,320	1,5	4,631840	0,100

Anhang C Ergebnisse der massenspektrometrischen Messungen (Sm-Nd, Rb-Sr)

Rb-Sr

östlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>Rb [ppm]</i>	<i>Sr [ppm]</i>	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	<i>Fehler [%]</i>	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	<i>Fehler [%]</i>
DC 95a1	Kb 1	17,86	128,56	0,40220	1,5	0,713060	0,010
DC 95a1	Kb 2	26,22	182,51	0,41607	1,5	0,716666	0,010
DC 95a1	Kb 3	6,06	106,34	0,16492	1,5	0,707197	0,010
DC 95a1	Kb 4	4,66	92,58	0,14562	1,5	0,706807	0,010
DC 95a1	Kb 5	4,55	102,45	0,12842	1,5	0,706051	0,010
DC 95a1	Kb 6	8,41	84,65	0,28743	1,5	0,710927	0,010
DC 95a1	Kb 7	25,33	149,28	0,49135	1,5	0,718244	0,010
DC 95a1	Kb 8	5,27	85,56	0,17816	1,5	0,708321	0,010
DC 95a1	Kb 9	9,27	125,69	0,21341	1,5	0,710965	0,010
DC 95a1	Kb 10	4,62	72,02	0,18547	1,5	0,708488	0,010
DC 95a1	Kb 11	4,08	79,27	0,14905	1,5	0,706650	0,010
DC 95a1	Kb 12	3,80	79,80	0,13776	1,5	0,706846	0,010
DC 95a1	Kb 13	5,53	65,39	0,24496	1,5	0,710044	0,010
DC 95a1	Kb 14	4,40	86,86	0,14645	1,5	0,706955	0,010
DC 95a1	Kb 15	12,48	83,78	0,43136	1,5	0,714675	0,010
DC 95a1	Kb 16	31,18	130,12	0,69411	1,5	0,720751	0,010

Rb-Sr

westlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>Rb [ppm]</i>	<i>Sr [ppm]</i>	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	<i>Fehler [%]</i>	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	<i>Fehler [%]</i>
DC 72	WR	33,23	66,56	1,45304	1,5	0,769968	0,010
DC 72	Biotit	499,46	5,60	2041,37	1,5	71,36696	0,100

Anhang D Ergebnisse der U-Pb-Einzelzirkon-Analysen

U-Pb (total)

östlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>U [ppm]*</i>	<i>Pb [ppm]*</i>	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	<i>Fehler [%]</i>	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	<i>Fehler [%]</i>	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	<i>Fehler [%]</i>
DC 93b5	Zirkon 1	190	130	2,10556	0,362	0,226428	0,539	0,004980	2,00
DC 93b5	Zirkon 2	180	150	1,92364	0,472	0,282486	0,400	0,009404	1,13
DC 93b5	Zirkon 3	60	70	1,83262	1,030	0,421864	0,730	0,020675	1,32
DC 93b5	Zirkon 4	330	200	2,28092	0,492	0,229619	0,520	0,005600	1,69
DC 93b5	Zirkon 5	420	300	2,03064	0,488	0,234285	0,628	0,005614	2,09
DC 94b	Zirkon 1	1220	560	2,48862	1,390	0,221233	0,183	0,001131	5,65
DC 94b	Zirkon 2	1760	580	3,24730	6,700	0,181367	1,790	0,001162	5,56
DC 94b	Zirkon 3	520	260	2,17524	0,598	0,203043	0,362	0,000591	11,50
DC 94b	Zirkon 4	790	250	3,66241	1,360	0,177758	0,756	0,003672	6,45
DC 94b	Zirkon 5	780	250	3,31729	1,370	0,183470	0,492	0,000887	8,85
DC 94b	Zirkon 6	980	260	4,05549	0,580	0,165148	0,529	0,000721	10,70
DC 95e	Zirkon 1	830	410	2,24177	0,694	0,185071	0,212	0,001583	2,77
DC 95e	Zirkon 3	220	150	1,84682	0,408	0,227500	0,556	0,004759	2,15
DC 95e	Zirkon 4	210	160	1,74568	0,411	0,246040	0,430	0,006319	1,58
DC 95e	Zirkon 5	200	130	1,86948	0,358	0,220760	0,467	0,004291	1,99
DC 95e	Zirkon 6	140	120	1,70048	0,683	0,286603	0,689	0,009819	1,83

U-Pb (total)

westlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>U [ppm]*</i>	<i>Pb [ppm]*</i>	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	<i>Fehler [%]</i>	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	<i>Fehler [%]</i>	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	<i>Fehler [%]</i>
DC 72	Zirkon 2	1210	310	4,80592	3,260	0,263364	0,586	0,001466	6,11
DC 72	Zirkon 3	700	250	3,10529	1,510	0,242743	0,330	0,000750	8,29
DC 72	Zirkon 4	350	210	1,98185	2,540	0,267723	0,806	0,001699	6,47
DC 72	Zirkon 5	430	220	2,32128	2,980	0,257274	0,433	0,001253	7,09
DC 72	Zirkon 6	610	250	2,62020	1,590	0,242590	0,243	0,000398	12,30

* Konzentrationen wurden anhand abgeschätzter Proben- und Spikemengen berechnet, da bei Einzelzirkon-Analysen die exakten Mengen nicht bekannt sind.

Isotopenverhältnisse wurden auf 0,02 ng Pb-Blank und 0,002 ng U-Blank korrigiert.

Massenfractionierungskorrektur: Pb 0.13%/a.m.u. U (alsUO₂) 0.99%/a.m.u., z.B. Yamashita et al. (2000); Wendt J.I. (mündliche Mitteilung) und Vergleich mit Standardmessungen.

Anhang D Ergebnisse der U-Pb-Einzelzirkon-Analysen

U-Pb (radiogen)

östlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>U [ppm]*</i>	<i>Pb [ppm]*</i>	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	<i>Fehler [%]</i>	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	<i>Fehler [%]</i>	<i>Rho</i>	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
DC 93b5	Zirkon 1	190	100	9,97777	0,498	0,441611	0,368	0,80826	184
DC 93b5	Zirkon 2	180	100	10,22440	0,861	0,450974	0,486	0,70635	102
DC 93b5	Zirkon 3	60	30	8,60731	2,030	0,386718	1,090	0,71139	47
DC 93b5	Zirkon 4	330	150	8,84636	0,557	0,403829	0,496	0,91234	165
DC 93b5	Zirkon 5	420	240	10,23950	0,555	0,453505	0,492	0,91233	162
DC 94b	Zirkon 1	1220	520	11,27800	1,480	0,393330	1,400	0,96470	817
DC 94b	Zirkon 2	1760	540	6,92951	5,480	0,301254	5,080	0,92827	802
DC 94b	Zirkon 3	520	250	12,28460	0,716	0,454638	0,603	0,89238	1167
DC 94b	Zirkon 4	790	200	4,53139	3,420	0,254291	1,430	0,65876	253
DC 94b	Zirkon 5	780	240	7,04937	1,520	0,296449	1,380	0,93052	868
DC 94b	Zirkon 6	980	250	5,23190	0,832	0,243256	0,588	0,78893	990
DC 95e	Zirkon 1	830	380	9,86136	0,797	0,432871	0,698	0,91205	587
DC 95e	Zirkon 3	220	110	11,43160	0,496	0,493275	0,411	0,87844	191
DC 95e	Zirkon 4	210	120	11,63280	0,811	0,505143	0,431	0,72646	149
DC 95e	Zirkon 5	200	100	11,33540	0,488	0,491978	0,363	0,82674	214
DC 95e	Zirkon 6	140	70	10,7955	1,330	0,480072	0,717	0,74365	95

U-Pb (radiogen)

westlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>U [ppm]*</i>	<i>Pb [ppm]*</i>	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	<i>Fehler [%]</i>	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	<i>Fehler [%]</i>	<i>Rho</i>	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
DC 72	Zirkon 2	1210	280	6,96858	3,350	0,204320	3,260	0,97684	609
DC 72	Zirkon 3	700	240	10,31280	1,560	0,319054	1,510	0,97255	1051
DC 72	Zirkon 4	350	200	16,97550	2,740	0,494021	2,550	0,93688	513
DC 72	Zirkon 5	430	210	14,24220	3,040	0,424147	2,980	0,98462	670
DC 72	Zirkon 6	610	240	12,47320	1,610	0,379780	1,590	0,99104	1684

* Konzentrationen wurden anhand abgeschätzter Proben- und Spikemengen berechnet, da bei Einzelzirkon-Analysen die exakten Mengen nicht bekannt sind.

Isotopenverhältnisse wurden auf 0,02 ng Pb-Blank und 0,002 ng U-Blank korrigiert.

Massenfractionierungskorrektur: Pb 0.13%/a.m.u. U (alsUO₂) 0.99%/a.m.u., z.B. Yamashita et al. (2000); Wendt J.I. (mündliche Mitteilung) und Vergleich mit Standardmessungen.

Common Pb-Korrektur der Isotopenverhältnisse nach Stacey & Kramers (1975):

DC 93b5: 2500 Ma, DC 94b: 0 Ma, DC 95e: 0 Ma, DC 72: 3250 Ma.

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ gemessen.

Anhang D

Ergebnisse der U-Pb-Einzelzirkon-Analysen

U-Pb-Alterswerte

östlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	$t (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$	$t (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$	$t (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$	<i>Fehler</i> _{$t(^{207/206})$}
DC 93b5	Zirkon 1	2358	2433	2496	5
DC 93b5	Zirkon 2	2400	2455	2502	10
DC 93b5	Zirkon 3	2108	2297	2471	25
DC 93b5	Zirkon 4	2187	2322	2444	4
DC 93b5	Zirkon 5	2411	2457	2495	4
DC 94b	Zirkon 1	2138	2546	2890	6
DC 94b	Zirkon 2	1688	2097	2526	34
DC 94b	Zirkon 3	2416	2626	2793	5
DC 94b	Zirkon 4	1461	1737	2088	47
DC 94b	Zirkon 5	1674	2118	2582	9
DC 94b	Zirkon 6	1407	1860	2413	9
DC 95e	Zirkon 1	2319	2422	2510	6
DC 95e	Zirkon 3	2585	2559	2539	4
DC 95e	Zirkon 4	2636	2575	2528	10
DC 95e	Zirkon 5	2579	2551	2529	5
DC 95e	Zirkon 6	2528	2506	2488	16

U-Pb-Alterswerte

westlicher Dharwar Kraton

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	$t (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$	$t (^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})$	$t (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$	<i>Fehler</i> _{$t(^{207/206})$}
DC 72	Zirkon 2	1188	2098	3167	12
DC 72	Zirkon 3	1777	2458	3081	6
DC 72	Zirkon 4	2564	2922	3179	15
DC 72	Zirkon 5	2263	2758	3142	9
DC 72	Zirkon 6	2071	2638	3108	4

Alle Angaben in [Ma].

Anhang E Kontrollmessungen

Sm-Nd Gesteins- und Mineralstandards

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>Sm [ppm]</i>	<i>Nd [ppm]</i>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
G-2	WR1	7,22	53,81	0,08115	0,512233
G-2	WR2	7,24	54,04	0,08095	0,512245
Sollwert		7,2*	55,0*	0,08125'	0,512235'
BHVO-1	WR1	6,27	25,15	0,15067	0,512990
BHVO-1	WR2	6,27	25,22	0,15028	0,512977
BHVO-1	WR3	6,27	25,22	0,15029	0,512969
Sollwert		6,2*	25,2*	0,15068'	0,512978'

* Geostandards Newsletter, 1989, 1990, ' laborinterner Sollwert

Rb-Sr Gesteins- und Mineralstandards

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>Rb [ppm]</i>	<i>Sr [ppm]</i>	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
G-2	WR1	168,59	479,61	1,01724	0,709747
G-2	WR2	169,86	476,50	1,03156	0,709775
G-2	WR3	169,98	-	-	-
Sollwert		170*	478*	1,02434'	0,709769'
BHVO-1	WR1	9,38	401,15	0,06762	0,703508
BHVO-1	WR2	9,39	-	-	-
BHVO-1	WR3	9,32	-	-	-
Sollwert		9,34'	403*	0,06735'	0,703482'
BCR-1	WR1	47,58	334,25	0,41179	0,705003
Sollwert		47,2*	330*		0,70501*
NBS 607	Kalifeldspat	522,97	65,56	24,19411	1,20112
Sollwert		523,9°	65,5°		1,20039°

* Geostandards Newsletter, 1989, 1990, ° NBS Herstellerangabe, ' laborinterner Sollwert

Sm-Nd Mehrfachaufschlüsse

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>Sm [ppm]</i>	<i>Nd [ppm]</i>	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$
DC 93b5	WR1	9,41	74,78	0,07602	0,510635
DC 93b5	WR2	9,52	75,54	0,07617	0,510643
DC 93b5	WR3	9,83	78,49	0,07570	0,510623
DC 72	WR1	14,90	56,93	0,15823	0,511816
DC 72	WR2	14,95	57,26	0,15784	0,511831

Rb-Sr Mehrfachaufschlüsse

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>Rb [ppm]</i>	<i>Sr [ppm]</i>	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
DC 93b5	WR1	137,35	605,87	0,65705	0,725368
DC 93b5	WR2	137,82	612,17	0,65249	0,725336
DC 72	WR1	33,10	66,53	1,44821	0,769694
DC 72	WR2	33,35	66,60	1,45786	0,770243

Leeraufschlüsse

<i>Probe</i>	<i>Typ</i>	<i>Sm [ng]</i>	<i>Nd [ng]</i>	<i>Rb [ng]</i>	<i>Sr [ng]</i>
Blank	Total 1	-	0,057	-	1,22
Blank	Total 2	-	0,113	-	1,01

Anhang E Kontrollmessungen

Isotopenstandards

<i>Standard</i>	<i>Magazin</i>	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1 \sigma$	<i>Sollwert</i>
Eimer & Amend	M 863	0,708045	0,000042	0,708000
	M 864	0,707986	0,000044	
	M 920	0,708044	0,000073	
NBS 987	M 865	0,710262	0,000053	0,710248*
	M 877	0,710254	0,000045	
	M 901	0,710236	0,000041	
	M 901	0,710258	0,000047	
	M 902	0,710233	0,000057	

<i>Standard</i>	<i>Magazin</i>	$^{154}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$	$\pm 1 \sigma$	<i>Sollwert</i>
Sm-Salz	M 867	1,517314	0,000111	1,517036°
	M 872	1,517099	0,000077	
	M 873	1,517336	0,000107	
	M 906	1,517320	0,000108	
	M 925	1,517220	0,000145	
	M 962	1,517136	0,000174	

<i>Standard</i>	<i>Magazin</i>	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1 \sigma$	<i>Sollwert</i>
Nd-Salz	M 868	0,512623	0,000024	0,512638'
	M 870	0,512651	0,000058	
	M 872	0,512643	0,000042	
	M 905	0,512645	0,000023	
	M 917	0,512637	0,000048	
Ames	M 917	0,512129	0,000041	0,512138
	M 944	0,512144	0,000075	
	M 963	0,512126	0,000073	
	M 963	0,512138	0,000062	

<i>Standard</i>	<i>Magazin</i>	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1 \sigma$	<i>Sollwert</i>
NBS 982	M 72	0,46640	0,00042	0,46630'
	M 93	0,46646	0,00031	
	M 94	0,46633	0,00091	
	M 95	0,46605	0,00027	

* nach Thirlwall (1991), ° nach Russ (1974), ' laborinterner Sollwert

Anhang F Natürliche Isotopenzusammensetzungen von Rb, Sr, Nd, Sm, Pb und U

<i>Isotop</i>	<i>Atommasse [u]</i>	<i>Häufigkeit [%]</i>	<i>Isotopenverhältnis</i>	<i>Zerfallskonstante</i>
⁸⁵ Rb	84,9118	72,17	85/87 = 2,59265	1,42 x 10 ⁻¹¹ a ⁻¹
⁸⁷ Rb	86,9092	27,83		
Rb _{nat}	85,4678			
⁸⁴ Sr	83,9134	0,56	88/86 = 8,37521	
⁸⁶ Sr	85,9093	9,86		
⁸⁷ Sr	86,9089	7,00		
⁸⁸ Sr	87,9056	82,58		
Sr _{nat}	87,6166			
¹⁴² Nd	141,9077	27,13	146/144 = 0,72190	
¹⁴³ Nd	142,9098	12,18		
¹⁴⁴ Nd	143,9101	23,80		
¹⁴⁵ Nd	144,9126	8,30		
¹⁴⁶ Nd	145,9131	17,19		
¹⁴⁸ Nd	147,9169	5,76		
¹⁵⁰ Nd	149,9209	5,64		
Nd _{nat}	144,2425			
¹⁴⁴ Sm	143,9120	3,1	152/147 = 1,78308	6,54 x 10 ⁻¹² a ⁻¹
¹⁴⁷ Sm	146,9149	15,0		
¹⁴⁸ Sm	147,9148	11,3		
¹⁴⁹ Sm	148,9172	13,8		
¹⁵⁰ Sm	149,9173	7,4		
¹⁵² Sm	151,9197	26,7		
¹⁵⁴ Sm	153,9222	22,7		
Sm _{nat}	150,3602			
²⁰⁴ Pb	203,9730	1,4		
²⁰⁶ Pb	205,9744	24,1		
²⁰⁷ Pb	206,9759	22,1		
²⁰⁸ Pb	207,9766	52,4		
Pb _{nat}	207,2169			
²³⁴ U	234,0409	0,0057	238/235 = 137,88	2,806 x 10 ⁻⁶ a ⁻¹
²³⁵ U	235,0439	0,7200		9,8485 x 10 ⁻¹⁰ a ⁻¹
²³⁸ U	238,0508	99,2743		1,55125 x 10 ⁻¹⁰ a ⁻¹
U _{nat}	238,0289			

Atommassen und Häufigkeiten ohne U nach Weast (1986); alle Angaben für U nach Steiger & Jäger (1977) und Lederer et al. (1967); Isotopenverhältnisse und Zerfallskonstanten für Rb und Sr nach Steiger & Jäger (1977), Nd nach O'Nions et al. (1977), Sm nach Russ (1974) und Lugmair & Marti (1978).

Lebenslauf

Name	Peter Deters-Itzelsberger, geb. Deters-Umlauf
Geburtsdatum	09.03.1968
Geburtsort	München
Staatsangehörigkeit	deutsch
Familienstand	verheiratet mit Pamela Itzelsberger, Diplom-Geologin, museumspädagogische Dozentin für Geologie
Kinder	Violetta Itzelsberger, geboren am 03.06.1996 in München Lorenz Itzelsberger, geboren am 31.07.2000 in München
1974 – 1978	Grundschule an der Rotbuchenstraße, München
1978 – 1987	Maria-Theresia-Gymnasium, München
1987 – 1989	Zivildienst
1989 – 1990	Studium der Chemie an der TU München
1990 – 1998	Studium der Geologie/Paläontologie an der LMU München
1998 – 2001	wissenschaftlicher Mitarbeiter am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der LMU München
1999 – 2002	Promotionsstudent im Fach Geologie an der LMU München
2002 – 2003	Lehrer für Erdkunde am Institut auf dem Rosenberg in St. Gallen, Schweiz
seit 2001	Durchführung von geologischen Tagesexkursionen für die Deutsche Gesellschaft für das hochbegabte Kind
seit 2002	Dozent an der Münchner Volkshochschule für den Lehrgang Geologie/Paläontologie