

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

vorgelegt von
Birgit Meißner



München, den 12.09.2001

1. Berichterstatter: Prof. Hermann Köhler
2. Berichterstatter: Prof. Ludwig Masch

Tag der mündlichen Prüfung: 18.12.2001

Zusammenfassung

Im Grundgebirge Südindiens treten zwischen hochmetamorphen Einheiten mit unterschiedlicher Entwicklungsgeschichte mehrere amphibolitfazielle Scherzonen auf. Die W-E-streichende *Moyar-Scherzone* (MSZ) bildet die Grenze zwischen dem archaischen Dharwar Kraton im N und dem spätarchaischen Nilgiri Block im S. Steilstehende Lineationen belegen hier vorherrschenden Vertikalversatz. Die SW-NE-streichende transpressiv-dextrale *Bhavani-Scherzone* (BSZ) begrenzt im Westen den Nilgiri Block und im Osten den Dharwar Kraton südwärts. Südlich der BSZ schließen sich amphibolit- bis granulitfazielle Orthogesteine und Metasedimente an, die durch die W-E-streichende dextrale *Palghat-Scherzone* (PSZ) vom archaisch-proterozoischen Madurai Block getrennt werden. MSZ, BSZ und PSZ werden als Komponenten des westlichen Cauvery-Scherzonen-Systems betrachtet. Die *Kollegal-Scherzone* (KSZ) tritt als N-S-streichende sinistrale Störungszone innerhalb des Dharwar Kratons auf und wird durch das Cauvery-Scherzonen-System diskordant abgeschnitten.

Kenntnisse über die Deformationsgeschichte der südindischen Scherzonen spielen eine wichtige Rolle in Ostgondwana-Rekonstruktionen. Um Informationen über ihren Aufbau und ihre zeitliche Entwicklung zu erhalten, wurden die MSZ, BSZ, PSZ und KSZ im Rahmen vorliegender Arbeit isotopengeochemisch untersucht. Sm-Nd-, Rb-Sr- und U-Pb-Isotopenuntersuchungen an reliktschen Granuliten, an amphibolitfaziellen Gneisen und Gneismyloniten sowie an prä-, syn- und postdeformativen Intrusiva aus den Scherzonen liefern folgende Ergebnisse:

Gesamtgesteinsuntersuchungen

Reliktische und rehydratisierte Granulite aus der MSZ (T_{DM} 2.3–3.1 Ga) und der BSZ (T_{DM} 2.6–2.9 Ga) gehen mehrheitlich auf spätarchaische Krustenbildung zurück. Hinsichtlich ihrer geochemischen Charakteristika (LIL-, Nb-verarmte Tonalite) und Nd-Modellalter ähneln diese Gesteine mehrheitlich den benachbarten Nilgiri-Granuliten. Die Metamorphite aus der BSZ liefern ein Sm-Nd-Gesamtgesteinsalter von 2520 ± 150 Ma ($\epsilon_{Nd}(t) +0.6$; MSWD = 2.2), das als Protolithalter der Gesteine interpretiert wird. Die mittlere Krustenverweildauer (T_{DM} 1.6–1.9 Ga) von sauren bis intermediären I-Typ-Schmelzen, die vor ~620 Ma ($^{87}Sr/^{86}Sr_i$ 0.7039) in die MSZ eindringen, belegt einen jüngeren Mantelabspaltungsprozeß unter der südindischen Kruste im Meso- oder Neoproterozoikum. Ein allochthoner Quarzit (T_{DM} 3.3 Ga) aus der BSZ wird der archaischen Sargur-Serie aus dem Dharwar Kraton zugeordnet. Die Gneise der PSZ zeigen aufgrund ihrer geochemischen Komposition (LIL-, Nb-reiche Granitoide) und ihrer spätarchaisch-frühproterozoischen Nd-Modellalter (T_{DM} 2.3–3.0 Ga) Affinität zum Madurai Block. Orthogneise aus der KSZ (T_{DM} 3.2–3.3 Ga) besitzen die für den Dharwar Kraton typischen mittelarchaischen Nd-Modellalter.

Mineraldatierungen an Granuliten

Mineraldatierungen an Granulitrelikten der MSZ, BSZ und PSZ geben Auskunft über die frühe Metamorphosegeschichte der Gesteine: Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsalter von Gnt-Plag-Px-Granuliten aus geschonten Domänen der MSZ (2355 ± 22 Ma; $\epsilon_{Nd}(t) -1.4$) und der BSZ (2329 ± 19 Ma; $\epsilon_{Nd}(t) -2.0$) dokumentieren das Spätstadium frühproterozoischer Granulitmetamorphose und korrespondieren mit Granataltern aus dem Nilgiri Block. Die zugehörigen niedrigen ϵ_{Nd} -Initialwerte belegen die kurze Zeitspanne zwischen Krustengeneese und Granatkristallisation. Vier weitere Sm-Nd-Granat/Plagioklas-Gesamtgesteinsalter aus Granulitrelikten der BSZ liegen zwischen 1275 ± 10 Ma und 1106 ± 48 ($\epsilon_{Nd}(t) -5.8$ bis -25.4) und deuten auf ein mesoproterozoisches Metamorphoseereignis hin. Ein reliktscher Charnockit aus der südlichen BSZ, der als eigene lithologische Einheit interpretiert wird, liefert ein reproduzierbares Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsalter von 1705 ± 11 Ma ($\epsilon_{Nd}(t) -12.4$), welches ein thermales Ereignis im späten Paläoproterozoikum widerspiegelt.

Mineraldatierungen an Gneisen und jüngeren Intrusiva

Gneise und Gneismylonite mit jüngeren Gefügemerkmalen liefern im Bereich der MSZ, BSZ und PSZ neoproterozoische bis frühpaläozoische Mineralalter:

Sm-Nd-Mineraldatierungen an Myloniten deuten auf eine erste Phase früh-panafrikanischer Scherdeformation vor ~745 Ma in der MSZ (Granat-Hornblende: 743 ± 13 Ma; Plagioklas-Hornblende: 747 ± 75 Ma) und vor ~730 Ma in der BSZ (Granat-Gesamtgestein: 726 ± 9 Ma) hin. Diese Phase schließt sich unmittelbar an anorogene alkalimagmatische Intrusionen in der östlichen Verlängerung der BSZ an.

Für die MSZ belegen konkordante U-Pb-Zirkonalter, die als Kristallisationsalter syndeformativer I-Typ-Intrusiva (Granit: 616 ± 19 Ma, Tonalit: 633 ± 23 Ma) interpretiert werden, eine zweite Phase spät-panafrikanischer Scherdeformation vor ~ 620 Ma. Nahezu äquivalent sind Sm-Nd-Mineralalter, welche die Granatkristallisation in Gneisen und Gneismyloniten vor 624 ± 9 Ma bis 591 ± 5 Ma belegen. Rb-Sr-Glimmeralter aus der MSZ dokumentieren die anschließende postdeformative Abkühlung im Vendium und Kambrium (Muskovit-Gesamtgestein: 594 ± 23 Ma; Biotit-Gesamtgestein: 603 ± 12 bis 547 ± 7 Ma).

Die spät-panafrikanische Aktivität in der MSZ geht einer zweiten scherdeformativen Phase in der BSZ vor ~ 550 Ma (Deters-Umlauf, 1997) zeitlich voraus. Die Tektonometamorphose in der PSZ ist noch jünger: ein Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsalter belegt hier die strukturkontrollierte, amphibolitfazielle Überprägung vor 521 ± 8 Ma. Das Ende duktiler Scherbewegungen in der BSZ ist durch die Platznahme eines postdeformativen Pegmatits im obersten Kambrium belegt, dessen Kristallisation aus einem Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsalter von 513 ± 5 Ma abgeleitet wird. Rb-Sr-Glimmeralter dokumentieren die ordovizische Abkühlung des deformationsfreien Pegmatits auf $\sim 500^\circ\text{C}$ vor 504 ± 13 Ma (Muskovit-Kalifeldspat) und auf $\sim 320^\circ\text{C}$ vor 488 ± 12 Ma (Biotit-Kalifeldspat). Die Abkühlung deformierter BSZ-Gneise (Biotit-Gesamtgestein: $508\text{-}491 \pm 12$ Ma) scheint in Relation dazu zeitlich voranzugehen. Rb-Sr-Biotit-Gesamtgesteinsalter aus der PSZ ($486, 487$ und 488 ± 12 Ma) dokumentieren eine leicht verzögerte Abkühlgeschichte.

Ein Vergleich der Altersdaten zeigt, dass sich die spät-panafrikanische Scherzonentektonik innerhalb des Cauvery-Scherzonen-Systems von N nach S verlagerte. Die untersuchten Gesteine haben zum Zeitpunkt ihrer amphibolitfaziellen Überprägung ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -9.4 bis -24.7) bereits eine lange Krustenentwicklung durchlaufen.

Die Scherdeformation an der KSZ steht nicht mit panafrikanischer Tektonik in Zusammenhang, sondern erfolgte bereits im Spätstadium der frühproterozoischen Regionalmetamorphose im Dharwar Kraton: Ein Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteinsalter von 2388 ± 16 Ma ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) -7.3$) liefert das Minimalalter für duktile Sinistralbewegungen an der KSZ. Deutlich jüngere Rb-Sr-Biotit-Gesamtgesteinsalter von 2137 ± 52 Ma und 2091 ± 51 Ma lassen vermuten, dass es im Dharwar Kraton vor der endgültigen Abkühlung auf die Biotit-Schließtemperatur ($\sim 320^\circ\text{C}$) lokal zu einer nochmaligen Wärmezufuhr kam.

Die vorliegenden geochronologischen Ergebnisse unterstützen ein geotektonisches Modell, nach dem der Südrand der Bhavani-Scherzone eine Terranegrenze zwischen der archaischen Dharwar/Nilgiri-Krustenprovinz (2.5 Ga-Regionalmetamorphose) im N und der panafrikanisch remobilisierten Madurai-Krustenprovinz (0.6 Ga-Regionalmetamorphose) im S darstellt. Den vorliegenden Daten zufolge haben sich die Ostgondwana-Fragmente Südindien und Madagaskar während des frühen Neoproterozoikums in unterschiedlichen plattentektonischen Positionen befunden haben. Im späten Neoproterozoikum ($\sim 630\text{-}620$ Ma) hingegen erscheint eine benachbarte Lage der beiden Kontinente durchaus möglich, da zu dieser Zeit in der MSZ und in Zentralmadagaskar im Zuge von Scherbewegungen I-Typ-Granitoide intrudieren.

Abstract

In the South Indian basement, several crustal-scale amphibolite facies shear zones occur between high-grade metamorphic units with a different geological history: the EW-trending Moyar Shear Zone (MSZ) is a zone of predominantly dip-slip transport separating the Archaean Dharwar Craton in the north from the late Archaean Nilgiri Block in the south. The NE-SW-trending, dextral-transpressive Bhavani Shear Zone (BSZ) constitutes the southern boundary of the Nilgiri Block in its western part and bounds the southern Dharwar Craton further east. South of the BSZ, the high-grade metasediments and metaintrusives of the Maddurkarai region are separated from the 0.6 Ga-metamorphic Madurai Block by the EW-trending dextral Palghat Shear Zone (PSZ). MSZ, BSZ and PSZ are regarded as parts of the prominent Cauvery shear system. The N-S-trending sinistral Kollegal Shear Zone (KSZ), which transects the Dharwar Craton, is cut off by the Cauvery shear system.

These shear zones play an important role in reconstructing the position of India within the East Gondwana terrane assembly. A combined Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb isotopic study was carried out on granulite remnants, amphibolite facies (mylonitic) gneisses and pre-, syn- und postmetamorphic intrusives in order to examine the tectonometamorphic evolution of the MSZ, BSZ, PSZ and KSZ.

Whole rock data

The majority of relic and retrogressed granulites from the MSZ (T_{DM} 2.3–3.1 Ga) and BSZ (T_{DM} 2.6–2.9 Ga) show late Archaean average crustal residence ages. With respect to their LIL-, Nb-depleted tonalitic nature and Nd-model ages, these rocks resemble the neighbouring Nilgiri granulites. Mylonitic gneisses and granulite remnants from the BSZ yielded a Sm-Nd-whole rock-age of 2520 ± 150 Ma ($\epsilon_{Nd}(t)$ +0.6; MSWD = 2.2), which is interpreted as protolith age. I-Type granites and tonalites, which intruded the MSZ ~620 Ma ago ($^{87}Sr/^{86}Sr_i$ 0.7039), gave unusually young Nd model ages of 1.8–1.9 Ma suggesting derivation from a Mid- to Neoproterozoic upper mantle source, presumably with minor contribution of an older crust. An allochthonous quartzite (T_{DM} 3.3 Ga) of the BSZ is regarded as counterpart of the Archaean Sargur group, which is exposed in schist belts of the Dharwar Craton. As suggested by geochemical features (LIL-, Nd-rich granitoids) and Neoproterozoic-Palaeoproterozoic Nd-model ages (T_{DM} 2.3–3.0 Ga), the PSZ-gneisses show affinity to the adjacent Madurai Block. Sheared orthogneisses from the KSZ show Mesoarchaean average crustal residence ages (T_{DM} 3.2–3.3 Ga) typical for Dharwar Craton gneisses.

Mineral dating on granulites

Mineral age data of relic granulites from the MSZ, BSZ and PSZ provide evidence for the metamorphic precursor history of the shear zone rocks: gnt-plag-px-granulites from low-strain domains yielded Sm-Nd-garnet-whole rock ages of 2355 ± 22 Ma ($\epsilon_{Nd}(t)$ -1.4) for the MSZ and 2329 ± 19 Ma ($\epsilon_{Nd}(t)$ -2.0) for the BSZ, both recording late-stage Palaeoproterozoic granulitisation of the rocks and corresponding with garnet data from the Nilgiri Block. Correlated low ϵ_{Nd} -initial values reflect the short time span between crustal genesis and garnet crystallisation. Further Sm-Nd mineral data from BSZ-granulites are between 1275 ± 10 Ma and 1106 ± 48 Ma (garnet/plagioclase-whole rock-pairs; $\epsilon_{Nd}(t)$ -5.8 to -25.4), indicating a Mesoproterozoic metamorphic imprint. A charnockite from the southern BSZ, which is interpreted as a separate lithological unit, yielded a reproducible Sm-Nd-garnet-whole rock age of 1705 ± 11 Ma ($\epsilon_{Nd}(t)$ -12.4), presumably recording late Palaeoproterozoic metamorphism.

Mineral dating on gneisses and younger intrusives

Amphibolite facies rocks with younger fabrics yielded Neoproterozoic to early Palaeozoic mineral age data for the MSZ, BSZ and PSZ:

Sm-Nd mineral ages from gneiss-mylonites imply a first stage of early Pan-African shearing in the MSZ ~745 Ma ago (garnet/plagioclase-hornblende-pairs: 743 ± 13 Ma, 747 ± 75 Ma) and in the BSZ ~730 Ma ago (garnet-whole rock-pair: 726 ± 9 Ma). This tectonic stage immediately followed a period of anorogenic alkalimatism in the eastern continuation of the BSZ suggesting that it may be attributed to an overall extensive regime.

A second stage of late Pan-African shearing in the MSZ at ~620 Ma is constrained by statistically equivalent concordant U-Pb zircon ages that are interpreted to record crystallisation of syndeformative intrusives with I-type characteristics (granite: 616 ± 19 Ma, tonalite: 633 ± 23 Ma). Coeval to slightly younger metamorphic garnet growth in adjacent MSZ-gneisses and -mylonites is reflected by Sm-Nd-garnet-whole rock ages between

624 ± 9 Ma and 591 ± 5 Ma. Subsequent postdeformative cooling in the MSZ is constrained by Rb-Sr mica-whole rock ages (muscovite: 594 ± 23 Ma; biotite: 603 ± 12 Ma to 547 ± 7 Ma).

The 620 Ma-shearing event in the MSZ predates late Pan-African tectonometamorphism in the BSZ, which, according to garnet crystallisation, occurred ~550 Ma ago (Deters-Umlauf, 1997). Amphibolite facies shear deformation in the PSZ is even younger, as suggested by a Sm-Nd-garnet-whole rock age of 521 ± 8 Ma. A lower limit for the age of ductile shearing in the BSZ is provided by a Sm-Nd-garnet-whole rock-age of 513 ± 5 Ma reflecting postdeformative emplacement of a pegmatitic dyke in mylonitic host gneisses. According to Rb-Sr-mica age dating, postdeformative cooling of the sheared BSZ-gneisses (biotite-whole rock-pairs: 508 to 491 ± 12 Ma) and the undeformed dyke (muscovite-K'feldspar: 504 ± 13 Ma, biotite-K'feldspar: 488 ± 12 Ma) as well as cooling of the PSZ-gneisses (biotite-whole rock-pairs: 486, 487 and 488 ± 12 Ma) may have been slightly diachronous.

In summary, the new geochronological data provide evidence for non-synchronosity of late Pan-African tectonometamorphism in the MSZ, BSZ and PSZ. At the time of structurally-controlled amphibolite facies metamorphism, all reworked gneisses had negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values (-24.7 to -9.4) reflecting their earlier crustal evolution.

Sinistral shearing along the KSZ is not related to Pan-African processes, but has to be attributed to Palaeoproterozoic metamorphism in the Dharwar Craton: a lower limit for ductile tectonics is provided by a Sm-Nd-garnet-whole rock age of 2388 ± 16 Ma ($\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -7.3). Strikingly younger Rb-Sr biotite-whole rock ages of 2137 ± 52 Ma and 2091 ± 51 Ma may be explained by local reheating of the crust that exceeded the closure temperature of biotite.

The new results support the idea of a terrane boundary running along the southern BSZ. This terrane boundary separates the Archaean Dharwar/Nilgiri crustal province with 2.5 Ga metamorphism from the Proterozoic mobile belt of the Madurai province with a 0.6 Ga high-grade imprint. According to geochronological data, South India and Madagascar probably were subjected to different plate-tectonic regimes in the early Neoproterozoic. Late Neoproterozoic syndeformative emplacement of mantle-derived granitoids with crustal contamination both in the MSZ (~620 Ma) and in Central-Madagascar (~630 Ma) may point to a neighbouring position of the two East Gondwana continents at that time.

Wie sagt man da...?

Allen, die mich während der Entstehung dieser Arbeit unterstützt haben, sei an dieser Stelle herzlichst gedankt.

Besonders danke ich meinem Betreuer Prof. Hermann Köhler vom Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie (IMPG) der Ludwig-Maximilians-Universität München für seine hervorragende Unterstützung und sein stetes Interesse. Ihm verdanke ich die Begegnung mit dem faszinierend fremden Kontinent Indien. Von ihm habe ich (hoffentlich) gelernt, gelassen zu bleiben, auch wenn mir beim Steineklopfen eine Menschentraube aus Steinbrucharbeitern und Dorfkindern an den Fersen klebt. Die gemeinsamen Fahrten in Ambassadors, Geländejeeps und Rikschas über die abenteuerlichen Straßen Südindiens, die zahllosen bizarren Situationen bei der Geländeerkundung und beim anschließenden *chill-out* mit Tea ("*yes, with milk, but no sugar!*"), Coconut und anderen Köstlichkeiten ("*A beer, please!*") werden mir immer in lebhafter Erinnerung bleiben.

Mein aufrichtiger Dank gilt auch

- ❖ Prof. C. Srikantappa von der Universität Mysore (Indien), der die Anregung für das Thema vorliegender Arbeit gab. Ohne seine Geländekenntnisse und seine organisatorische Hilfe wäre die Probenbeschaffung nicht möglich gewesen. Tatkräftige Unterstützung bei der Probennahme kam auch von seinen Doktoranden Srinivas, Deveraj und Suresh.
- ❖ Prof. Srinivasan vom National Geophysical Research Institute in Hyderabad (Indien) für seinen fachkundlichen Rat, seine Diskussionsbereitschaft und eine höchst spannende Einführung in die indische Kulturgeschichte sowie in die Geologie des Dharwar Kratons.
- ❖ Dr. J. Immo Wendt, der mir die U-Pb-Einzelzirkonmethode beibrachte und mir bei Gedankenknoten und in Diskussionen geduldig sein isotopengeochemisches Ohr lieh. Er gab mir mit seiner Kritik zahlreiche wertvolle Impulse.
- ❖ Dr. Stefan Götz vom Geologischen Institut der Universität Karlsruhe, Studienfreund in alter Treue, dessen Anregungen zur Verbesserung dieser Arbeit beitrugen.
- ❖ meinem Gefährten Alex Rühle für seine Geduld und sein grenzenloses Vertrauen. Seine inspirierend fachfremde Sicht der Dinge hat mir in den letzten Jahren immer wieder Kraft verliehen.

Darüberhinaus danke ich allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Zentrallabors für Isotopengeochemie (LMU München) für ihre Hilfe, insbesondere Dr. Dieter Müller Sohnies, der Laborassistentin Frau Dankwort, Dr. Frank Söllner und meinen beiden Zimmer- und Leidensgenossen Peter Deters-Umlauf und Jasinto Robles. Frau Wimmer, chemisch-technische Assistentin am IMPG, erstellte freundlicherweise einen Teil der Schmelztabletten für die Röntgenfluoreszenz-Analyse. Herrn Dipl.-Chem. Th. Dorfner vom IMPG und einem unbekanntem Mitarbeiter des Bayrischen Geologischen Landesamtes danke ich für die Durchführung der RFA-Messungen. Auch an alle übrigen Kolleginnen und Kollegen am IMPG, die mich fachlich, technisch und seelisch unterstützt haben, geht nochmals mein aufrichtiger Dank.

Vorliegende Arbeit wurde in den ersten beiden Jahren (Juli 1997 bis September 1999) durch ein Graduiertenstipendium der LMU München unterstützt. Der DAAD ermöglichte in dieser Zeit durch ein Aufstockungsstipendium zwei Arbeitsaufenthalte in Südindien. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft förderte 16 Monate lang im Rahmen des Projekts Ko 599/36 (*Titel: Geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des Palghat-Cauvery-Megaschersystems im präkambrischen Basement Südindiens*) die Abschlussarbeiten der Dissertation.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	III
Abstract	V
Vorwort	VII
Inhaltsverzeichnis	VIII
1. Einleitung	1
1.1 Einführung in die Thematik	1
1.2 Problemstellung und Zielsetzung dieser Arbeit	1
2. Das präkambrische Basement Südindiens	4
2.1 Indien als Teil Ost-Gondwanas	4
2.2 Präkambrische Großeinheiten in Indien	5
2.3 Die geotektonischen Provinzen Südindiens – Ein geologischer Überblick	7
2.3.1 Dharwar Kraton	7
2.3.2 Nilgiri Hills und Madras Block	9
2.3.3 Madurai Block	10
2.3.4 Trivandrum Block	10
3. Das Cauvery-Scherzonen-System (CSS)	13
3.1 Allgemeiner Überblick	13
3.1.1 Geographische Lage und Gliederung	13
3.1.2 Tektonische Situation	13
3.1.3 Geochronologischer Rahmen	14
3.1.4 Die Bedeutung des CSS in plattentektonischen Rekonstruktionen	15
3.2 Geologischer Bau des Arbeitsgebiets	17
3.2.1 Lithologie und Tektonik	17
3.2.1.1 Moyar-Scherzone	17
3.2.1.2 Bhavani-Scherzone	21
3.2.1.3 Maddukarai Einheit	23
3.2.1.4 Palghat-Scherzone	23
3.2.2 Petrologie	25
3.2.2.1 Granulitfazielle Gesteine	25
3.2.2.2 Amphibolitfazielle Gesteine	26
3.2.2.3 Jüngere Intrusiva	30
3.2.3 Geochemie	32
3.2.3.1 Granulite und Gneise	32
3.2.3.2 Jüngere Intrusiva	38
4. Die Kollegal-Scherzone	40
4.1 Geologie und Tektonik	40
4.2 Petrographie	41
4.3 Geochemie	41

5.	Isotopengeochemische Grundlagen und Methodik	43
5.1	Geochronologische Prinzipien	43
5.1.1	Altersgleichung	43
5.1.2	Isochronenmethode	43
5.1.3	Gesamtgesteinsdatierungen	45
5.1.4	Mineraldatierungen	45
5.1.4.1	Konzept der Schließtemperatur	45
5.1.4.2	Isotopenaustausch durch Fluide	47
5.1.4.3	Isotopenaustausch durch duktile Deformation	47
5.2	Die Rubidium-Strontium-Methode	49
5.3	Die Samarium-Neodym-Methode	51
5.3.1	Zur Interpretation von Sm-Nd-Granataltern	52
5.3.2	Zur Interpretation von Sm-Nd-Hornblendealtern	53
5.3.3	Nd-Isotopenentwicklung und ϵ_{Nd} -Notation	53
5.3.4	Nd-Modellalter	54
5.4	Korrelation der Nd- und Sr-Isotopie	57
5.5	Die Uran-Blei-Methode	58
6.	Ergebnisse und Diskussion der U-Pb-Untersuchungen an Zirkonen	62
6.1	Mylonitgranit MS-I 102A	62
6.2	Metatonalit MS-I 102C	66
6.3	Schlussfolgerungen	67
6.3.1	Diskussion der Altersdaten	67
6.3.2	Verhalten der Zirkone unter Scherdeformation	68
7.	Ergebnisse und Diskussion der Sm-Nd- und Rb-Sr-Isotopenuntersuchungen	70
7.1	Vorbemerkungen zur Datenbasis	70
7.1.1	Gesamtgesteine	70
7.1.2	Minerale	72
7.2	Moyar-Scherzone	79
7.2.1	Gesamtgesteinsisochronen	79
7.2.1.1	Metamorphite	79
7.2.1.2	Jüngere Intrusiva	79
7.2.2	Mineralisochronen	80
7.2.2.1	Ergebnisse der Sm-Nd-Mineralanalyse	80
7.2.2.2	Ergebnisse der Rb-Sr-Mineralanalyse	82
7.2.2.3	Diskussion der Ergebnisse	82
7.2.3	Folgerungen	85
7.3	Bhavani-Scherzone	86
7.3.1	Gesamtgesteinsisochronen	86
7.3.1.1	Metamorphite	86
7.3.2	Mineralisochronen aus der westlichen Bhavani-Scherzone	88
7.3.2.1	Ergebnisse der Sm-Nd-Mineralanalyse	88
7.3.2.2	Ergebnisse der Rb-Sr-Mineralanalyse	89
7.3.2.3	Diskussion der Ergebnisse	90
7.3.3	Mineralisochronen aus der östlichen Bhavani-Scherzone	91
7.3.3.1	Ergebnisse der Sm-Nd-Mineralanalyse	91

7.3.3.2	Ergebnisse der Rb-Sr-Mineralanalyse	93
7.3.3.3	Diskussion der Ergebnisse	93
7.3.4	Folgerungen	95
7.4	Palghat-Scherzone	96
7.4.1	Gesamtgesteinsisochronen	96
7.4.2	Mineralisochronen	96
7.4.2.1	Ergebnisse der Sm-Nd-Mineralanalyse	96
7.4.2.2	Ergebnisse der Rb-Sr-Mineralanalyse	96
7.4.2.3	Diskussion der Ergebnisse	96
7.4.3	Folgerungen	97
7.5	Kollegal-Scherzone	98
7.5.1	Mineralisochronen	98
7.5.1.1	Ergebnisse der Sm-Nd-Mineralanalyse	98
7.5.1.2	Ergebnisse der Rb-Sr-Mineralanalyse	98
7.5.1.3	Diskussion der Ergebnisse	98
7.5.2	Folgerungen	99
7.6	Rb-Sr-Analysen an Hornblenden	100
7.7	Nd-Entwicklung und T_{DM} -Modellalter	101
7.7.1	Nd-Entwicklungslinien	101
7.7.2	Nd-Modellalter	101
7.7.2.1	Kollegal-Scherzone	104
7.7.2.2	Cauvery-Scherzonen-System	104
7.7.3	Folgerungen	107
7.8	Korrelation der Sr- und Nd-Isotopie	108
7.9	Sm-Nd-Kleinbereichsanalyse an einer Bleichungsfront	110
7.9.1	Vergleich der Sm-Nd-Isotopie mit der Rb-Sr-Isotopie	110
7.9.1.1	Elementverteilung und Isotopie im Kleinbereichsprofil	110
7.9.1.2	Modellierung der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopie	113
7.9.1.3	Kleinbereichsisochronen	114
7.9.2	Folgerungen	116
7.10	Zusammenfassung und Folgerungen	117
7.10.1	Lithologische Komponenten im CSS	117
7.10.2	Panafrikanische Scherdeformation im CSS	117
7.10.3	Spät-Panafrikanische Abkühlung im CSS	119
7.10.4	Relation CSS - Kollegal-Scherzone	120
8.	Geotektonische Aussagen	121
8.1	Das Cauvery-Scherzonen-System als Randzone panafrikanischer Überprägung	121
8.2	Das Cauvery-Scherzonen-System – eine Terranegrenze?	121
8.3	Neoproterozoische Krusten Neubildung in der Moyar-Scherzone	123
8.4	Korrelation der Ostgondwana-Provinzen Südindien und Ostantarktis	123
8.5	Korrelation der Ostgondwana-Provinzen Südindien und Madagaskar	125
8.6	Panafrikanische Fluchtschollen-Tektonik im CSS?	127

9.	Analytik	129
9.1	Mechanische Gesteinsaufbereitung	129
9.2	Mineralseparation	129
9.3	Präparation von Kleinbereichen	130
9.4	Nasschemische Probenaufbereitung	130
	9.4.1 Chemische Aufbereitung für die Rb-Sr- und Sm-Nd-Analytik	130
	9.4.2 Chemische Aufbereitung für die U-Pb-Analytik	131
9.5	Messtechnik	132
	9.5.1 Neodym-, Samarium- und Strontium-Messungen	132
	9.5.2 Rubidium-Messungen	133
	9.5.3 Uran- und Blei-Messungen	133
	9.5.4 Röntgenfluoreszenz-Analysen	133
9.6	Auswertung der Messergebnisse	134
	9.6.1 Korrekturen der gemessenen Isotopenverhältnisse	134
	9.6.2 Bestimmung der Elementkonzentrationen	135
	9.6.3 Berechnung der Mutter/Tochter-Nuklidverhältnisse	136
	9.6.4 Berechnung der Alterswerte	136
	9.6.5 Kontrollmessungen	137
9.7	Fehlerbetrachtung	137
	Anhang	138
A	Verzeichnis der Probenlokalitäten und Präparate	138
B	Mineralbestand der Gesteinsproben	140
C	RFA-Daten	142
D	Ergebnisse der U-Pb-Messungen an Einzelzirkonen	146
E	Sm-Nd-Messungen und Einwaagen	147
F	Rb-Sr-Messungen und Einwaagen	151
G	Kontrollmessungen	155
H	Isotopenzusammensetzungen und Konzentrationen der verwendeten Spikelösungen	161
I	Natürliche Isotopenzusammensetzung von U, Pb, Tb, Sr, Sm und Nd	162
	Literaturverzeichnis	163

1. Einleitung

1.1 Einführung in die Thematik

Seitdem die Theorie der Plattentektonik allgemein anerkannt ist, besteht eine Kernaufgabe der modernen Geowissenschaften darin, die Entwicklungsgeschichte der Erdkruste unter geodynamischen Aspekten zu rekonstruieren. Die Erkenntnis über die Lage der Kontinente in verschiedenen geologischen Zeitaltern ist unverzichtbar für eine Vielzahl wissenschaftlicher Fragestellungen in den unterschiedlichsten Fachgebieten - von der Lagerstättenkunde über die Paläoklimatologie bis hin zur Evolutionsbiologie. Isotopengeochemische Methoden zählen in diesem Zusammenhang zu den wichtigsten Werkzeugen der Geowissenschaftler, da sie es ermöglichen, geologische Prozesse zeitlich exakt einzuordnen - insbesondere in hochmetamorphen präkambrischen Krustenprovinzen, in denen die Anwendbarkeit der Fossil- und Lithostratigraphie an ihre Grenzen stößt. Die Geochronologie liefert somit eine wesentliche Basis, die uns erlaubt, Modellvorstellungen von der dynamischen Entwicklung der Kontinente in der 4 Milliarden Jahre dauernden 'Frühzeit' der Erde zu entwickeln.

Dergestalt haben die geochronologischen Erkenntnisse der letzten Jahrzehnte wesentlich dazu beigetragen, alte Orogene in der kontinentalen Kruste zu entdecken und ihre Evolution zu entschlüsseln. Der präkambrische Grundgebirgssockel Südindiens, einst ein Fragment der Superkontinente Rodinia und Gondwana, ist allerdings noch heute in weiten Bereichen eine geologische *terra incognita*. Die Anwendung isotopengeochemischer Methoden ist hier unerlässlich, um die Entwicklung des Indischen Kontinents im geotektonischen Kontext zu verstehen.

1.2 Problemstellung und Zielsetzung dieser Arbeit

Die Komplexität des präkambrischen Basements in Südindien wurde erst durch geochronologische Studien der vergangenen fünfzehn Jahre Schritt für Schritt erfasst, und noch immer besteht erheblicher Klärungsbedarf. Auf der südindischen Halbinsel treten nach dem aktuellen Stand der Forschung mehrere hochmetamorphe Grundgebirgseinheiten mit unterschiedlicher Entwicklungsgeschichte in unmittelbarer Nachbarschaft zueinander auf (vgl. Kap.2; z.B. Drury et al., 1984; Buhl, 1987; Peucat et al., 1989, 1993, 1995; Raith et al., 1990, 1999; Choudary et al., 1992; Köhler et al., 1993; Harris et al., 1994; Jayananda & Peucat, 1995; Bartlett et al., 1998). Markante Diskordanzen hinsichtlich der Bildungs- und Metamorphosealter wurden an amphibolitfaziellen Scherzonen beobachtet, die von Chetty (1996) unter dem Begriff *Cauvery-Scherzonen-System* zusammengefasst werden. Diese Scherzonen unterteilen Südindien in eine nördliche Gneis-Granulitregion spätarchaischen Ursprungs (Dharwar Kraton und Nilgiri Hills) und eine südliche Granulitregion mit neoproterozoischer Metamorphoseentwicklung (Madurai und Trivandrum Block). Obwohl die Mylonitonen zwischen beiden Gebieten in Interpretationen zur geologischen Entwicklung Indiens eine wichtige Rolle spielen und in Rekonstruktionsmodellen Ost-Gondwanas verwendet werden (vgl. Kap 3; z.B. Drury & Holt, 1980; Drury et al., 1984; Raith et al., 1990, 1999; Harris et al., 1994; Windley et al., 1994, 1999; De Wit et al., 1995), blieb ihre tektonometamorphe Entwicklung bislang weitgehend unerforscht. Auf Anregung von Prof. C. Srikantappa von der Universität Mysore (Karnataka, Indien) und Prof. H. Köhler von der Ludwig-Maximilians-Universität München entstand daher vorliegende Studie, in deren Rahmen das westliche *Cauvery-Scherzonen-System*, welches die *Moyar-*

Bhavani- und *Palghat-Scherzonen* umfasst, isotopengeochemisch untersucht wurde. Zusätzlich wurde die *Kollegal-Scherzone* bearbeitet, die durch das Cauvery-Scherzonen-System diskordant abgeschnitten wird.

Die Basis für vorliegende Studie bilden Geländeuntersuchungen und eine gezielte Probennahme, die in Zusammenarbeit mit Prof. Köhler und Prof. Srikantappa erfolgten. Durch Feldkampagnen in den Jahren 1998, 1999 und 2000 wurden 75 Gesteinsproben aus scherdeformativ überprägten und von Deformation geschonten Domänen sowie aus postdeformativen Intrusivkomplexen der Moyar- Bhavani- und Palghat-Region entnommen. 16 weitere Gesteinsproben stammen aus den angrenzenden Krustenblöcken. Sämtliche Handstücke wurden für die Isotopenanalyse sowie für begleitende geochemische und mikrostrukturelle Untersuchungen nach München, an das Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Ludwig-Maximilians-Universität, gebracht. Um die Altersstellung und die Entwicklungsgeschichte der Scherzonen zu klären, wurden schließlich an 35 ausgewählten Handstücken aus verschiedenen Lithologien kombinierte U-Pb-, Sm-Nd- und Rb-Sr-Isotopenuntersuchungen durchgeführt. Der Schwerpunkt lag hierbei auf Mineraldatierungen an Zirkon, Granat, Muskovit und Biotit.

Ziel der Arbeit war vorrangig die Beantwortung folgender Fragen:

- Welche Gesteinseinheiten treten innerhalb der Scherzonen auf? Wurde dort nur Gestein der angrenzenden Krustengebiete wiederaufgearbeitet oder treten unbekannte allochthone Segmente auf?
- Wie hoch ist die mittlere Krustenverweildauer der Gesteine?
- Welche Metamorphosegeschichte zeigen granulitfazielle Relikte innerhalb der Scherzonen, die von Scherdeformation und amphibolitfazieller Retrogression verschont blieben?
- Welches Alter haben die Scherdeformation und die damit einhergehende amphibolitfazielle Retrogression in den Mylonitzonen? Lassen sich geochronologisch mehrere Deformationsphasen unterscheiden? Verließ die Scherdeformation in den Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzonen, die im Sinne von Chetty (1996) Teile eines Scherzonen-Systems sind, synchron?
- Besteht ein Zusammenhang zur Entwicklung der Kollegal-Scherzone, die nördlich des Cauvery-Scherzonen-Systems auftritt? Wann war diese Scherzone aktiv?
- Wie verlief die postmetamorphe bzw. postdeformative Abkühlung im Bereich der Scherzonen?
- Wann intrudierten die deformationsfreien pegmatitischen Dykes der Bhavani-Region?
- Welche Bedeutung haben die neuen Altersdaten im Hinblick auf die Rekonstruktion der Position Indiens innerhalb von Ost-Gondwana?

Darüberhinaus interessierten die folgenden methodischen Aspekte:

- Wie können tektonische Prozesse mit geochronologischen Methoden direkt datiert werden? Decken sich die Ergebnisse mit Metamorphosealtern, die die Scherzonenaktivität indirekt anzeigen?
- Blieb das Sm-Nd-Isotopensystem von Granat, Plagioklas und Hornblende in granulitischen Relikten der *low-strain*-Zonen unter Einfluß der Scherzonentektonik geschlossen?
- Erfolgte in amphibolitfaziellen *high-strain*-Domänen eine vollständige isotopische Rehomogenisierung des Sm-Nd-Systems im Mineralbereich?
- Wurde das U-Pb-Isotopensystem von Zirkonen durch Scherdeformation beeinflusst?
- Wurde das Sm-Nd-Isotopensystem in Granuliten durch an Störungen gebundene Fluidimprägnation im Kleinbereichsmaßstab gestört?

Vorliegende Arbeit ist folgendermaßen gegliedert: In Kap. 2 wird zunächst die Geologie des südindischen Basements skizziert. In Kap. 3 und 4 werden die Arbeitsgebiete vorgestellt sowie die Petrologie und Geochemie der untersuchten Gesteinsproben beschrieben. Kap. 5 gibt einen Überblick über Grundlagen und Besonderheiten der verwendeten isotopengeochemischen Methoden. Die Ergebnisse der U-Pb-, Sm-Nd- und Rb-Sr-Untersuchungen werden in Kap. 6 und 7 vorgestellt und diskutiert. Kap. 8 dient der Ausführung von Schlussfolgerungen, welche die neu gewonnenen Daten im Hinblick auf die geotektonische Entwicklung Indiens als Teil Ostgondwanas erlauben. In Kap. 9 sind die Analysetechniken dokumentiert.

2. Das präkambrische Basement Südindiens

2.1 Indien als Teil Ost-Gondwanas

Die zeitliche und räumliche Entwicklung Indiens spielt eine Schlüsselrolle bei der Rekonstruktion plattentektonischer Zusammenhänge im Präkambrium:

Das ‚Terrane-Ensemble‘ *Ost-Gondwana*, bestehend aus der Antarktis, Südafrika, Indien, Sri Lanka, Madagaskar und Australien (Abb. 2-1a), formierte sich vermutlich bereits im Mesoproterozoikum im Rahmen der *Grenville Orogenese* (~1.3-0.9 Ga) und bildete einen Teil

des Superkontinents Rodinia (Abb. 2-1a; Dalziel, 1991; Hoffman, 1991). In Indien ist das Grenville-Ereignis im Eastern Ghats-Orogen nachgewiesen (Mezger & Cosca, 1999), welches auf die Kollision Indiens mit der Ost-Antarktis im Mittelproterozoikum zurückgeht und an der Ostküste der indischen Halbinsel aufgeschlossen ist (Abb. 2-2).

Der Zusammenschluß von Ost- und West-Gondwana erfolgte am Ende des Proterozoikums im Zuge der *Panafrikanischen Orogenese* (~800-500 Ma) (Abb. 2-1b). Die Suture beider Teilkontinente zeichnet der Mosambique-Gürtel nach, der obduzierte Ophiolithe des Mosambique-Ozeans wie auch Eklogite und Blauschiefer als Zeugen eines Subduktionsprozesses enthält (Dalziel, 1991).

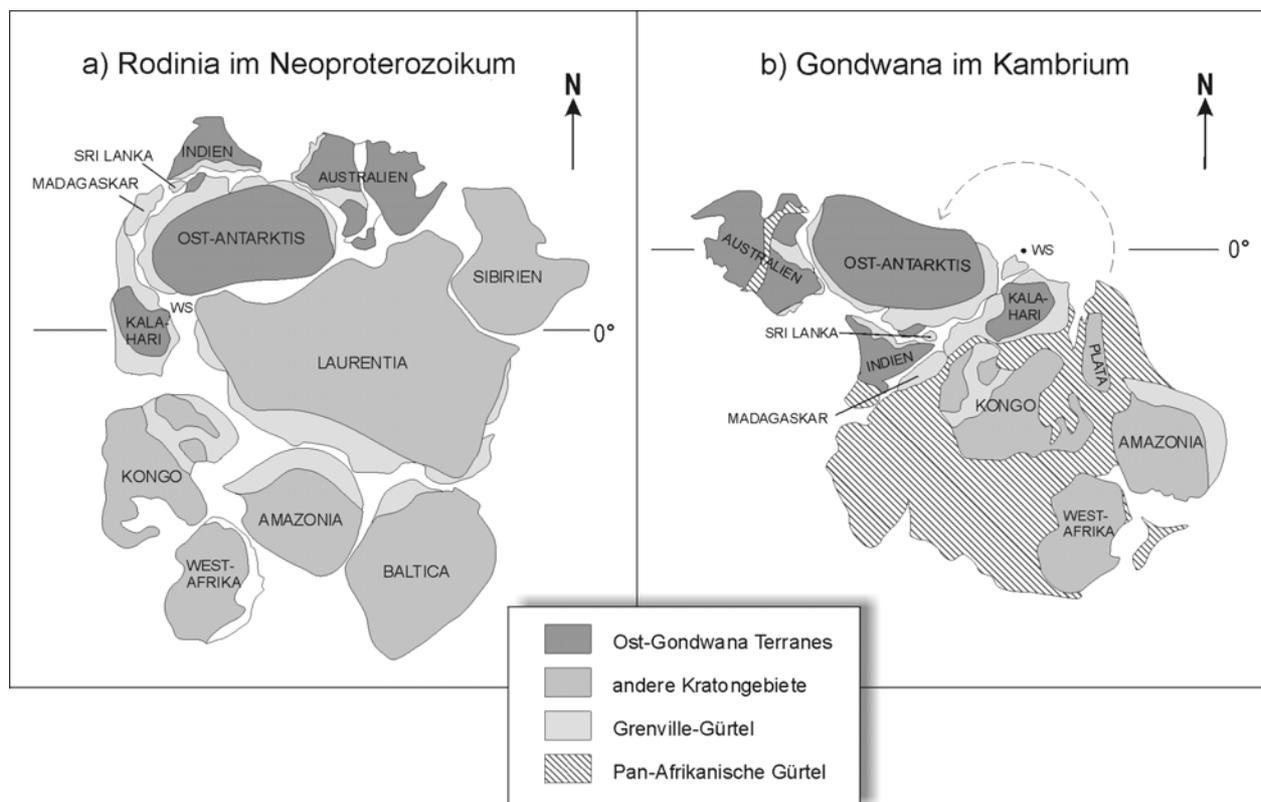


Abb. 2-1: Rekonstruktionsmodelle zur Kontinentverteilung nach Hoffman (1991): Die relative Lage Indiens innerhalb von a) Rodinia im Neoproterozoikum vor etwa 750 Ma und von b) Gondwana im Oberen Kambrium vor etwa 500 Ma. Das Kontinent-Ensemble Ost-Gondwana, das bereits als Teil von Rodinia bestand, rotierte nach dem Auseinanderbrechen des Superkontinents vermutlich gegen den Uhrzeigersinn um einen Pol im Weddell-Meer (WS), bis es schließlich mit Afrika kollidierte. An der Suture entstand der Mosambique-Gürtel, der obduzierte Relikte des Mosambique-Ozeans enthält.

In verschiedenen plattentektonischen Rekonstruktionen¹ Ost-Gondwanas (z.B. Powell et al., 1989; Windley et al., 1994; Yoshida & Santosh, 1996), die aus stratigraphischen, petrologischen, geochronologischen, strukturgeologischen und paläomagnetischen Untersuchungen hervorgingen, nimmt Indien eine Lage zwischen Madagaskar und der Ost-Antarktis ein (Abb. 2-1b), bis es sich schließlich beim Auseinanderbrechen Gondwanas vor etwa 130 Ma, im oberen Jura, von Afrika abspaltet und seine Norddrift in Richtung der Eurasischen Platte beginnt.

2.2 Präkambrische Großeinheiten in Indien

Auf der indischen Halbinsel ist ein alter kontinentaler Krustensockel großräumig aufgeschlossen. Das gesamte indische Basement (Abb. 2-2) setzt sich aus mindestens vier archaischen Kernen zusammen, die eigenständige kontinentale Fragmente darstellen (Rogers, 1986; Radhakrishna & Naqvi, 1986; Sengupta et al., 1996; Pandey & Agrawal, 1999; Mishra et al., 1999). Diese werden bezeichnet als *Dharwar Kraton* (3.6-2.5 Ga Protolithalter), *Bastar Kraton* (2.7 Ga), *Singbhum Kraton* (3.6-2.7 Ga) und *Aravalli Kraton* (3.3-1.9 Ga).

Mittel- bis jungproterozoische intrakratonische Beckensedimente wie die der *Kaladgi* und *Cuddapah Supergroup* (≤ 1.8 Ga; Sambasiva Rao et al., 1999) bilden die nicht-metamorphe Bedeckung der kristallinen Domänen. Die archaischen Nuklei werden von den mit Gondwana-Sedimenten gefüllten tektonischen Grabenstrukturen des *Godavari Rift* und des *Mahanadi Rift* und durch das *Narmada-Son Lineament* begrenzt, die sich an der Wende Spätproterozoikum-Frühpaläozoikum entwickelten (Rogers, 1986). Entlang des Mahanadi Rifts und der Narmada-Son-Struktur wurden Relikte alter Kollisionsgürtel identifiziert

(Rogers, 1986). Die Kristallingesteine des Aravalli Kratons werden im Norden von quartären Ablagerungen der Indus- und Ganges-Flüsse überlagert. Äquivalente des Kratons treten innerhalb des Himalaya-Orogens wieder zutage.

An der Südküste Indiens flankiert der westwärts aufgeschobene proterozoische *Eastern Ghats Mobile Belt* (EGB) die archaischen Gebiete. Dieser hochgradig metamorphe Gebirgszug besteht aus proterozoischen und archaischen Gesteinen und wurde im Mesoproterozoikum durch zwei tektonothermale Phasen vor etwa 1.6 Ga und ~ 1.0 Ga (Grenville-Orogenese) gebildet. Im Neoproterozoikum (0.6-0.5 Ga), während der Panafrikanischen Orogenese, erfolgte eine amphibolitfaziale Überprägung (Shaw et al., 1997, Mezger & Cosca, 1999; Rickers et al., 1999).

Entlang eines breiten Schergürtels, der den Dharwar Kraton nach Süden begrenzt - und innerhalb dessen sich das Untersuchungsgebiet befindet -, schließt sich ein weiterer mobiler Gürtel an, der zusammenfassend als *Südliches Granulit-Terrain* (SGT) bezeichnet wird und von durchgreifender Regionalmetamorphose im ausgehenden Proterozoikum geprägt ist (Chetty, 1999). Einige Autoren vermuten, dass die Überschiebungen des EGB sich in diese südliche Granulitprovinz hinein fortsetzen (Drury & Holt, 1980; Chetty, 1999). Das SGT wird wiederum in mehrere spätarchaische bis proterozoische Provinzen untergliedert, die sich nach Lithologie, Alter, Metamorphosegrad und Struktur unterscheiden.

¹ Überlegungen zu den Rekonstruktionsvorstellungen verschiedener Autoren, die in Details wesentlich differieren, werden in Kap. 8 dieser Arbeit unter Einbeziehung der eigenen Ergebnisse vorgestellt.

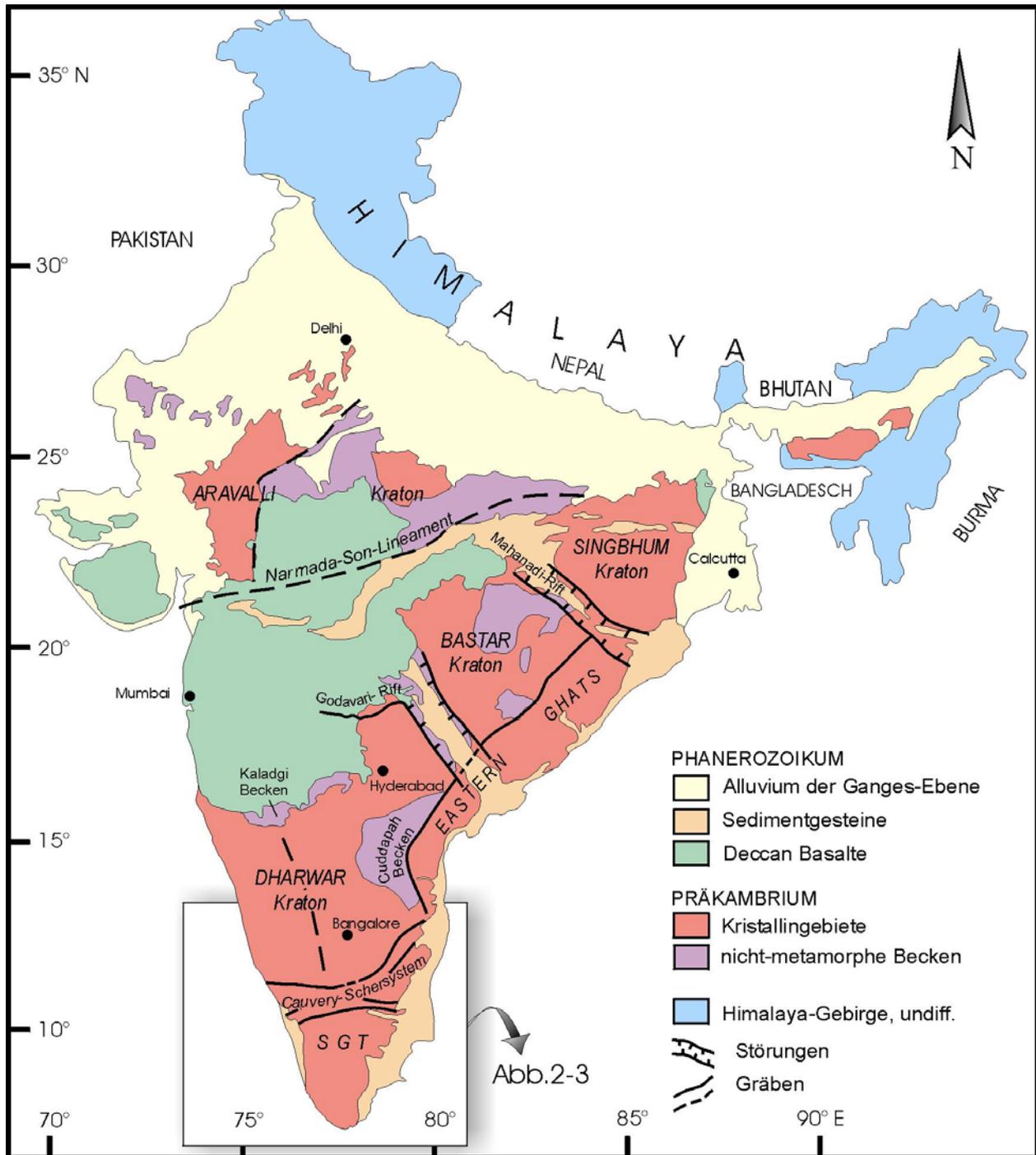


Abb. 2-2: Geologische Übersichtskarte Indiens (nach Rogers, 1986)

2.3 Die geotektonischen Provinzen Südindiens – Ein geologischer Überblick

Abb. 2-3 gibt einen Überblick über den geotektonischen Aufbau des Dharwar Kratons und des Südlichen Granulit-Terrains (SGT). Die beiden Großeinheiten stoßen entlang der *Moyar-, Bhavani-, Palghat-, Cauvery- und Attur-Scherzonen* aneinander. Diese Scherzonen bilden nach Chetty (1996) Komponenten des *Cauvery-Scherzonen-Systems* (CSS), das als duktiler Schergürtel die indische Halbinsel von W nach E durchzieht. Innerhalb dieses Schergürtels treten zwei weitere hochmetamorphe Gesteinsmassive auf, die *Nilgiri Hills* und der *Madras Block*. Das Untersuchungsgebiet (markiert in Abb. 2-3), das im Rahmen der vorliegenden Arbeit isotopengeochemisch untersucht wurde, erstreckt sich im Westteil des CSS. Südlich des Cauvery-Scherzonen-Systems schließen sich die Krustensegmente des SGT, der *Madurai Block* und der *Trivandrum Block* an. Beide Einheiten grenzen an der steilstehenden NW-streichenden *Achankovil-Scherzone* aneinander.

Welche Bedeutung die Scherzonen für die geotektonische Interpretation des südindischen Basements haben, wird deutlich, wenn man die unterschiedliche Entwicklungsgeschichte der angrenzenden Krustensegmente näher betrachtet. Bevor das lithologische und tektonische Inventar des Cauvery-Scherzonen-Systems in Kapitel 3 vorgestellt wird, sollen daher im folgenden Abschnitt die präkambrischen Provinzen Südindiens charakterisiert werden. Einen geochronologischen Überblick hierzu gibt Tabelle 2-1.

2.3.1 Dharwar Kraton

Der *Dharwar Kraton* untergliedert sich in (a) einen westlichen Bereich aus archaischen Tonalit-Trondhjemit-Granodiorit-(TTG-)Serien, die sich im Zeitraum zwischen 3.4 und 2.9 Ga bildeten

(Beckinsale et al., 1980; Buhl, 1987; Friend and Nutman, 1992; Peucat et al., 1993; Harris et al., 1994), und (b) einen östlichen Teil, in dem juvenile spätarchaische, 2.6-2.5 Ga alte Granitoide dominieren (Peucat et al., 1989, 1993; Jayananda et al., 2000; Deters et al., 2000). Die postulierte Grenze zwischen beiden Bereichen folgt einer breiten SW- bis W-abtauchenden Mylonitzone, die im nördlichen Kraton nordwestwärts streicht und südwärts in die N-S-Richtung umschwingt, wo sie als *Kollegal-Scherzone* bezeichnet wird (Abb. 2-3; Drury et al., 1984; Raith et al., 1999). Die intermediären bis sauren Orthogesteine des Kratons, die heute als Hbl-Bi-Gneise und Anatexite vorliegen, werden auch als ‚Peninsular Gneise‘ bezeichnet. Sie führen Einschlüsse von Amphiboliten, Metagraniten und Ultrabasiten (Deters et al., 2000).

Metasedimente und Metavulkanite sind als Vertreter der Oberkruste in die unterkrustalen Orthogesteine eingefaltet. Sie liegen heute in Form N-S-streichender Grünsteingürtel vor und zeichnen den regionalen Deformationsstil des Kratons nach. Die in der östlichen Dharwar-Provinz vertretenen Abfolgen grünschieferfazieller Komatiite, Basalte und Andesite mit untergeordneten Eisenerzen und Quarziten der *Kolar-Serie* werden als Relikte eines magmatischen Bogens interpretiert. Im westlichen Dharwar Kraton werden, basierend auf Nd-Modellaltern, zwei Generationen suprakrustaler Abfolgen unterschieden:

(a) Die *Sargur-Serie* ($T_{DM} > 3.0$ Ga, Taylor et al., 1988) besteht vorwiegend aus mafischen bis ultramafischen Effusiv- und Intrusivgesteinen, Grauwacken und chemischen Ablagerungen eines flachen (Rand?-)Beckens mit vulkanischer Aktivität (Radhakrishna & Naqvi, 1986). Untersuchungen an detritischen Zirkonen aus Peliten der Sargur-Serie geben einen Hinweis auf die Einbeziehung von 3.1 Ga bis zu 3.6 Ga alten Krustenmaterials (Nutman et al., 1992; Peucat et al., 1995). Nach Ansicht einiger Autoren repräsentiert die Sargur-Serie das Relikt des Basements, in das vor 3.0-2.9 Ga in einer Phase enormer Krusten Neubildung der Hauptanteil der Peninsular-Gneis-Protolithen intrudierte (Radha-

krishna & Naqvi, 1986; Jayananda & Peucat, 1995). Diesem Konzept widersprechen Naha et al. (1993), die die Sargur-Serie als amphibolitfazielles Äquivalent der niedrigmetamorphen Dharwar-Serie interpretieren.

(b) Die *Dharwar-Serie* (T_{DM} 3.0-2.6 Ga, Taylor et al., 1988) beginnt mit fluviatilen Konglomeraten, Quarziten und subaerischen Vulkaniten, die von gebänderten Eisenerzen überlagert werden (*Bababudan Group*). Auf diese folgen erosionsdiskordant flachmarine Schelfsedimente, bimodale Vulkanite und schließlich mächtige siliziklastische Turbeditabfolgen (*Chitradurga Group*) (Radhakrishna & Naqvi, 1986; Anil Kumar et al., 1996).

Die TTG-Serien und Metasedimente des Dharwar Kratons zeigen großräumig eine dreiphasige Deformationsgeschichte (Chadwick et al., 1981) und wurden vor ca. 2.5 Ga regionalmetamorph überprägt (Buhl, 1987; Peucat et al., 1993, Deters et al., 2000). Der hierbei erreichte Metamorphosegrad liegt im N im Bereich der

Grünschieferfazies (500°C, 4-5 kbar; Raase et al., 1986) und im S bei hochamphibolitfaziellem Bedingungen. Im äußersten Südbereich, nahe des Cauvery-Schergürtels, erreicht der Kraton schließlich in den Hochländern der Biligirirangan Hills und des Coorg Massivs (Abb. 2-3) granulitfazielle Überprägung (750 ± 50 °C, 8 ± 1 kbar nach Srikantappa et al., 1985). Die hier landschaftsbildenden Hypersthen-führenden sauren und intermediären Gesteine mit regionaler Foliation werden als massive Charnockite (*massif charnockite*) bzw. Enderbite bezeichnet. Ein zweiter pegmatoider Charnockittyp (*patchy charnockite*) tritt kleinräumig entlang von spätphasigen, N-S-streichenden sinistralen Störungen auf (Raith & Srikantappa, 1993). Die beschriebene N-S-verlaufende, prograde Metamorphosezonierung läßt darauf schließen, dass der Dharwar Kraton von N nach S ein schräg angeschnittenes Krustenprofil über eine Paläotiefe von etwa 10 bis 30 km repräsentiert.

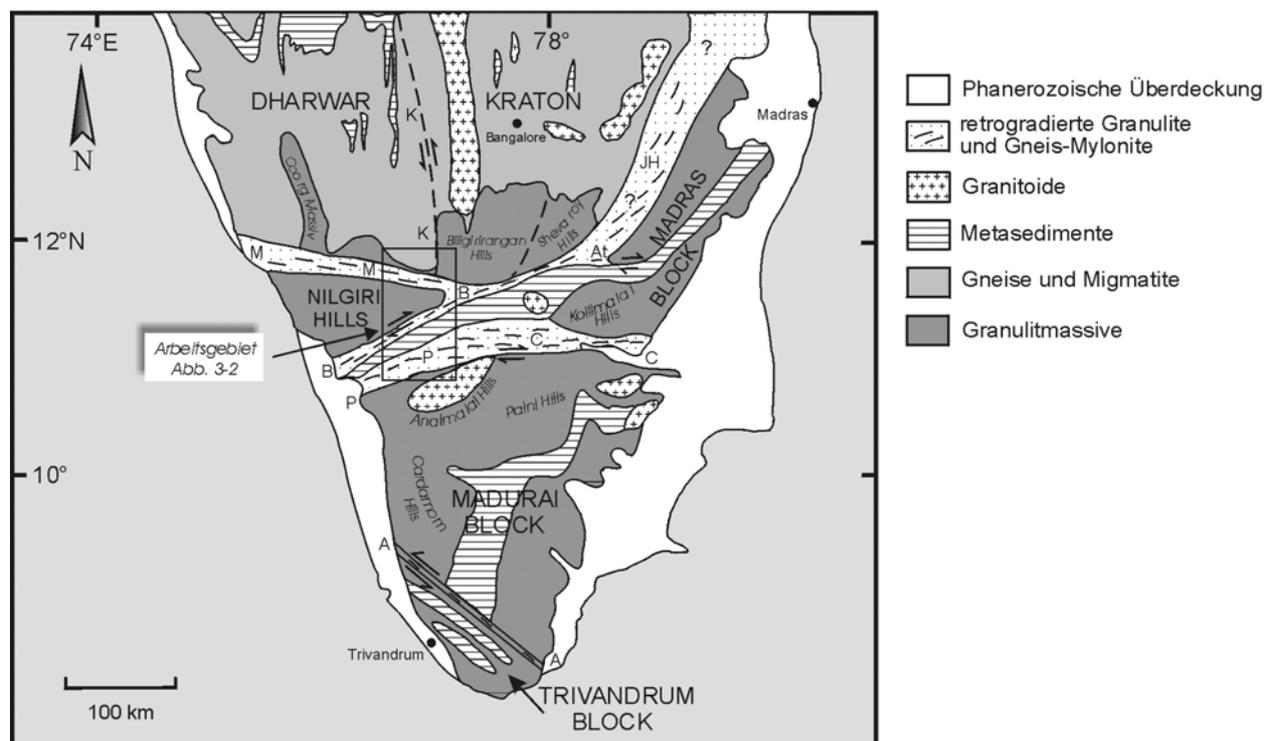


Abb. 2-3: Generalisierte geologische Karte Südindiens nach Drury et al. (1984). Elemente des Cauvery-Scherzonen-Systems sind M – Moyar-Scherzone, B – Bhavani-Scherzone, C – Cauvery-Scherzone, P – Palghat-Scherzone und At – Attur-Scherzone. Das Scherzonen-System setzt sich vermutlich nach nordostwärts in der JH – Jalapet-Hognekkel-Scherzone fort. Weitere markante Störungszonen sind: A – Achankovil- und K – Kollegal-Scherzone.

In einem späten Metamorphosestadium intrudierten vor ~2.52 Ga vorwiegend im östlichen Dharwar Kraton die kalkalkalischen Granitoide des *Closepet Batholiths* (Abb. 2-3; Friend, 1981). Ihre Genese wird von Peucat et al. (1993) auf einen spätarchaischen Mantelplume unter dem Dharwar Kraton zurückgeführt. Der Mantelplume stellt nach Ansicht der Autoren auch die Wärmequelle für die regionale Metamorphose vor 2.5 Ga dar und lieferte darüberhinaus CO₂-reiche, saline Fluide, die den Prozess der Granulitisation unterstützten oder sogar initiierten. Chadwick et al. (2000) hingegen schlagen als Ursache für Regionalmetamorphose, Anatexis und Intrusion der Closepet-Granitoide (bzw. Dharwar-Batholith nach Chadwick et al., 1999) einen ostgerichteten Subduktionsprozess vor, obgleich sowohl großräumige Deckentektonik als auch klassische Komponenten einer tektonischen Melange entlang der Grenze zwischen östlichem und westlichem Dharwar Block fehlen.

2.3.2 Nilgiri Hills und Madras Block

Das Granulitmassiv der Nilgiri Hills schließt sich südlich der Moyar-Scherzone an den Dharwar Kraton an und wird im S durch die Bhavani-Scherzone begrenzt. Vorherrschend sind hier granatführende Enderbite, die Schollen mafischer und ultrabasischer Intrusivkörper (granatfreie Enderbite, Metagabbros, Pyroxenite) führen und vereinzelt mit paragenen Disthen-Granat-Quarziten und Magnetit-Quarziten wechseln.

Das mittlere Krustenbildungsalter der Nilgiri-Gnt-Enderbite liegt mit etwa 2.6-2.5 Ga deutlich unter den archaischen Bildungsaltern des westlichen Dharwar Kratons (Crawford, 1969; Buhl, 1987; Peucat et al., 1989; Köhler und Srikantappa, 1996). Zudem unterscheiden sich die intermediären Nilgiri-Gesteine und das TTG-Basement des Dharwar Kratons deutlich in ihrer chemischen Zusammensetzung (Raith et al., 1999). Die Nilgiri-Enderbite werden von Peucat et al. (1993) als frühproterozoische Magmatite interpretiert, während Raith et al. (1999) einen sedimentären

Protholithcharakter annehmen. Metamorph gewachsene Zirkone liefern obere Schnittpunktalter von etwa 2535 Ma (Buhl, 1987). Diese belegen einerseits die geringe Zeitspanne zwischen Krustengenese und Granulitisation und andererseits die gemeinsame Überprägung von Nilgiri Hills und Dharwar Kraton an der Wende Spätarchaikum/Frühproterozoikum während oder nach des Zusammenschweißens beider Segmente. Granatalter um 2.4 Ga (Köhler et al. 1993; Deters-Umlauf, 1997) spiegeln die Spätphase der Hochdruck-Metamorphose wider. Die Diskordanz scheinbarer Rb-Sr-Biotitalter, die zwischen 1.77 Ga und 0.88 Ga streuen, belegt eine spätere Störung des Rb-Sr-Isotopensystems in den Gesteinen des Nilgiri Massivs, die mit der Aktivität der angrenzenden Scherzonen in Verbindung gebracht wird (Köhler & Srikantappa, 1996; Deters-Umlauf, 1997). Raith et al. (1990) führen flaserige bis mylonitische Gefüge in quarzreichen Nilgiri-Enderbiten ebenfalls auf die Ausbildung der Bhavani-Scherzone zurück.

Niederdruckmetamorphe Granulite mit vergleichbaren Krustenbildungsaltern um 2.5 Ga findet man in den Shevaroy Hills, die am Südoststrand des Dharwar Kratons auftreten (Peucat et al., 1989, 1993) sowie im Madras Block, der im östlichen CSS zwischen Attur- und Cauvery-Scherzone hervortritt (Abb. 2-3; Crawford, 1969; Bernard-Griffiths et al., 1987). Peucat et al. (1989) vermuten die gemeinsame Entwicklung von Nilgiri-, Shevaroy- und Madras-Granuliten als Teil eines juvenilen Terrane, das einer raschen Abfolge von Bildung, Akkretion und Metamorphose unterzogen wurde. Sie werden daher auch als ‚Syn-Akkretions-Granulite‘ bezeichnet - im Gegensatz zu den ‚Post-Akkretions-Granuliten‘ der Biligirirangan Hills, die das dehydrierte Äquivalent der Peninsulargneise des Dharwar Kratons darstellen und wie diese höhere Protolithalter von bis zu 3.4 Ga besitzen (Buhl, 1987; Raith et al., 1999). Um die Krustenakkretion juveniler Gesteine am Kratonrand vor ca. 2.5 Ga und den südwärts ansteigenden Metamorphosegrad zu erklären, postulierten Drury et al. (1984) eine N-

gerichtete Subduktionszone im Bereich des Cauvery-Scherzonen-Systems.

2.3.3 Madurai Block

Massige Charnockite, basische Granulite und Migmatitgneise sowie hochmetamorphe Paragesteine (Karbonate, Metapelite, Quarzite) bauen das große Terrain des Madurai Blocks auf, das südlich der Palghat- und Cauvery-Scherzonen ansteht und aus den Gebirgsmassiven der Anaimalai, Cardamom und Palni Hills besteht (Abb. 2-3). Der strukturelle Bau dieses Gebiets und die Metamorphosegeschichte der Gesteinsabfolgen sind im Detail noch wenig untersucht.

Basierend auf Nd-Modellaltern (3.5-2.4 Ga) ist eine archaische bis frühproterozoische Krustenentwicklung des Madurai Blocks anzunehmen (Harris et al., 1994; Jayananda et al., 1995; Mallick, 1997). Altersbestimmungen an Zirkonen belegen sauren Magmatismus vor 2.12 Ga (Jayananda et al., 1995) und 2.44 Ga (Bartlett et al., 1998). Bisher durchgeführte Isotopenstudien ergaben jedoch keine Hinweise auf eine spätarchaische thermische Entwicklung, die mit der Regionalmetamorphose des Dharwar Kratons und der Nilgiri Hills korrelierbar wäre. Vielmehr scheint der gesamte Madurai Block seine tiefgreifend hochamphibolit- bis granulitfazielle Überprägung erst während der panafrikanischen Orogenese erlangt zu haben, wie Zirkon- und Granatdatierungen (~0.6-0.55 Ga) und Biotit-Abkühlalter (~0.48 Ga) an Gesteinen aus verschiedenen Regionen des Madurai Blocks belegen (Hansen et al., 1985, Jayananda et al., 1995; Mallick, 1997; Bartlett et al., 1998). Die dabei vorherrschenden p-T-Bedingungen werden auf ca. 800°C und 6.5 kbar geschätzt (Raith et al., 1997; Bartlett et al., 1998). Darüber hinaus deutet metamorphes Zirkonwachstum möglicherweise ein weiteres thermales Ereignis im Mittelproterozoikum vor etwa 1.86 Ga an (Jayananda et al., 1995).

2.3.4 Trivandrum Block

Das Kristallgebiet des Trivandrum Blocks (oder *Kerala-Khondalite Belt*) grenzt entlang der Achankovil-Scherzone an die Madurai Einheit. Hochamphibolit- bis granulitfazielle Metasedimente der Flachwasserfazies liegen heute als Sill-Gnt(±Cord)-führende Metapelite und leukokrate Gnt-Bi-Gneise (Leptynite) neben Quarziten und karbonatischen Einschaltungen vor. Sie treten vorwiegend im nordöstlichen Teilbereich auf, der auch als *Ponmudi Einheit* bezeichnet wird (Srikantappa et al., 1985). Im SW wird diese Abfolge von massigen Charnockiten und Enderbiten (*Nagercoil Komplex*) abgelöst. Srikantappa et al. (1985) interpretieren diesen Komplex als Teil eines magmatischen Bogens.

Nd-Modellalter belegen eine mittlere Krustenverweildauer der Metasedimente und Orthogesteine zwischen 2.0 und 3.0 Ga (Roller, 1993; Harris et al., 1994; Bartlett et al., 1998). Die minimalen Provenienzialter von Leptyniten und Khondaliten liegen nach EPMA-Monazitkern-Analysen von Braun et al. (1998) bei 1.9 Ga. Zirkon-Datierungen von Bartlett et al. (1998) liefern Hinweise auf eine mögliche frühproterozoische Überprägung des Gebiets vor ~ 1.8 Ga.

Nahe der Achankovil Zone treten jüngere Nd-Modellalter um 1.4 Ga auf, die auf den Einfluß einer in Südindien unbekanntem Materialquelle maximal mittelproterozoischen Alters hinweisen und ein Maximalalter für die Verschmelzung des Trivandrum Blocks mit dem nördlich anschließenden Madurai Block geben (Brandon & Meen, 1995; Bartlett et al., 1998).

Spätestens ab dem Ende des Proterozoikums entspricht die Metamorphoseentwicklung im Trivandrum Block der im Madurai Block, denn auch hier wurde durch U-Pb-, Sm-Nd- und Rb-Sr-Datierungen an Mineralen die hochgradige Regionalmetamorphose der panafrikanischen Periode (um 550 Ma) zugeordnet (Buhl, 1987; Choudary et al., 1992; Roller, 1993; Köhler et al., 1993; Braun et al., 1998). Beide Krustenblöcke zeigen damit im späten Proterozoikum Affinität zu den Grundgebirgseinheiten Sri Lankas

Gestein	Provinz	Alter [Ma]	Methode	Interpretation der Autoren	Quelle
Dharwar Kraton					
Westlicher Kraton					
Gneise, Charnockite		~ 3500-3150	t_{DM} (Nd)	<i>mittl. Krustenverweildauer</i>	7
Orthogneis	Gorur-Hassan	3358 ± 66	Rb-Sr-WR	Intrusionsalter	1
Gneise	Gorur-Hassan	3328-3200 ± 20	Pb-Pb Zr	Intrusionsalter	2
Charnockit	Biligirirangan Hills	~ 3400	U-Pb Zr OSP	Intrusionsalter	3
Charnockit	Biligirirangan Hills	2510 ± 10	U-Pb Mon	Metamorphosealter	3
Tonalitgneis	Gundlupet	2466 ± 11	Sm-Nd Gnt	Mineralalter	5
Östlicher Kraton					
Gneise, Charnockite, Granitoide		~ 3400-2700	t_{DM} (Nd)	<i>mittl. Krustenverweildauer</i>	11,14
Gneise, Charnockite	Krishnagiri	2550-2530 ± 5	Pb-Pb/U-Pb Zr	Intrusionsalter	2
Charnockite	Krishnagiri	2510 ± 10	U-Pb Mon	Metamorphosealter	11
Metaintrusiva	Bangalore	2157-2406	Rb-Sr Bi	Abkühlalter	4
Sargur-Serie					
Disthen-Schiefer		~ 3180-3090	t_{DM} (Nd)	<i>mittl. Krustenverweildauer</i>	8
Quarzite, Metapelite		3580-3130	SHRIMP Zr	Detritusalter	6
Dharwar Serie					
Saure Metavulkanite		~ 3060-2990	t_{DM} (Nd)	<i>mittl. Krustenverweildauer</i>	8
Basementgneise	Chitradurga	~ 3150	Rb-Sr-WR	Intrusionsalter	7
Metavulkanite	Bababud./Chitrad.	2911- 2747	Sm-Nd-WR	Bildungsalter	9
Nilgiri Hills					
Enderbite		~ 2620-2870	t_{DM} (Nd)	<i>mittl. Krustenverweildauer</i>	5
Enderbite		2506 ± 70	Sm-Nd WR	Krustenbildungsalter	15
Enderbite		2538 +82/-23	U-Pb Zr OSP	Metamorphosealter	15
Enderbite		2353-2416	Sm-Nd Gnt	Mineralalter	15,16
Madras Block					
Charnockite		2525 ± 125	Rb-Sr WR	Intrusionsalter	17
Granulite		2555 ± 140	Sm-Nd WR	Metamorphosealter	18
Madurai Block					
Granulite, Migmatite		~ 3200-2300	t_{DM} (Nd)	<i>mittl. Krustenverweildauer</i>	20,10
Orthogneise	Kodaikanal	2436 ± 4	Pb-Pb Zr	Intrusionsalter	19
Charnockite	Kodaikanal	2115 ± 8	Pb-Pb Zr	Intrusionsalter	20
Charnockite	Kodaikanal	650/592 ± 5	Pb-Pb Zr	Metamorphosealter	20
Orthogneise	Kodaikanal	547 ± 17	Pb-Pb Zr	Metamorphosealter	19
Migmatite	Anaimalai	614 - 601	Sm-Nd Gnt	Mineralalter	10
Migmatite	Anaimalai	482 - 477	Rb-Sr Bi	Abkühlalter	10
Trivandrum Block					
Paragneise, Charnockite		~ 3000-2000	t_{DM} (Nd)	<i>mittl. Krustenverweildauer</i>	19
Metasedimente	Achankovil	~ 1500-1300	t_{DM} (Nd)	<i>mittl. Krustenverweildauer</i>	12,19,21
Paragneis	Ponmudi	1802 ± 16	Pb-Pb Zr	Metamorphosealter	19
Charnockit	Ponmudi	~552	U-Pb Mon	Metamorphosealter	3
Cord-Gneis	Achankovil	530 ± 21	Pb-Pb Zr	Metamorphosealter	19
Charnockit	Ponmudi	499-477	Sm-Nd Gnt	Abkühlalter	13
Charnockit	Ponmudi	483-473	Rb-Sr Bi	Abkühlalter	13

WR - Gesamtgestein, Zr - Zirkon, Mon - Monazit, Gnt - Granat, Bi - Biotit. t_{DM} (Nd) - Nd-Modellalter, OSP - Oberer Schnittpunkt

[1] Beckinsale et al. (1980), [2] Peucat et al. (1993), [3] Buhl (1987), [4] Deters-Umlauf et al. (2000), [5] Köhler & Srikantappa (1996), [6] Nutman et al. (1992), [7] Taylor et al. (1984), [8] Taylor et al. (1988), [9] Anil Kumar et al. (1996), [10] Mallick (1997), [11] Peucat et al. (1989), [12] Harris et al. (1994), [13] Köhler et al. (1993), [14] Jayananda et al. (2000), [15] Raith et al. (1999), [16] Deters-Umlauf (1997), [17] Crawford (1969), [18] Bernard-Griffiths et al. (1987), [19] Bartlett et al. (1998), [20] Jayananda et al. (1995), [21] Choudary et al. (1992)

Tabelle 2-1: Geochronologische Alter und Nd-Modellalterwerte (*kursiv*) der südindischen Krustengebiete

(Yoshida et al., 1992). Die p-T-Bedingungen der panafrikanischen Metamorphose im Trivandrum Block liegen nach thermobarometrischen Abschätzungen um ca. 5-6 kbar und 700-750°C (Srikantappa et al., 1985; Chacko et al., 1987) und führten lokal über Dehydratations-Schmelz-Reaktionen zur in-situ-Granulitisierung (Raith & Srikantappa, 1993).

3. Das Cauvery-Scherzonen-System

3.1 Allgemeiner Überblick

3.1.1 Geographische Lage und Gliederung

Das *Cauvery-Scherzonen-System* (CSS) im Sinne von Chetty (1996) umfasst ein Gebiet von bis zu 60 km Breite und etwa 350 km Länge (Abb. 2-2 und 2-3), das sich von der Westküste der südindischen Halbinsel bis zum Golf von Bengalen erstreckt und somit die Bundesstaaten Kerala, Tamil Nadu sowie den Südosten Karnatakas durchzieht. Im Nordosten setzt sich dieser Schergürtel möglicherweise in einer N-S-streichenden W-vergengten Überschiebungsbahn fort (Abb. 2-2), entlang derer das Eastern Ghats-Gebirge auf das mittelperozoische Cuddapah-Sedimentbecken aufgeschoben wurde (Drury & Holt, 1980).

Die Vorstellungen zur Ausdehnung des CSS basieren allerdings im wesentlichen auf der Interpretation von LANDSAT-Satellitenaufnahmen (Drury & Holt, 1980; Chetty, 1996) und sind nicht in den offiziellen geologischen Kartenblättern des *Geological Survey of India* (Südindien 1:5000000, 1993; Kerala und Tamil Nadu 1:500000, 1995) verzeichnet. Der strukturelle und petrologisch-metamorphe Aufbau dieser Krustenregion wurden bisher im Detail nur ausschnitthaft untersucht (Prakash Narashima, 1992; Chetty & Bhaskar Rao, 1996; Naha & Srinivasan, 1996; D'Cruz et al., 2000). Eine systematische gefügekundliche Bearbeitung, die auch die Auflösung mehrerer Deformationsphasen im Krustenmaßstab erlauben könnte, fehlt.

Innerhalb des CSS werden mehrere amphibolitfaziale Scherzonen verschiedenen Baustils unterschieden: die *Moyar-, Bhavani- und Palghat-Zone* im Westen, sowie die *Attur-* und die *Cauvery-Zone* im Osten (Abb. 2-3). Die *Jalapet-Hognekel-Scherzone* (JH in Abb. 2-3) stellt die vermutete NNE-verlaufende Fortsetzung des Deformationsgürtels dar (Wickham et al., 1994).

Die Bewegungszonen umrahmen ungescherte, hochmetamorphe Kristallinkomplexe, wie beispielsweise das zwischen Moyar- und Bhavani-Scherzone hervortretende Nilgiri Massiv. Auch innerhalb der Deformationszonen treten undeformierte Granulite im m- bis km-Maßstab auf.

3.1.2 Tektonische Situation

Aus der strukturellen Auswertung von Satellitenaufnahmen folgerten Drury & Holt (1980) einen übergeordneten dextralen Bewegungssinn des CSS, das von den Autoren als '*Moyar-Bhavani/Noyil-Cauvery shear system*' bezeichnet wurde. Diese Schlussfolgerung basierte u.a. auf der Annahme, das Nilgiri Massiv sei das durch Schertektonik westwärts transportierte Gegenstück der Biligirirangan Hills. Nachfolgende Arbeiten haben jedoch gezeigt, dass (1) die Granulite der Nilgiri und Biligirirangan Hills nicht korrelierbar sind (Buhl, 1986; Peucat et al., 1993; Raith et al., 1999) und (2) in den einzelnen Bewegungszonen des CSS eine unterschiedliche Kinematik abzulesen ist (Chetty, 1996; Naha & Srinivasan, 1996; D'Cruz et al., 2000; Mukhopadhyay et al., 2001). Letztere Tatsache wirft die Frage auf, ob es sich tatsächlich um ein *System* von Scherzonen handelt, das sich aus einem gemeinsamen tektonischen Regime ableiten läßt. Dennoch wird der Überbegriff CSS in vorliegender Arbeit als 'vorläufige' regionalgeologische Bezeichnung verwendet, da er die gesamte Scherzonen-Region zwischen dem archaischen Dharwar Kraton und dem proterozoisch mobilisierten Madurai Block einfach zusammenfasst. Vermieden wird hingegen der Terminus *Palghat-Cauvery-Scherzone*, den Windley et al. (1994, 1999) als Synonym für das CSS verwenden, während andere Bearbeiter (z.B. Naha & Srinivasan, 1996; Ghosh et al., 1996) den Bereich von Palghat- und Cauvery-Scherzone damit bezeichnen. Palghat- und Cauvery-Scherzone scheinen jedoch wiederum divergierende Verformungsrichtungen anzuzeigen (Chetty, 1996; D'Cruz et al., 2000). Andere Autoren favo-

risieren die kogenetische Ausbildung von Moyar- und Bhavani-Scherzone und bezeichnen daher den Teil des Bhavani-Lineaments, der östlich des Nilgiri-Massivs zu Tage tritt, als *Moyar-Bhavani-Scherzone* (z.B. Jayananda & Peucat, 1996; Raith et al., 1999). Dieser Begriff wird in vorliegender Arbeit ebenfalls nicht verwendet, da er die unterschiedliche Kinematik in den Moyar- und Bhavani-Scherzonen (s. Kap. 3.2; Naha & Srinivasan, 1996) unberücksichtigt lässt.

Da das CSS die Grenze zwischen zwei Krusteneinheiten mit unterschiedlicher Entwicklungsgeschichte bildet, wird es von verschiedenen Bearbeitern (Ramakrishnan, 1993; Harris et al., 1994, Windley et al., 1999) als tiefangeschnittener orogener Gürtel interpretiert, obgleich die Existenz einer tektonischen Melangezone mit Ophiolithfragmenten bislang hier nicht nachgewiesen ist. Zudem divergieren die Modellvorstellungen zur tektonischen Entwicklung des CSS beträchtlich: Während Drury et al. (1984) das Szenario einer Kollisionzone über einer N-vergenten Subduktionszone entwerfen, leiten Rai et al. (1993) aus der seismischen Tomographie des Untergrundes S-vergente Subduktion ab. Chetty & Baskhar Rao (1996) hingegen interpretieren das CSS als eine Zone westgerichteter Kompression. Harris et al. (1994) vermuten, dass die Nordgrenze neoproterozoischen Einflusses, die das Granulitterrain südlich des CSS kennzeichnet, am Nordrand der Palghat- und Cauvery-Lineamente liegt.

3.1.3 Geochronologischer Rahmen

Aus dem weitläufigen Krustenterrain des CSS sind bisher nur wenige geochronologische Daten bekannt (Tabelle 3-1). Sie geben einen ersten Einblick in die heterogene Entwicklung des Gebiets:

Protolithalter für Granulite, retrogradierte Granulite und einen Granit der *Bhavani-Scherzone* südlich Mettupallaiyam liegen nach U-Pb-Analysen an Einzelzirkonen zwischen 2.52 und 2.48 Ga (Ghosh et al., 1996).

Die oberen Schnittpunktalter von 2.48 Ga bzw. 2.46 Ga, die Buhl (1987) in einer U-Pb-Datierung an metamorph überwachsenen Zirkonen aus relik-tischen Enderbiten der *Moyar-* und *Bhavani-Scherzonen* erzielte, liegen nach Raith et al. (1999) 'nahe am Alter der Granulitisierung' - sie geben also vermutlich das Maximalalter der granulitfaziellen Metamorphose wider.

Granulitfazielle Basite und Ultrabasite in der *Cauvery-Scherzone* (Sittampundi Complex) und in der *Bhavani-Scherzone* östlich von Salem (Bhavani Complex) sind nach Bhaskar Rao et al. (1996) aufgrund ihrer bei 3.0 Ga liegenden Nd-Modellalterwerte archaische Bildungen. Sm-Nd-WR-Isochronenalter der Intrusiva, die bei etwa 2.9 Ga liegen, dokumentieren nach Ansicht der Autoren bereits die granulitfazielle Überprägung der Gesteine. Diese Interpretation wird jedoch angezweifelt, da die Rehomogenisierung des Sm-Nd-Isotopensystems im Gesamtgesteinsmaßstab auch unter granulitfaziellen Bedingungen als wenig wahrscheinlich gilt (Hözl et al., 1994). Plausibler erscheint, dass die Sm-Nd-WR-Isochronenalter das Intrusionsalter oder gar das Mantelabspaltungsalter der Basite und Ultrabasite widerspiegeln. Eine Sm-Nd-Gnt-Plag-Hbl-WR-Isochrone aus einem mylonitisierten Granulit des Sittampundi-Komplexes korrespondiert mit einem Alterswert von 726 ± 9 Ma und wird von Bhaskar Rao et al. (1997) als Abkühlalter im Anschluß an (granulitfazielle?) neoproterozoische Aktivität in der *Cauvery-Scherzone* interpretiert.

Radhakrishna et al. (1999) gehen von frühproterozoischer Scherzonenaktivität in der *Bhavani-Scherzone* aus, die nach Ansicht der Autoren synchron mit dem Eindringen mafischer Dykes vor ca. 1.98 Ga verlief.

Die U-Pb-Datierung hydrothormaler Zirkone aus einer undeformierten Quarzader in der *Bhavani-Scherzone* gibt nach Ghosh et al. (1996) einen Hinweis auf das Minimalalter der Scherzonenaktivität vor etwa 600 Ma. Allerdings wird die Gültigkeit dieses Alterswerts angezweifelt, da die hydrothermale Kristallisation von Zirkon in solch einer Quarzader eher ungewöhnlich ist und

die Herkunft der Minerale aus dem Nachbargestein nahe legt.

Hinweise auf die neoproterozoische Überprägung amphibolitfazial retrogradierter Enderbite in der *Moyar-Scherzone* liefern ein Rb-Sr-Biotitabkühlalter um 570 Ma und eine Rb-Sr-Kleinbereichsisochrone um 624 Ma (Deters-Umlauf, 1997). Auch Mineraldatierungen an Gesteinen der *Bhavani-Scherzone* – Rb-Sr-Biotitalter um 500 Ma, ein Rb-Sr-Muskovitalter bei 591 ± 13 Ma und sowie ein Sm-Nd-Granatalter um 552 Ma - weisen auf ein thermales Ereignis im ausgehenden Proterozoikum ihn (Deters-Umlauf et al., 1998).

Für neoproterozoische Tektonik sprechen auch die Platznahmealter von etwa 570-800 Ma, die für anorogene Alkalimagmatite und Karbonatite aus der östlichen Bhavani-Scherzone und Attur-Scherzone vorliegen (Narayana et al., 1993; Schleicher et al., 1997; Miyazaki et al., 2000; Möller et al., 2001). Diese an Lineamente gebundenen Intrusiva werden als inter- bis postdeformative Bildungen beschrieben.

3.1.4 Die Bedeutung des CSS in plattentektonischen Rekonstruktionen

Obwohl über den geologischen Internbau, die Entstehungsgeschichte und die vermutlich polyphasen Bewegungsabläufe an den südindischen Scherzonen noch wenig bekannt ist, spielen sie, seitdem ihr Verlauf durch Drury & Holt (1980) erfasst wurde, eine entscheidende Rolle bei der plattentektonischen Rekonstruktion Ost-Gondwanas:

Windley et al. (1994, 1999) sehen das CSS² als Teil einer neoproterozoischen Gondwana-Sutur, die sich von Saudi Arabien über den Yemen, das Buur-Massiv Süd-Somalias und Madagaskar bis nach Indien verfolgen läßt. Sie weisen auf die Ähnlichkeit des Gebiets mit der *Axial high-grade zone* im Zentralgürtel Madagaskars hin und schlagen vor, die Achankovil-Scherzone mit der madegassischen

Bongolava-Ranotsara-Scherzone zu korrelieren (Abb. 3-1). Von De Wit et al. (1995) hingegen wurde der westliche Fortlauf des Palghat-Cauvery-Lineaments über die Ranotsara-Scherzone bis in das ostzentralfrikanische Grundgebirge postuliert. Dessen östliches Gegenstück könnte nach Harris et al. (1994) die Grenze zwischen Napier Komplex und Rayner Komplex in der Ostantarktis bilden.

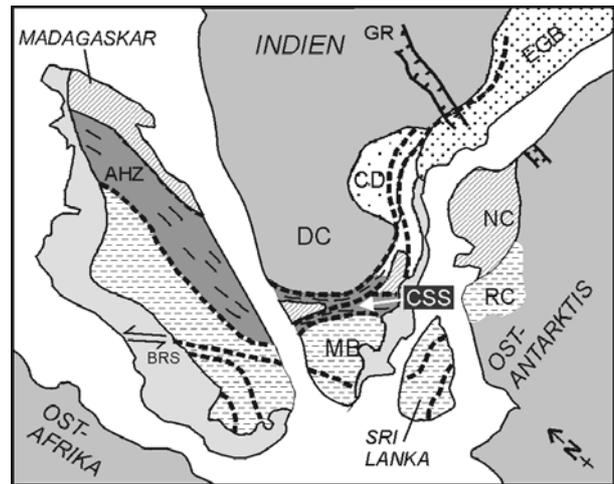


Abb. 3-1: Plattentektonische Rekonstruktion Ost-Gondwanas nach Windley et al. (1994). Durchbrochene Linien markieren großdimensionale tektonischen Störungen.

Abkürzungen: CCS – Cauvery-Scherzonen-System, AZ – Achankovil-Scherzone, DC – Dharwar Kraton, MB – Madurai Block, CD – Cuddapah Becken, GR – Godavari Rift, EGB – Eastern Ghats Belt, NC – Napier Complex, RC – Rayner Complex, AHZ – Axial High-Grade Zone, BRS – Bongolava – Ranotsara-Scherzone.

² Das CSS wird von den genannten Autoren als Palghat-Cauvery-Scherzone bezeichnet.

Gestein	Lokalität	Alter [Ma]	Methode	Interpretation	Autoren	Relation zur Scherdeformation	*Quelle
Westliches CSS							
Moyar-Scherzone							
Enderbit	Masinagudi	2480 ± 25/-24	U-Pb Zr OSP	Max. Alter Granulitisierung		<i>prädeformativ</i>	1
Hbl-Bi-Gneis	Masinagudi	624 ± 31	Rb-Sr KB	Reequilibrierung		<i>syndeformativ ?</i>	2
	Masinagudi	570 ± 14	Rb-Sr Bi	Abkühlalter		<i>postdeformativ</i>	2
Bhavani-Scherzone							
Metabasite, Anorthosite	Bhavani	2898 ± 52	Sm-Nd WR	Granulitmetamorphose ?		<i>prädeformativ</i>	4
Enderbit	Bhavanisagar	2456 ± 67/-37	U-Pb Zr OSP	Max. Alter Granulitisierung		<i>prädeformativ</i>	1
Granulite, Gneise	S'Mettupalaiyam	~ 2550-2480	U-Pb Zr	Protolithalter		<i>prädeformativ</i>	3
Metadolerite	Agali-Coimbatore	1980 ± 25	K-Ar-WR	Intrusionsalter		<i>syndeformativ</i>	6
Quarzader	S'Mettupalaiyam	600 ± 5	U-Pb Zr	Kristallisationsalter?		<i>postdeformativ</i>	3
Pegmatitgneis	S'Mettupalaiyam	591 ± 15	Rb-Sr Musk	Abkühlalter		<i>postdeformativ</i>	2
Metadolerit	Annur	552 ± 8	Sm-Nd Gnt	Abkühlalter		<i>syndeformativ ?</i>	2
Hbl-Bi-Gneismylonit	S'Mettupalaiyam	521 ± 13	Rb-Sr Bi	Abkühlalter		<i>postdeformativ</i>	2
Pegmatit	E'Mettupalaiyam	472 ± 12	Rb-Sr Bi	Abkühlalter		<i>postdeformativ</i>	2
Östliches CSS							
Attur-Scherzone							
Karbonatite	Sevattur	801 ± 11	Pb-Pb WR	Intrusionsalter		-	5
Syenite	Sevattur	756 ± 11	Rb-Sr WR	Intrusionsalter		<i>postdeformativ</i>	7
Syenite	Yelagiri	757 ± 32	Rb-Sr WR	Intrusionsalter		<i>postdeformativ</i>	7
Karbonatite	Pakkanadu	759 ± 3	U-Pb Mon	Intrusionsalter		<i>interdeformativ</i>	8
Cauvery-Scherzone							
Metabasite, Anorthosite	Sittampundi	2935 ± 60	Sm-Nd WR	Granulitmetamorphose ?		<i>prädeformativ</i>	4
Gnt-Granulit	Sittampundi	726 ± 9	Sm-Nd Gnt	Abkühlalter		<i>postdeformativ</i>	4

WR - Gesamtgestein, KB - Kleinbereich, Zr - Zirkon, Gnt - Granat, Bi - Biotit, Musk - Muskovit, Pl - Plagioklas, Hbl - Hornblende, Mon - Monazit
 $t_{DM}(Nd)$ - Nd-Modellalter, OSP - Oberer Schnittpunkt

*Quellen: [1] Buhl (1987), publiziert in Raith et al., (1999), [2] Deters-Umlauf (1997), [3] Ghosh et al. (1996), [4] Bhaskar Rao et al. (1997), [5] Schleicher et al. (1997), [6] Radhakrishna et al. (1995), [7] Miyazaki et al. (2000), [8] Möller et al. (2001)

Tabelle 3-1: Geochronologische Alter aus den Scherzonen des CSS (Literaturwerte)

3.2 Geologischer Bau des Arbeitsgebiets

Im Rahmen vorliegender Studie wurden Gesteine der Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzonen untersucht, die im Westabschnitt des CSS liegen (Abb. 3-2). Zwei Vergleichsproben stammen zudem aus der Kollegal-Scherzone, die innerhalb des Dharwar Kratons auftritt (s. Kap. 4). Das beprobte Arbeitsgebiet erstreckt sich somit zwischen 10°30' und 12° nördlicher Breite bzw. 76°30' und 77°30' östlich Greenwich, innerhalb der Bundesstaaten Tamil Nadu, Karnataka und Kerala.

Die Moyar- und Bhavani-Scherzonen folgen den gleichnamigen Flußtäälern nördlich und südlich der Nilgiri Hills (Abb. 3-3). Die Palghat-Scherzone durchzieht die von Lateritverwitterung gekennzeichnete, landwirtschaftlich intensiv genutzte Ebene um Coimbatore, aus der vereinzelt Felsrücken herausragen. Zwischen den um 250 m bis 900 m über NN gelegenen Gebieten ragt das Gebirgsmassiv der Nilgiri Hills mit über 2000 m über NN morphologisch stark hervor. Ein Teil der Moyar-Scherzone, das Gebiet des Bandipur-Nationalparks um Mudumalai, ist als Elefantenschutzgebiet ausgewiesen und daher nur entlang der Straßen begehbar. Zudem ist der dicht bewaldete Ostabschnitt des Moyar-Tals polizeiliches, von den *Virapan*-Banditen bevölkertes Sperrgebiet. Obwohl Aufschlußbedingungen und Begehbarkeit im Arbeitsgebiet aufgrund der genannten Gründe insgesamt nur mäßig gut sind, ermöglicht doch eine Vielzahl von Steinbrüchen (Abb. 3-4), die in der Regel von Dorfbewohnern mit einfachsten Werkzeugen betrieben werden, die Entnahme unverwitterter Gesteine für die isotopengeochemische Untersuchung.

In den folgenden Abschnitten werden der lithologisch-strukturelle Internbau (Kap. 3.2.1) der Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzonen, sowie die Petrologie (Kap. 3.2.2) und Geochemie (Kap. 3.2.3) der untersuchten Gesteine vorgestellt. Die Kollegal-Scherzone, die nicht zum CSS zählt, wird gesondert in Kap. 4 abgehandelt.

3.2.1 Lithologie und Tektonik

Die vorherrschende Lithologie im Gebiet der Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzonen besteht aus flaserigen bis mylonitischen Gneisen mit strukturgebundener, amphibolitfazieller Überprägung (Abb. 3-2 und 3-6). In Domänen, die von Scherdeformation (nahezu) verschont blieben, sind granulitfazielle Mineralparagenesen oder hochamphibolitfazielle Gesteine reliktsch erhalten. Diese gelten als nicht-rehydrierte Äquivalente der Gneise (Janardhan et al., 1982; Srikantappa & Prakash Narashima, 1994; Raith et al., 1999). Untergeordnet treten amphibolit- bis granulitfazielle Metasediment-Abfolgen auf, die vorwiegend aus Metapeliten, gebänderten Eisenerzen, Quarziten und Kalksilikatgneisen bestehen. Sie werden der *Sathyamangalam-Serie* zugeordnet, die wiederum als hochgradig metamorphes Äquivalent der archaischen Sargur-Serie des Dharwar Kratons interpretiert wird (Ramakrishnan, 1993). Prä-, syn- und postdeformativ eingedrungene Pegmatite (Abb. 3-7 und 3-8) und Granitoide durchschlagen die Foliation der Gneise und Granulite. Zudem treten mehrere, interferierende Pseudotachylit-Generationen auf.

3.2.1.1 Moyar-Scherzone (MSZ)

Die E-W-streichende Moyar-Scherzone (MSZ; M in Abb. 2-3) trennt über einen etwa 20 km breiten Bereich den Granulitblock der Nilgiri Hills diskordant vom Dharwar Kraton. Am ausgeprägtesten ist die Scherdeformation über eine Breite von etwa 2 km zu beiden Seiten des Moyar Flusses (Naha & Srinivasan, 1996). Der untersuchte Zentral- und Südbereich der MSZ besteht vorwiegend aus intermediären Granuliten, die retrograd als Granat-Biotit-führende oder Hornblende-reiche Gneise und Gneismylonite vorliegen und mit Metapyroxeniten, Metagabbros, Amphiboliten, Magnetit-Quarziten, Paragneis-anatexiten sowie jüngeren, leukokraten Intrusiv-

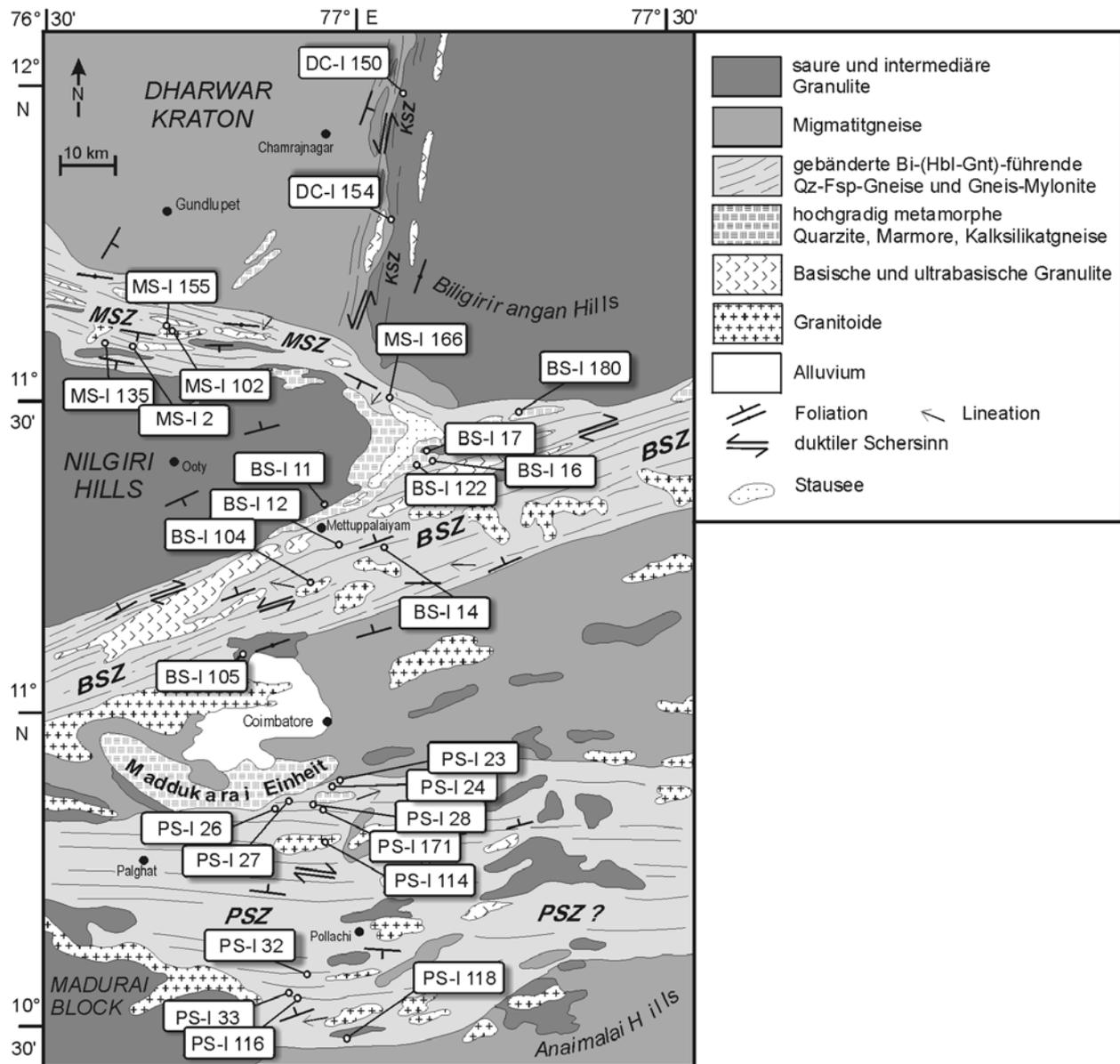


Abb. 3-2: Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebiets. Kompilation aus den geologischen Karten des Geological Survey of India (Tamil Nadu und Kerala, 1: 500 000, 1995) und der Karte von Srikantappa (1996), ergänzt durch eigene Feldaufnahmen und tektonische Messwerte. - Abkürzungen: MSZ – Moyar-, BSZ – Bhavani-, PSZ – Palghat-, KSZ – Kollegal-Scherzone.

gesteinen wechseln. Im Nordteil der Scherzone treten lokal auch Phyllonite auf.

Masinagudi Quarry (MS-I 2)

Anhand der geologischen Situation im Steinbruch von Masinagudi läßt sich die strukturgebundene Alteration granulitfazieller Gesteine in der MSZ beispielhaft erläutern: In der Umgebung cm-bis dm-breiter Scherzonen (steil einfallende NE- bis E-streichende c-Flächen) sind hier die vorherrschenden enderbitischen Granulite in m²- bis dm²-großen Bereichen durch die Infiltration

wässriger Lösungen ausgebleicht und zu amphibolitfaziellen Hbl-Bi-Gneisen retrogradiert (Srikantappa & Prakash Narashima, 1994). In den gescherten Bereichen bildete sich eine neue Foliation aus, welche die alten Texturen und Faltenstrukturen überlagert. Von den Scherzonen aus drangen Fluide entlang von Wegsamkeiten meterweit in die Enderbite vor und führten zu diffus begrenzten, retrograden Bleichungszonen (Abb. 3-5), in denen präexistierende Texturen der Granulite deutlich sichtbar wurden. In den Gneisen sind Hypersthen und Klinopyroxen

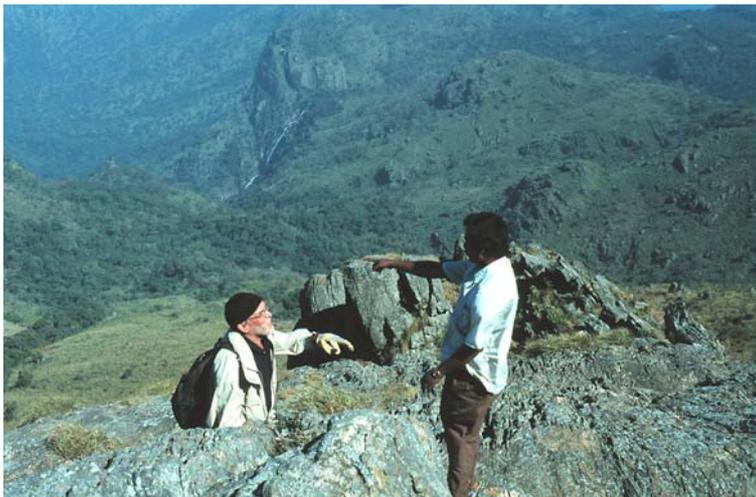


Abb. 3-3: Blick vom Kodanad View Point (nördöstliche Nilgiri Hills) nach Nordosten ins Moyar-Tal (Moyar-Scherzone).



Abb. 3-4: Steinbruch zur Zaunpfahl-Herstellung etwa 25 km südlich von Coimbatore (Augengneise PS-I 114, Palghat-Scherzone).



Abb. 3-5: Lokale Bleichung in Enderbiten, Steinbruch von Masinagudi. Die Retrogression geht von scherdeformierten Zonen aus und setzt sich, wie abgebildet, in reliktschen Granuliten netzartig fort (MS-I 2, Moyar-Scherzone).



Abb. 3-6: Mylonitgneis mit Scherfalten und mm- bis cm-großen Sigmaklasten aus Granat und Plagioklas (Straßenaufrschluss 1 km östlich von BS-I 122, Bhavani-Scherzone - Anschnitt \perp sf, // lin).



Abb. 3-7: Mitgescherte Pegmatit-Scholle in Hbl-Bi-Gneissmylonit (Flussbett vor dem Eingang der Flower Factory BS-I 104, Bhavani-Scherzone - Anschnitt \perp sf, // lin).



Abb. 3-8: Postdeformativer Pegmatitgang in Gnt-Bi-Gneissmyloniten (Bhavanisagar-Steinbruch BS-I 124, Bhavani-Scherzone - Anschnitt \perp sf).

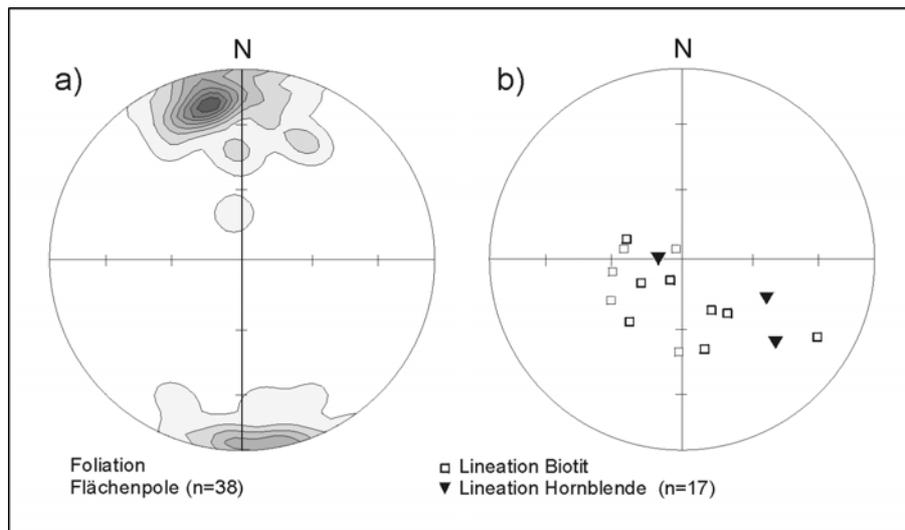


Abb. 3-9: Strukturelemente in der Moyar-Scherzone, abgebildet im Schmidt'schen Netz (untere Halbkugel): (a) Flächenpole der s-Flächen ; (b) Minerallineationen

vollständig durch Biotit/Hornblende ersetzt, Granat ist in unterschiedlichem Maße chloritisiert. Plagioklas zeigt ansatzweise Serizitisierung und Saussuritisierung. CO₂-reiche Flüssigkeitseinschlüsse hoher Dichte in den Granuliten kontrastieren mit wässrigen und CO₂-reichen Einschlüssen geringer Dichte in den Gneisen (Srikantappa & Prakash Narashima, 1994). Schollen und Bänder mafischer bis ultramafischer Granulite, die in den Enderbiten auftreten, wurden durch die Rehydratation in Amphibolite umgewandelt. An den subparallel zur Foliation ausgebildeten c-Flächen dominiert eine transpressive nordvergente Aufschiebung mit untergeordneter sinistraler strike-slip-Komponente, wie aus kleindimensionalen Scherfalten abzulesen ist. Epidot und Chlorit-haltige Aderfüllungen mit Minerallineationen sowie Harnischstriemungen um 260/40 demonstrieren, dass einige E-W-Scherflächen unter Metamorphose-Bedingungen der unteren Amphibolitfazies durch dextrale Translation reaktiviert wurden.

Generell stehen in der MSZ die mylonitischen s-Flächen (s-Flächenpolmaximum bei 168/70; Abb. 3-9a) nahezu saiger. Steilstehende Minerallineationen von Hornblende/Biotit (Linearmaxi-

mum bei 270/81; Abb.3-9b) und Schleppepfalten, die an Quarzfeldspat-Bändern und boudinierten Fremdgesteinsschollen deutlich hervortreten, zeigen eine N-gerichtete Aufschiebung des Nilgiri Blocks auf den Dharwar Kraton an. Indikatoren für N-vergente Aufschiebung finden sich allerdings nicht nur innerhalb der amphibolitfazialen MSZ, sondern auch in hochdruckmetamorphen Disthen-Granat-führenden Metaquarziten, die am Nordrand des Nilgiri Massivs anstehen.

Nach einer thermobarometrischen Studie von Raith et al. (1990) setzen sich die Paläoisobaren der Nilgiri-Granulite in den reliktschen Granuliten der MSZ (750°C, 9-10 kbar) fort. Raith et al. (1999) interpretieren die MSZ als Kollisionszone zwischen Nilgiri Hills und Dharwar Kraton, die bereits an der Wende Spätarchaikum/Paläoproterozoikum angelegt wurde.

3.2.1.2 Bhavani-Scherzone

Die NE-SW-streichende Bhavani-Scherzone (BSZ; B in Abb. 2-3) begrenzt das Nilgiri-Granulitmassiv im S und verläuft östlich von Bhavanisagar am Südrand der Biligirirangan Hills

entlang (Abb. 3-2). Nach Wickham et al. (1994) wird die BSZ nahe Salem von der NNE-verlaufenden *Jalapet-Hognekal-Scherzone* (JH in Abb. 2-3) abgeschnitten; die sich östlich davon fortsetzende Struktur wird als Attur-Scherzone bezeichnet.

In der nördlichen BSZ, am unmittelbaren Südrand sowie in der östlichen Fortsetzung des Nilgiri Massivs (Abb. 3-2) herrschen Gnt-Enderbite, basische Granulite und mylonitische Gnt-Bi-Gneise (Abb. 3-6) vor. Reliktische Enderbite zeigen nach Raith et al. (1990) ein Metamorphose-Gleichgewicht bei 8-9 kbar und 750°C. Sie wechseln mit dem *Bhavani layered igneous complex*, einem in Granulitfazies vorliegenden basisch-ultrabasischen Intrusivkomplex, der in Form dissoziierter Schollen dem Streichen der BSZ folgt und aus einer Wechsellagerung von Anorthositen, Gabbros und Ultramafiten besteht (Baskhar Rao et al., 1996). Da der Gesteinsbestand in der nördlichen BSZ dem der MSZ sehr ähnlich ist, interpretieren Raith et al. (1999) beide Krustengebiete als Teil einer lithologischen Einheit, welche die Nilgiri-Enderbite möglicherweise strukturell unterlagert.

In der südlichen BSZ (S' Mettupalaiyam) stehen vorwiegend granatfreie Bi- und Hbl-Bi-Gneismylonite (Abb. 3-7) an, die auffallend häufig von m- bis dm-mächtigen Granitoiden durchsetzt werden. Darüberhinaus treten schmale doleritische

Gangschwärme von dm- bis m-Breite auf. Letztere werden von Radhakrishna et al. (1995, 1999) als syndeformative Bildungen interpretiert, während ihre Intrusion Srikantappa (1996) zufolge der Scherzonenaktivität zeitlich vorausgeht (s. Kap. 3.1.3).

Die mylonitischen s-Flächen der Gneise in der BSZ streichen WNW-ESE mit moderat bis steil nach N abtauchenden Einfallswinkeln (1. Flächenpolmaximum 151/42; Abb. 3-10a), die östlich des Nilgiri Massivs, in der Bhavanisagar-Region, von steil S-einfallenden Flächen abgelöst werden (2. Flächenpolmaximum 345/6; Abb. 3-10a). Die auf den Planarflächen gemessenen, Mineral- und Streckungslineationen (1. Linearmaximum 286/39; Abb. 3-10b) tauchen bevorzugt flach nach W ab. Diese Strukturdaten deuten, in Einklang den Ergebnissen einer Strukturanalyse von Naha & Srinivasan (1996), eine schräge Aufschubung des Nilgiri Blocks an, die mit dextralem Lateralversatz einhergeht. Die Lineation zeigt in Umgebung der Probenlokalität *Temple Hill* (BS-I 12) eine Variation zu NE-abtauchenden Pitchwinkeln (2. Linearmaximum 27/43), die entweder auf lokale Änderungen der Bewegungsrichtung zurückgeht oder, wie Naha & Srinivasan (1996) annehmen, auf großmaßstäbige offene Faltung (ENE-gerichtete b-Achsen) in einer Spätphase der Deformation.

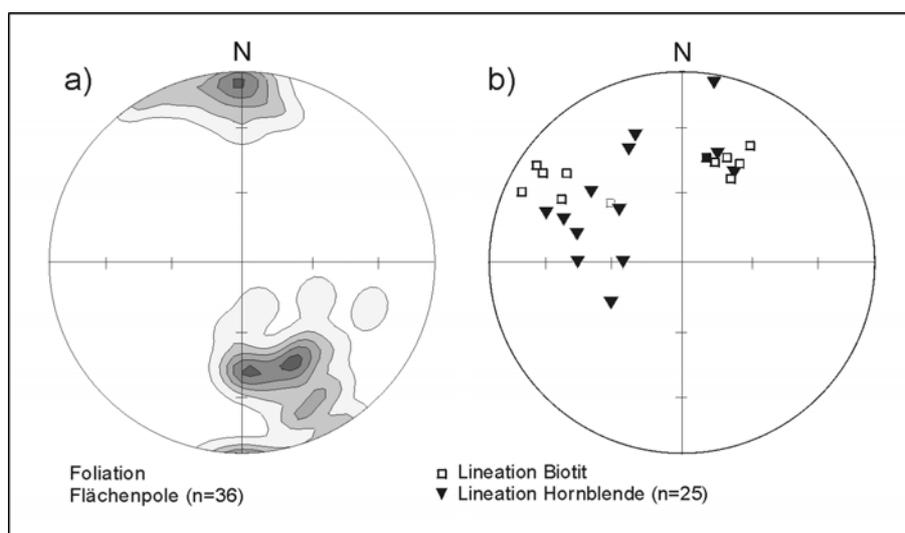


Abb. 3-10: Strukturelemente in der Bhavani-Scherzone, abgebildet im Schmidtschen Netz (untere Halbkugel): (a) Flächenpole der s-Flächen ; (b) Minerallineationen

3.2.1.3 Maddukarai-Einheit

Südwestlich von Coimbatore, zwischen der Bhavani- und der weiter südlich exponierten Palghat-Zone sind die Paragesteine der *Maddukarai-Einheit* aufgeschlossen, die keine Beanspruchung durch Scherung zeigen (Abb.3-2). Die Verbandsverhältnisse der Metasedimente zu nahegelegenen Orthogneisen und Charnockiten sind unklar (Srinivasan, mdl. Mitt.). Gemeinsam folgen die Maddukarai-Serie und die angrenzenden Gesteine einem Muster ENE-abtauchender makroskopischer isoklinaler Falten (D1), welche coaxial erneut gefaltet sind (D2) (Naha et al., 1997). Die suprakrustale Einheit besteht aus einer Abfolge von Kalksilikatgneisen, Marmoren, Eisenerzen und Granat- und Sillimanit-führenden Metapeliten. Die P-T-Bedingungen der Metasedimente liegen nach Srikantappa et al. (1990) bei 5-6 kbar und 650-700°C. Granate mit Sm-Nd-Mineralalter von etwa 600 Ma, die während des D2-Ereignisses kristallisiert sind (Naha et al., 1997), belegen, dass Faltung und Metamorphose auf panafrikanische Überprägung zurückgehen (Meißner et al., 2002). Stratigraphisch wurde die Maddukarai-Einheit von Gopalakrishnan et al. (1976) mit der archaischen Sargur-Serie korreliert. Nd-Modellalter (~1.9 Ga) aus dem Komplex deuten jedoch auf eine proterozoische Sedimentation hin (Meißner et al., 2002).

3.2.1.4 Palghat- Scherzone

Die Palghat-Scherzone (PSZ; P in Abb. 2-3) tritt in einer topographischen Senke hervor, die als *Palghat Gap* bezeichnet wird, da sie in den küstennahen Höhenzügen des Bundesstaates Kerala als markanter erosiver Einschnitt sichtbar ist. Die PSZ verläuft subparallel zur Bhavani-Scherzone und bildet die nördliche Begrenzung des Madurai Blocks. Geophysikalisch zeichnet sich diese Struktur durch ein niedriges magnetisches Relief und ein lokales Schwerehoch ab (Reddy et al., 1988; Mishra, 1988). Ihre Südgrenze, die nach Drury et al. (1984) etwa 10-15

km nördlich des Anaimalai Gebirges verläuft, ist weitgehend unter den jungen Böden des Palghat-Tals begraben.

Im Bereich der Palghat-Zone dominieren migmatische Hbl-Bi-Gneise, die graduell in straff gebänderte mylonitische Augengneise übergehen. Sie führen durch Anatexis und Deformation dissoziierte Amphibolit- und Pegmatitschollen. Seltener treten Gnt-Bi-führende helle Gneise auf. Hinzu kommen massige strukturlose Charnockite (D'Cruz et al., 2000) und basische Granulite, die nach Ravindra Kumar & Chacko (1994) hohe Metamorphose-Gleichgewichte von 9-10 kbar und 800-900°C anzeigen. Für pegmatoide Charnockite, die als in-situ-Bildungen in den Migmatiten auftreten, ermittelte Santosh (1991) hingegen P-T-Bedingungen um ~7 kbar und 640°C.

Während Naha & Srinivasan (1996) die Ausprägung einer Scherzone großen Maßstabs im Bereich des Palghat Gap anzweifeln, liefern D'Cruz et al. (2000) in einer Strukturanalyse Indizien für duktile Scherdeformation von übergeordnet dextralem Schersinn in einem Spannungsfeld N-S-gerichteter Kompression und unter anatektischen Bedingungen. Argumente hierfür geben das Verteilungsmuster kleiner Scherflächen, die Rotation von Porphyroklasten und Boudins sowie die Analyse von Quarz-c-Achsen in straff gebänderten Gneisen und Augengneisen. Zum Zentrum des Palghat Gap hin ist die Korngrößenreduktion der Augengneise zunehmend ausgeprägt; zudem sind häufig Bänderquarze ausgebildet, die für hochgradige Mylonite typisch sind (Passchier & Trouw, 1996).

Die durch Scherung und Plättung erzeugte penetrative Foliation der Gneise streicht EW bis WSW-ENE und schwankt zwischen steilem N- und S-Einfallen (Flächenpolmaximum 327/8, Abb. 3-11a). Die Minerallineationen von Hornblende/Biotit verlaufen vorwiegend subhorizontal (Linearmaximum 60/33; Abb. 3-11b). D'Cruz et al. (2000) unterscheiden drei Faltengenerationen: enge Falten mit moderat W- oder E-abtauchenden Faltenachsen (F1) und coaxiale, die Foliation überlagernde Falten (F2), entstanden unter progressiver Verformung in einem Deformations-

ereignis. Jünger ist eine Generation offener, steil N- und S-einfallender Falten (F3).

Die östliche Fortsetzung der PSZ, die Cauvery-Scherzone (C in Abb. 2-3), gliedert sich nach Chetty (1995) in mehrere subparallele

Scherzonen auf, die im Delta des Cauvery-Flusses exponiert sind. Dort allerdings indizieren Falten-trends und Streckungslineationen sinistralen Lateralversatz (Chetty & Bhaskar Rao, 1996).

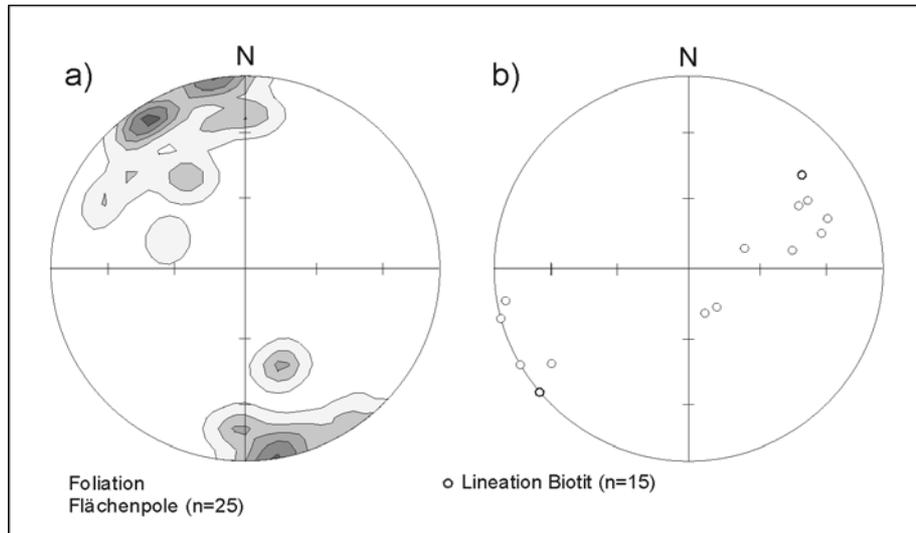


Abb 3-11: Strukturelemente in der Palghat-Scherzone, abgebildet im Schmidtschen Netz (untere Halbkugel): (a) Flächenpole der s-Flächen ; (b) Minerallineationen.

3.2.2 Petrographie

Die für die isotopengeochemische Bearbeitung beprobten Gesteine stammen aus mylonitisierten sowie aus nicht bis gering deformierten Partien der Scherzonen (Anhang A). Da die petrologischen und strukturellen Merkmale der Gesteinsproben - abgeleitet aus Geländebeobachtungen und Dünnschliffanalysen – die Basis für die Interpretation der geochronologischen Daten liefern, werden die unterscheidbaren Gesteinstypen im folgenden Abschnitt vorgestellt. Der Modalbestand der Gesteinsproben (Dünnschliffabschätzung) ist in Anhang B aufgeführt.

3.2.2.1 Granulitfazielle Gesteine

Charno-Enderbite und Enderbite

Proben BS-I 11, BS-I 122D, BS-I 124C, BS-I 105A, PS-I 118A

Granulitfazielle Hypersthen-führende Gesteine mit hohem Anteil leukokrater Minerale treten in von Deformation verschonten Domänen der MSZ, BSZ und PSZ auf. Gemäß der Streckeisen-Klassifikation (1974) können Enderbite tonalitischer Zusammensetzung und Charno-Enderbite granodioritischer Komposition unterschieden werden. In der Literatur zur Regionalgeologie Indiens und selbst in den aktuellen geologischen Karten werden diese Gesteine häufig im Sinne der Definition von Pichamuthu (1969) als 'Charnockite' in sensu largo bezeichnet (z.B. Janardhan et al., 1982; Newton, 1992; Geological Survey of India, 1995a). Der Begriff 'Charnockit' ist allerdings nach Streckeisen (1974) auf Granulite mit granitischem Chemismus beschränkt und wird in vorliegender Arbeit in diesem Sinne verwendet.

Die Charno-Enderbite und Enderbite wurden in der Regel an Geländepunkten entnommen, an denen Übergänge zu ebenfalls beprobten Gneismyloniten aufgeschlossen sind. Eine Ausnahme bildet der Charno-Enderbit BS-I 105A aus

einem isolierten Granulit-Vorkommen in der südwestlichen Bhavani-Region (Aufschluß an der Str. nach Mannarkhad; ~ 10 km nördlich von Coimbatore). Die Gesteine sind mittel- bis grobkristallin, von grünlichbrauner Farbe und führen die für Granulite typischen Blauquarze. Meist ist eine schlierige Hell-Dunkel-Bänderung im cm-Bereich ausgeprägt, die auf eine während der hochgradigen Metamorphose abgelaufene Anatexis zurückzuführen ist (Raith et al., 1990).

Die granulitfazielle Paragenese der Charno-Enderbite (BS-I 11, BS-I 105A, PS-I 118A) besteht im wesentlichen aus Quarz, Hypersthen, Plagioklas und perthitischem Alkalifeldspat. Die Enderbite (BS-I 122D, BS-I 124C) unterscheiden sich von diesen durch das Fehlen der Alkalifeldspatkomponente und das Auftreten von Klinopyroxen. Mit Ausnahme der Probe PS-I 118A tritt in allen Charno-Enderbiten und Enderbiten idiomorpher Granat hinzu. Biotit und Hornblende können sowohl untergeordnete Bestandteile der hochgradigen Paragenese sein, wie auch als retrograde Mineralneubildungen auftreten (Abb. 3-13 und 3-14). Das Gefüge der Gesteine ist insgesamt granoblastisch. Häufig umsäumt ein Granulat feinkörnig rekristallisierter Feldspäte und Quarze die größeren, von Straineffekten gekennzeichneten Plagioklase und Quarze.

Die Probe BS-I 11 stammt aus dem Übergang von ungebleichtem zu gebleichtem Charno-Enderbit, der am Südrand der Nilgiri Hills an einer bruchhaften Störung im Randbereich der Bhavani-Zone auftritt (~5 km nördlich von Mettupalaiyam an der Str. nach Kotagiri). Hier zeugt die Ausbildung von sekundären Hornblende/Biotit-Säumen um Pyroxen von schwacher, durch Fluidimprägation eingeleiteter Retrogression in der aufgehellten Partie des Gesteins.

Aus dem hochduktilen Niveau der BSZ kommen hingegen die Enderbite BS-I 122D (Abb. 3-13) und BS-I 124C (Bhavanisagar Steinbruch 'Ölpfütze', 15 km östlich von Mettupalaiyam). Sie zeigen bei beginnendem retrogradem Ersatz von Klino- und Orthopyroxen durch Amphibol und

Biotit protomylonitischen Charakter. Aus ihnen geht schließlich ein amphibolitfazieller Gnt-Bi-Gneismylonit (BS-I 124A; Abb. 3-15) hervor.

Gnt-Px-Plag-Granulite

Proben MS-I 2C, BS-I 17C

Pyroxen-betonte, annähernd Quarz-freie Granulite treten in der MSZ und BSZ zwischen Quarz-Feldspat-reichen Granuliten und Gneisen auf. Sie liegen, neben Metaanorthositen und Metapyroxeniten, als dm- bis mehrere m-große linsenförmige Körper vor und sind in der Regel nur marginal geschert und rehydratisiert. Die Gnt-Px-Plag-Granulite werden von Srikantappa (1996) bereits zu den mafischen Granuliten gestellt. Die beiden isotopengeochemisch untersuchten Proben MS-I 2C (Masinagudi Steinbruch) und BS-I 17C (Bhavanisagar Steinbruch) führen jedoch Plagioklas mit Anorthitgehalten von 30-40 %, die den dioritischen Chemismus der Gesteine belegen. Die Hauptkomponenten im grobkörnig-granoblastischen Gefüge dieser Gesteine bilden undulös auslöschende Plagioklase mit verbogenen Zwillinglamellen, xenomorphe Klino- und Orthopyroxene und idiomorphe Granate (Abb. 3-12). Im Gnt-Px-Plag-Granulit MS-I 2C umsäumen geringmächtige Granat-Quarz-Symplektite die idiomorphen Granat-Porphyroblasten koronar und belegen eine zweite Wachstumsphase von Granat. Granatkoronabildungen desselben Typs sind aus den Enderbiten des benachbarten Nilgiri-Hills-Massivs bekannt und werden der retrograden Reaktion $\text{Opx} + \text{Plag} \rightarrow \text{Gnt} + \text{Qz}$ bei ca. 650 °C zugeschrieben (Raith et al., 1990, 1999).

Im Granulit BS-I 17C bildeten sich nach einer ersten Sprossung mm-großer Granate in der Matrix vereinzelt cm-große idiomorphe Granat-Porphyroblasten, die das Gefüge überwachsen und daher der granulitfaziellen Spätphase zugeordnet werden. Diese Granat-Porphyroblasten werden im mylonitisierten Abschnitt der Lokalität BS-I 17, in dem allerdings keine geochronologischen Untersuchungen durchgeführt wurden, zu Porphyroklasten.

Die Gnt-Px-Plag-Granulite BS-I 17C und MS-I 2C zeigen keine durchgreifende strukturelle Überprägung, sondern nur Spuren anfänglicher Rehydratisierung in Form koronaren Wachstums von grünblauer Hornblende und Biotit um Pyroxen.

3.2.2.2 Amphibolitfazielle Gesteine

Quarz-Feldspat-reiche Gneise und Gneismylonite bilden die vorherrschende Lithologie im Bereich der Scherzonen. Die retrograde Bildung dieser Gesteine durch Rehydratisierung im Zuge scherdeformativer Überprägung wird aus granulitfaziellen Relikten abgeleitet, die vielerorts in schwach bis nicht-deformierten Aufschlußpartien des Gesteinsverbands erhalten sind und in Domänen mit jüngerer Gefügeausprägung durch amphibolitfazielle Mineralparagenesen ersetzt werden.

Hornblende-Biotit-Gneise

Proben MS-I 2B/E, BS-I 104A, BS-I 12L, PS-I 24/26-28/30-32, PS-I 33A, PS-I 116B, PS-I 118B

Die untersuchten Hbl-Bi-Gneise aus der MSZ stammen aus dem Steinbruch von Masinagudi (MS-I 2; s. Kap. 3.2.1.1), diejenigen aus der BSZ aus den südlich von Mettupalaiyam gelegenen Aufschlüssen *Temple Hill* (BS-I 12) und *Flower Factory* (BS-I 104; Abb. 3-7). Die hier anstehenden grauen Gneise sind von diskreten Biotit-reichen Scherzonen durchzogen, die präexistierende Gefügeregelungen und Faltenstrukturen diskordant überlagern. Makroskopisch besitzen die Hbl-Bi-Gneise auch außerhalb dieser diskreten Zonen protomylonitischen bis mylonitischen Charakter, wie aus sc-Gefügen, überprägten Intrusivkontakten und der Verformung eingeschalteter Fremdgesteinsschollen ersichtlich wird. Quarz und Plagioklas bilden die Hauptkomponenten der Gneise. Größere Quarzkörner sind gelängt und zeigen undulöse Auslöschung sowie Subkornbau. Plagioklase mit verbogenen Zwill-

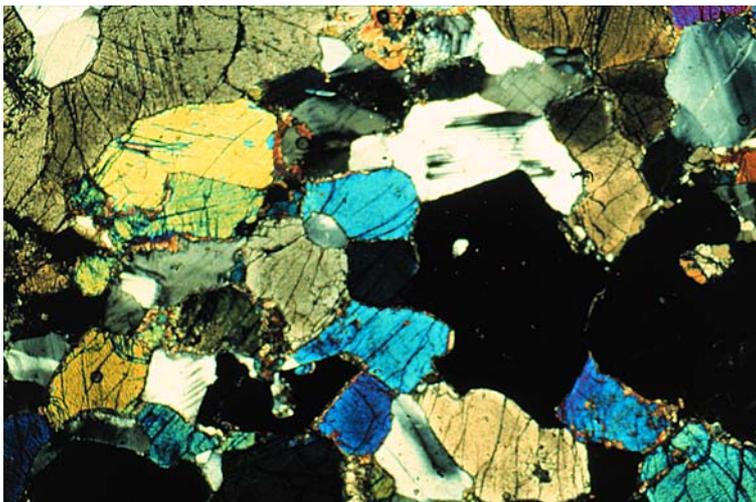


Abb. 3-12: Gnt-Px-Plag-Granulit MS-I 127 (gekreuzte Nicols): Plagioklas, idiomorpher Granat und Klino- sowie Orthopyroxen bilden ein grobkörnig-granoblastisches Gefüge.

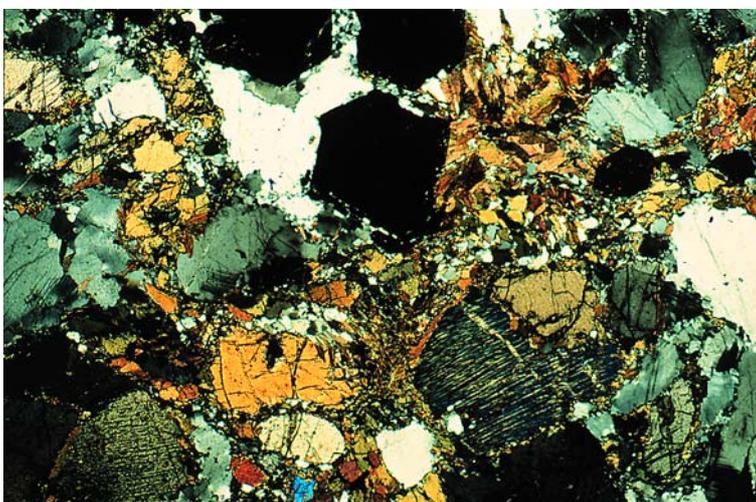


Abb. 3-13: Leicht retrograd überprägter Gnt-führender Enderbit BS-I 122D (gekreuzte Nicols): Pyroxen wird randlich durch Biotit und Hornblende ersetzt.

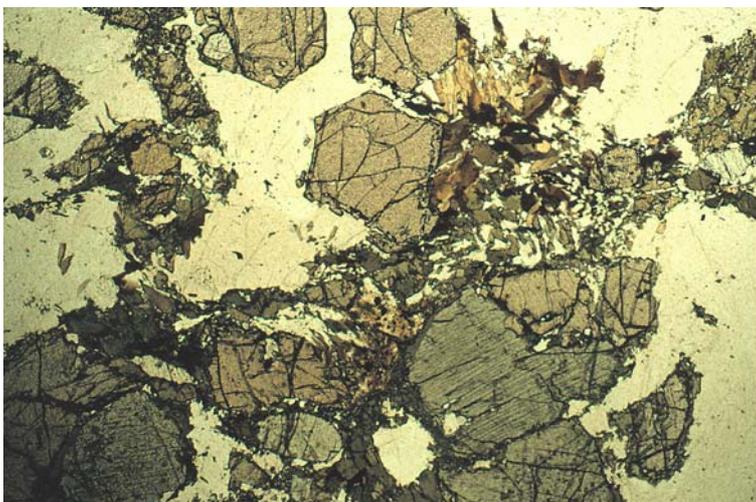


Abb. 3-14: Leicht retrograd überprägter Gnt-führender Enderbit BS-I 122D (parallele Nicols). Vgl. Abb. 3-13.

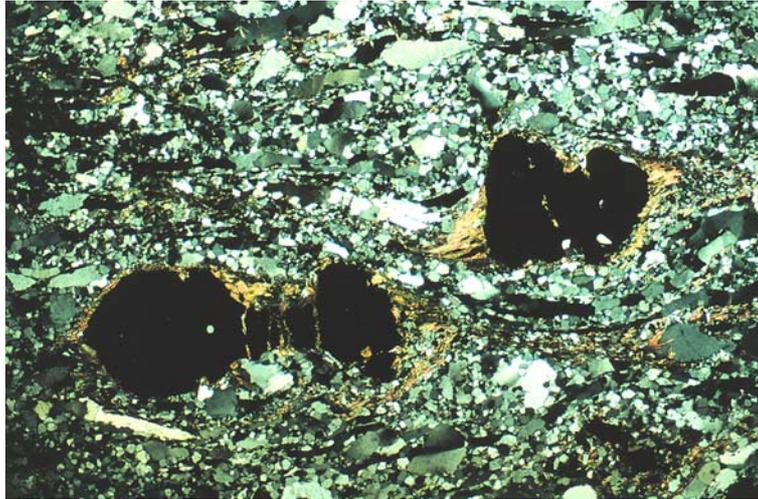


Abb. 3-15: Gnt-Bi-Gneismylonit (retrograd überprägter Enderbit) BS-I 124A (gekreuzte Nicols): Granat-Sigmaklasten mit Biotit-Schwänzen sind in eine feinkörnig rekristallisierte Qz-Fsp-Matrix eingebettet.



Abb. 3-16: Hbl-Gneismylonit (retrograd überprägter Enderbit) MS-I 135A (gekreuzte Nicols). Hornblende-Sigmaklasten treten in einer Feldspat-reichen Matrix auf.



Abb. 3-17: Granitmylonit MS-I 102A mit Streifengneisgefüge (gekreuzte Nicols): Reine Qz-Bänder wechseln mit feinkörnigen Qz-Fsp-Bändern.

lingslamellen und untergeordnet auftretende Kalifeldspäte löschen ebenfalls undulös aus. Die Porphyroklasten sind von einem feinkörnigen polygonalen Quarz-Feldspat-Rekristallit umgeben, das eine Mörtelstruktur erzeugt. Reine Quarzzonen sind gröberkörnig rekristallisiert. Träger einer flaserigen bis deutlich gebänderten Gefügeregelung sind s-subparallel angeordnete Leisten von Biotit und Hornblende. In der Probe MS-I 2B tritt untergeordnet hypidiomorpher Granat auf, der in Nestern angereichert ist. Die Probe MS-I 2E aus derselben Lokalität ist granatfrei. Hier überwächst Muskovit das Gneisgefüge postdeformativ. In den Proben MS-I 2E und BS-I 12L bewirkt angehende Saussuritisierung und Serizitisierung der Plagioklase das sekundäre Wachstum von Epidot und akzessorischem Serizit, Biotit, Quarz bzw. Calcit.

Die Gneise, die aus kleinen Steinbrüchen im Bereich der PSZ zwischen *Maddukarai* (~16 bis 18 km südlich von Coimbatore) und *Anaimalai* stammen, liegen vorwiegend als Blastomylonite vor. Scherfalten und asymmetrisch verformte mafische und ultramafische Linsen und Boudins bilden in diesen Gesteinen Indikatoren einer nicht-koaxialen Überprägung. Darüber hinaus sind bisweilen, bedingt durch postdeformative statische Rekristallisation, die ein hohes Temperaturniveau bei nachlassenden Scherdrücken widerspiegelt, im Dünnschliff keine scherdeformativen Texturen erkennbar. Mit Ausnahme der straff gebänderten, feinkörnigen Gneise (Proben PS-I 116B und 33A), die westlich von Anaimalai aufgeschlossen sind, besitzen die Gesteine eine grobflaserige Textur. Die leukokraten Komponenten, die ein granoblastisches gleichkörniges Gefüge bilden, bestehen zu unterschiedlichen Anteilen aus Quarz, perthitischem Kalifeldspat und Plagioklas. Biotit dominiert gegenüber Hornblende und ist bevorzugt in Mineralaggregaten subparallel zum mylonitischen s auskristallisiert.

Granat-Biotit-Gneise

Proben MS-I 155A, MS-I 166A, BS-I 124 A, PS-I 171A

Scherdeformierte leukokrate Gnt-Bi-Gneise wurden im Westteil (MS-I 155A; 500 m östlich von Moyar) und im Ostteil der MSZ (MS-I 166A; ~2 km westlich von Kottamangalam) beprobt. Die mittelkörnige Probe MS-I 166A ist straff gebändert. MS-I 155A ist ein foliiertes, gröberkörniger Gneismylonit mit Cordierit-Führung, der aus einem Aufschluß stammt, in dem prä- bis syndeformative Anatexis erkennbar ist. Die Granatbildung erfolgte hier vor und während der Scherbewegung; denn neben porphyroklastischem Granat im Anatexit tritt metamorpher Granat in einem syndeformativ intrudierten Basitgang auf.

Die Gneismylonite MS-I 155, MS-I 166 und BS-I 124 (Abb. 3-15) führen einschlussfreie Granat-Porphyroklasten. Biotit-Leisten markieren das s-Gefüge und wachsen in Druckschattenbereichen der Granate. Plagioklase bilden ebenfalls häufig grosse, stark ausgelängte porphyrische Körner mit verbogenen Zwillingslamellen und teilweise stark buchtigen Korngrenzen. In der Probe MS-I 166A tritt Kalifeldspat hinzu, der Korngrößenverkleinerung und Rekristallisation zeigt. Die Klasten sind von reinen Quarzbändern und von einer feinkörnigen Matrix aus dynamisch rekristallisierten Quarzen und Feldspäten mit Vorzugsregelung umgeben. Im Gnt-Bi-Gneismylonit BS-I 124A ist ein deutliches sc-Gefüge ausgebildet.

PS-I 171A aus der Palghat-Zone ist ein grobkörniger Gneis mit granoblastischem Gefüge. Ogleich die Gneisprobe aus einer Lokalität stammt, in der makroskopisch Scherdeformation nachgewiesen ist, finden sich im Dünnschliff keinerlei Spuren einer solchen Überprägung. Granat wächst hier idiomorph neben Quarz, makroperthitischem Kalifeldspat, Plagioklas sowie regellos orientiertem Biotit und kann poikilitische Einschlüsse (Bt, Qz, Fsp, Mu, Cc, seltener Zr) führen.

Hornblende-Gneise und Amphibolite

Proben MS-I 135A/B, PS-I 116

In der zentralen MSZ bei Mudumalai wurde ein amphibolreicher Gneismylonit (MS-I 135A/B) intermediärer Zusammensetzung beprobt. Dieser tritt im Verband mit Metabasiten auf und wurde gemeinsam mit Pegmatiten und hellen Gneisen in komplexe Faltenbildung, Boudinage und Scherdeformation einbezogen. Der insgesamt dunkel erscheinende Gneis zeigt eine straffe mm- bis cm-dicke Bänderung und einen Materialwechsel höherer Ordnung im dm-Bereich. Bimodal als Porphyroklasten und feine Rekrystallisationsnadeln auftretende Amphibole deuten auf dynamische Rekrystallisation hin (Abb. 3-16). Die sigmoidalen Porphyroklasten erreichen Korndurchmesser von bis zu 5 mm und sind vorwiegend perlschnurartig parallel *s* aufgereiht. Im Dünnschliff zeigen diese Hornblende-Augen aufgerauhte bis aufgesplitterte Korngrenzen, die auf das bisweilen rigide Verhalten der Minerale unter dem Einwirken von Scherkräften zurückgeführt werden. Teilweise sind Biotitleisten oder Opakerz in Druckschattenbereichen der Klasten ausgebildet. Dazwischen ist ein polygonales Plagioklas-Alkalifeldspat-Quarz-Pflaster auskristallisiert. Zudem treten größere, stark elongierte Quarze und Quarzbänder mit undulöser Auslöschung und Subkorngrenzen auf. Die Probe MS-I 135B führt darüber hinaus prädeformativ gebildeten Granat mit unregelmäßigen, stark buchtigen Korngrenzen.

Der feinkörnige Amphibolit PS-I 33B aus der PSZ, der als etwa m-mächtiger dunkler Gang in straff foliierte Bi-Hbl-Gneise (PS-I 33A) eingeschaltet ist, zeigt hingegen ein unregelmäßiges äquigranulares Gefüge aus Hornblende, Plagioklas sowie untergeordnet Quarz und Biotit.

Sillimanit-Granat-Gneise

Probe BS-I 16

In der östlichen BSZ nahe Bhavanisagar wurde eine isolierte Paragneis-Scholle mit porphyroklastischem Gefüge beprobt. Das Gestein führt grobkörnigen Granat sowie augenförmige Sillimanitfibrolithe und verbogene Plagioklase, die in einer mittelkörnigen Matrix

aus eingeregelter Biotiten und undulösen Quarzen schwimmen. Die Porphyroklasten sind häufig von einem feinen Rekrystallisationsaum (Bi/Qz) ummantelt. Biotit sprießt auch in Druckschattenbereichen von Granat.

Quarzite

Probe BS-I 180

Ebenfalls aus der östlichen BSZ stammt ein Granat- und Disthenführender Quarzit, der mit Fuchsitquarziten assoziiert ist (BS-I 180; ~10 km nordwestlich von Sathyamangalam). Das Metasediment zeigt eine Farbbänderung, die durch wechselnde Eisenoxid-Gehalte hervorgerufen wird. Muskovit tritt bevorzugt auf Foliationsflächen auf und wächst dort regellos. Im Dünnschliff wird ein granoblastisches Mosaikgefüge aus Quarz sichtbar, in dem untergeordnet feiner hypidiomorpher Granat, Disthen sowie Hämatit sprießen.

3.2.2.3 Jüngere Intrusiva

Granite

Proben MS-I 102A, BS-I 12K

Beprobt wurden (a) eine mehrere dm-mächtige Granitintrusion in der MSZ (MS-I 102A; 500 m östlich von Moyar Village) und (b) ein *s*-parallel eingeregelter Granitgang (BS-I 12K) von etwa einem Meter Breite, dessen Intrusivkontakt zu retrograd überprägten Granuliten der BSZ im Steinbruch *Temple Hill* (~3 km südlich Mettupalaiyam) aufgeschlossen ist. Bei beiden Proben handelt es sich um scherdeformierte Gesteine. Quarz und makroperthitischer Mikroklin dominieren den Mineralbestand. Reine Bänder diskenförmig ausgelängter Quarzkörner im Wechsel mit feinkörnigen Quarz-Feldspat-Lagen bedingen ein typisches Streifengneis-Gefüge (Abb. 6-17), das auf hochgradige Mylonitisierung zurückgeht (Passchier & Trouw, 1996). Quarz zeigt eine bimodale Korngrößenverteilung und liegt in Form undulöser Porphyroklasten und stressfreier Rekrystallisationskörner vor. Hinzu treten im Granit

MS-I 102A neben feinen Hornblende/Biotit-Lagen sigmoidale Porphyroklasten aus grüner Hornblende, Alkalifeldspat und Plagioklas. Gelegentlich finden sich auch metamikte Orthit-Klasten, die durch braune pleochroitische Höfe hervorstechen und einen Epidot/Klinozoisit-Saum besitzen. In BS-I 12K bildet s-parallel gesprosster feinkörniger Biotit neben Opakerz die einzige mafische Komponente.

Tonalite

Probe MS-I 102C

Ein deformativ überprägter Tonalit, der als protomylonitischer Augengneiss vorliegt, tritt vergesellschaftet mit dem Mylonitgranit MS-I 102A in der MSZ auf. Porphyroklasten bestehen vor allem aus Plagioklas. Quarz ist teilweise rekristallisiert. Quarz- und Plagioklaskörner sind eingeregelt und zeigen undulöse Auslöschung, Subkornbau und suturierte Korngrenzen. Hornblenden, teils als Augen vorliegend, und Biotit-scheite definieren die Foliation des Gesteins. Alkalifeldspat tritt untergeordnet auf, hinzu kommen akzessorisch Apatit, Zirkon, Titanaugit und Opakerz.

Granodiorite

Probe PS-I 114

In der Ebene zwischen BSZ und PSZ wurde ein mächtiger Plutonit-Stock beprobt (PS-I 114; 'Zaunpfahl-Steinbruch', ~20 km nördlich von Pollachi), der schwach coaxial deformiert vorliegt. Im Steinbruch und der näheren Umgebung gibt es keine Hinweise auf die Ausbildung von Scherzonen. Grobspätige Granodiorite und Granite, die ein schwach ausgeprägtes Parallelgefüge besitzen und cm-große, häufig angerundete Feldspateinsprenglinge führen, werden hier von Dioriten durchdrungen, die ebenfalls eine Foliation besitzen. Im Dünnschliffpräparat des untersuchten Granodiorits PS-I 114 bilden Quarz, Mikroklin, Plagioklas, Biotit und Hornblende ein unregelmäßiges Kristallisationsgefüge. Nur der Subkornbau mancher Quarze zeugt von einer schwach deformativen Beanspruchung des Gesteins.

Dolerite

Probe BS-I 105B

Vorkommen ENE-WSW-streichender Dolerit-schwärme sind in der westlichen BSZ typisch. Sie wurden von Radhakrishna et al. (1995, 1999) über eine K-Ar-Datierung einem Intrusionsereignis vor ca. 1.98 Ga zugeordnet, welches die Autoren mit der Aktivität der BSZ korrelieren. Da diese basischen Gänge mitunter Koronagranate enthalten (Srikantappa, mdl. Mitt.), wurden im Rahmen vorliegender Arbeit drei Dolerite beprobt, die an einem Aufschluß an der Straße von Coimbatore nach Mannarkhad in massige Charnockite (BS-I 105A) intrudieren. Allerdings erwiesen sich alle drei Gesteinsproben als granatfrei. In der Doleritprobe BS-I 105B, die schließlich für die Nd-Modellalterbestimmung aufbereitet wurde, bilden zonierte Plagioklasleisten, Augite mit Ilmenitentmischungen und skelettierte Erzkristalle ein mittelkörniges, optisch-intergranulares Gefüge. Grüne Hornblenden und Biotite bilden sekundäre Reaktionssäume um die primären Phasen.

Pegmatite

Probe BS-I 104B

Pegmatite alkaligranitischer Zusammensetzung treten in der BSZ sowohl prä- als auch syn- und postdeformativ auf. Untersucht wurde ein mächtiger, über mehrere km ENE-streichender Pegmatitstock, der etwa 8 km südlich von Mettupalaiyam (BS-I 104B; Privatgelände der Synthite Flower Factory) als Höhenzug aus der Ebene herausragt. Dieser Pegmatit durchschlägt das Gefüge protomylonitischer Hbl-Bi-Gneise (BS-I 104A) diskordant und ist somit postdeformativ. Er besteht aus cm-großen Kalifeldspäten, Quarzen, Granaten und Biotit- sowie Muskovit-scheiten, die ein regelloses Gefüge bilden. Nahe am Intrusivkontakt zum Wirtsgestein treten allerdings cm- bis dm-breite Pegmatitlinsen auf, die gemeinsam mit den Gneisen verformt wurden (Abb. 3-7). Diese Beobachtung legt nahe, den Aufstieg saurer Restschmelzen insgesamt der Phase nachlassender Deformation in der BSZ zuzuschreiben.

3.2.3 Geochemie

An 34 Gesteinsproben aus dem Gebiet der Moyar, Bhavani- und Palghat-Scherzonen (CSS) wurden die Haupt-, Neben- und Spurenelementhäufigkeiten mit Hilfe eines wellenlängendispersiven Röntgenspektrometers ermittelt. Die Ergebnisse der Röntgenfluoreszenz-Analyse sind in Anhang C zusammen mit der berechneten CIPW-Norm aufgeführt. Im Falle von Rb, Sr und Nd wurden allerdings bei der Auswertung der geochemischen Daten die wesentlich exakteren Konzentrationswerten aus der Isotopenverdünnungsanalyse (s. Kap. 7) verwendet.

Um die Geochemie der Gesteine aus den Scherzonen übersichtlich wiederzugeben, werden die intermediären bis sauren Granulite und Gneise (Kap. 3.2.3.1) trotz ihrer Heterogenität als eine Gruppe behandelt. Prä- und syndeformative Granitoide, die jünger sind als ihre hochgradigen Wirtsgesteine, werden gesondert betrachtet (Kap. 3.2.3.2). Untergeordnete Gesteinstypen, von denen jeweils nur eine Probe vorliegt (Quarzit BS-I 180, Dolerit BS-105B und Amphibolit PS-I 133B), werden aus der geochemischen Betrachtung ausgeklammert. Der vorliegende Datensatz wird jedoch durch die Analysenwerte von vier Gesteinsproben erweitert, die im Rahmen der Diplomarbeit von Deters-Umlauf (1997) entstanden sind (Anhang C). Hierbei handelt es sich um die Gneise MS-I 2E und 2G aus dem Masinagudi Steinbruch (MSZ) und die Gneismylonite BS-I 12A und 12B aus der Lokalität Temple Hill (BSZ).

3.2.3.1 Granulite und Gneise

Bei der Auswertung der geochemischen Daten muß im vorliegenden Fall eine mögliche selektive Elementmobilisation berücksichtigt werden, der die retrograd überprägten Gneise und reliktschen Granulite während hochgradiger Metamorphose, partieller Schmelzbildung und Deformation unterliegen können (vgl. Janardhan et al., 1982). Darüberhinaus liefern die stofflichen Charakteristika dennoch wertvolle Hinweise auf

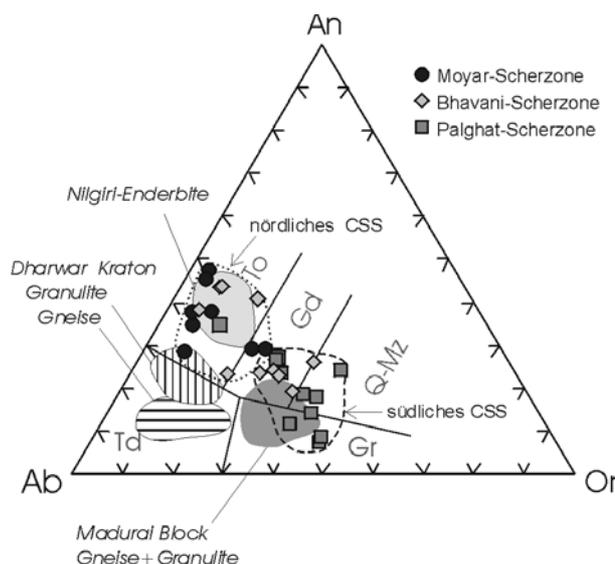


Abb. 3-18: Klassifikation hochmetamorpher Gesteine aus den Scherzonen nach ihren normativen Ab-An-Or-Gehalten (O'Connor, 1965). Modifizierte Felder nach Barker (1979): Gr – Granit, Q-Mz – Qz-Monzonit, Gd – Granodiorit, Td – Trondjemit, To – Tonalit.

Die gepunktete Linie umfasst die Stoffgruppe aus der MSZ und nördlichen BSZ (nördliches CSS), die gestrichelte Linie markiert die aus der südlichen BSZ und der PSZ (südliches CSS). Zum regionalen Vergleich sind Literaturwerte der Nachbargebiete angetragen (südlicher Dharwar Kraton und Nilgiri Hills nach Raith et al., 1999; nördlicher Madurai Block nach Mallick, 1997).

Herkunft und Bildungsmilieu der Gesteine:

Nach der Klassifizierung im Ab-An-Or-Diagramm (O'Connor, 1965; modifiziert nach Barker, 1979; Abb. 3-18) zeigen die Gneise und Granulite der MSZ einen überwiegend tonalitschen Chemismus, der weitgehend dem der Nilgiri-Enderbite (Raith et al., 1999) entspricht. Die Metamorphite der BSZ, die unmittelbar am Fuß der Nilgiri Hills bei Bhavanisagar (BS-I 16/17/122/124) auftreten, werden ebenfalls als Tonalite klassifiziert. Dies unterstützt die auf petrologischen Merkmalen (Kalifeldspat-Armut, Gnt-Führung, reliktsche granulitfazielle Paragenese) basierende Vermutung, dass die Gesteine aus der MSZ und aus der Bhavanisagar-Region der BSZ Äquivalente der benachbarten Nilgiri-Enderbite darstellen. Sie werden in Abb. 3-18 als Stoffgruppe des *nördlichen Cauvery-Scherzonen-Systems* (gepunktete Linie) zusammengefasst.

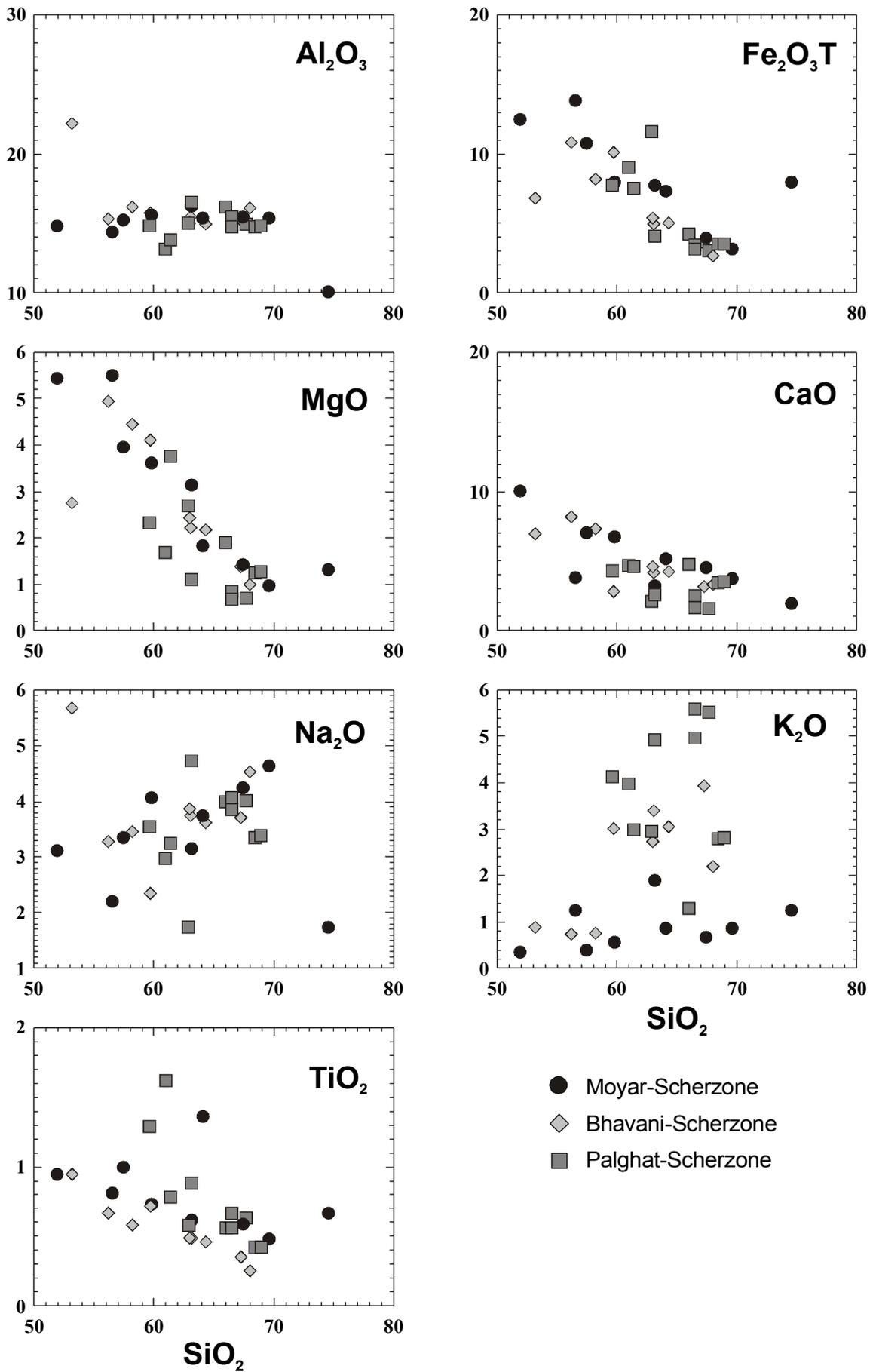


Abb. 3-19: Harker Variationsdiagramme: Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{total}}$, MgO , CaO , Na_2O , K_2O und TiO_2 [Gew.%] versus SiO_2 [Gew.%] für die Gneise und Granulite der Moyar-, Bhavani-, und Palghat-Scherzonen.

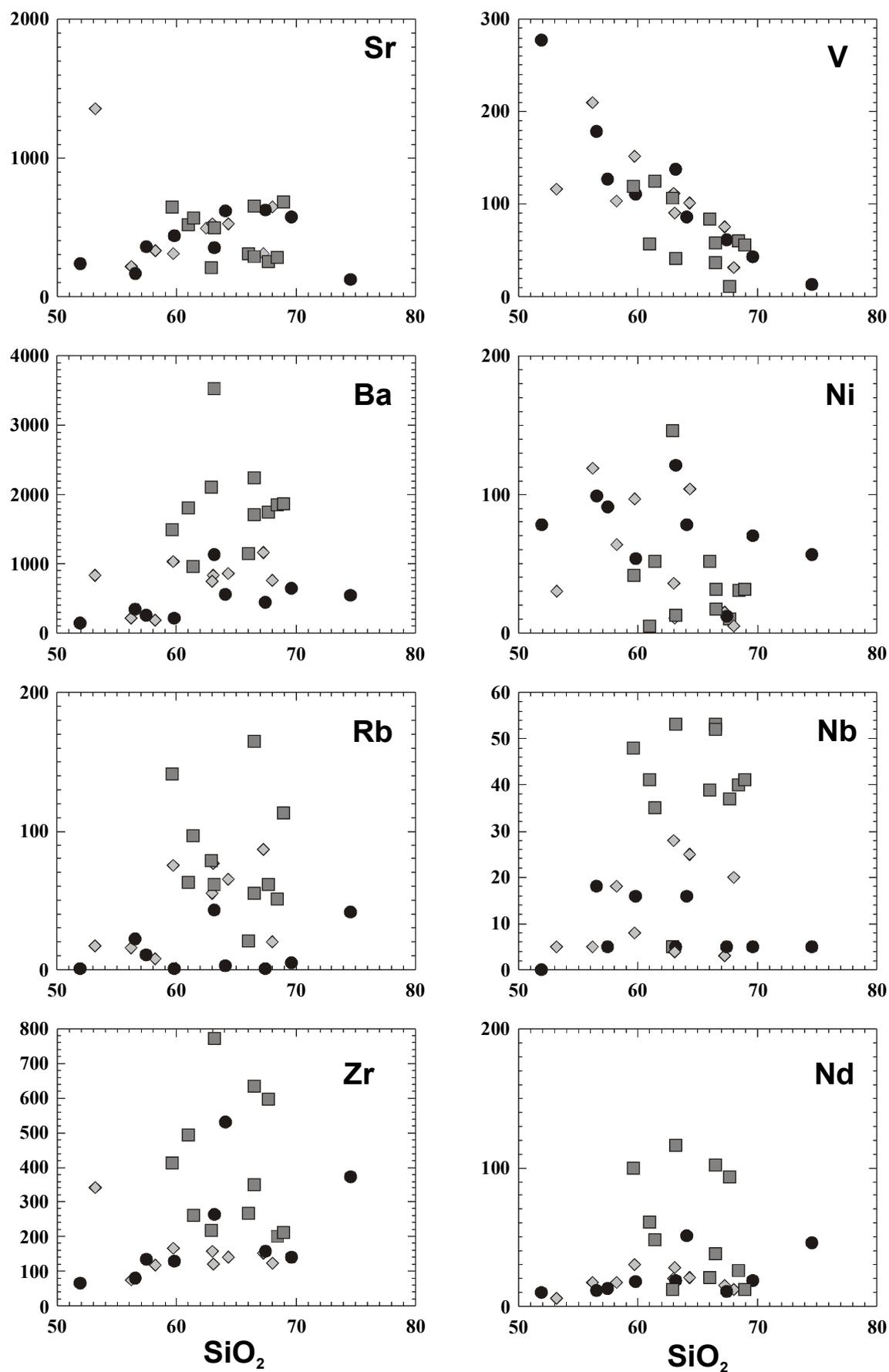


Abb. 3-19 (Fortsetzung): Harker Variationsdiagramme: Sr, V, Ba, Ni, Tb, Nb, Zr und Nd [ppm] versus SiO₂ [Gew.%) für die Gneise und Granulite der Moyar-, Bhavani-, und Palghat-Scherzonen.

In der BSZ südlich von Mettupalaiyam markiert ein ESE-WNW-streichender Meta-Anorthosit-(Ultra)Mafit-Komplex (Abb. 3-2) einen kompositorischen Wechsel zu granatfreien Mylonitgneisen mit höherer modaler Kalifeldspat-Komponente und granodioritischer Zusammensetzung (Abb. 3-18). Mit Ausnahme der tonalitischen Probe PS-I 26 bilden die amphibolitfaziel- len Gneise und Gneismylonite der PSZ im Ab-An-Or-Diagramm eine Gruppe, die zwischen Granit, Quarzmonzonit und Granodiorit variiert. Diese Gruppe bildet zusammen mit den Metamorphiten der südlichen BSZ das Feld des *südlichen Cauvery-Scherzonen-Systems* (gestrichelte Linie in Abb. 3-18). Die Metamorphite aus diesem Teilbereich ähneln kompositionell den Migmatiten aus dem angrenzenden Madurai Block, die potentiell das ungescherte Ausgangsmaterial der entkoppelten und deformierten Assoziationen bilden.

In den Harker-Diagrammen (Abb. 3-19) sind die Variationen der Haupt-, Neben- und Spurenelemente in Relation zum SiO_2 -Gehalt (wt%) dargestellt. Der SiO_2 -Gehalt der Gneise und Granulite variiert zwischen 52 und 74%. Die inverse Korrelation von SiO_2 mit $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$, MgO und V ist deutlicher als die mit CaO und TiO_2 .

SiO_2 und Na_2O sind positiv korreliert. Die bereits im Ab-An-Or-Diagramm ausgewiesenen Unterschiede zwischen den Gesteinen im nördlichen und südlichen CSS spiegeln sich in den Gehalten einiger Spurenelemente wider: Demzufolge zeigen die Metamorphite der MSZ und nördlichen BSZ gegenüber den Gneisen der südlichen BSZ und PSZ bei gleichem SiO_2 -Gehalt erhöhte Ni- und erniedrigte Nb-Konzentrationen. Auch weisen sie tendenziell geringere Nd- und Zr-Gehalte auf (Abb. 3-19).

Auch im Gehalt lithophiler (LIL) Elemente variieren die Metamorphite der nördlichen und südlichen Gebiete deutlich: Wie Abb. 3-19 und 3-20 illustrieren, zeichnen sich die granodioritisch bis granitischen Gesteine des südlichen CSS durch geringe Sr/Ba-Verhältnisse (< 0.75) und höhere K-, Rb- und Ba-Konzentrationen ($\text{K}_2\text{O} = 2\text{-}5.6$ Gew.%, $\text{Ba} = 900\text{-}3600$ ppm, $\text{Rb} = 20\text{-}170$ ppm) aus. Sie zeigen hinsichtlich ihrer LILE-Verteilung Affinität zum Madurai Block. Demgegenüber ergeben sich für die tonalitische Gruppe des nördlichen CSS tendenziell höhere Sr/Ba-Verhältnisse bei niedrigen LIL-Gehalten ($\text{K}_2\text{O} \leq 2.3$ Gew.%, $\text{Ba} < 1200$ ppm, $\text{Rb} \leq 43$ ppm). Diese Gesteine ähneln auch hinsichtlich ihrer Rb/K- und Ba/Sr-Verhältnisse den Nilgiri-

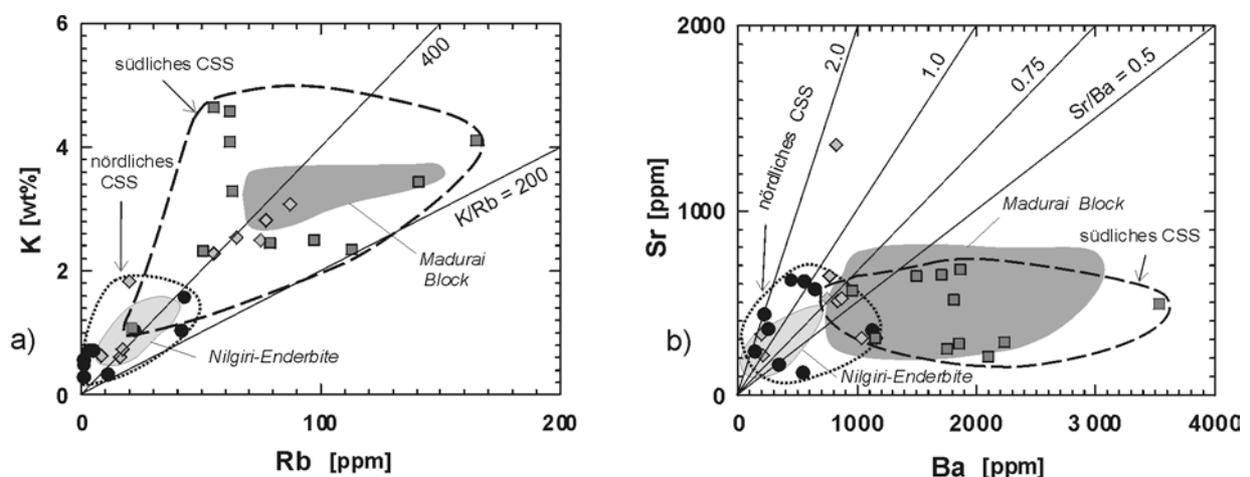


Abb. 3-20: Die hochmetamorphen Gesteine des Arbeitsgebiets im (a) Rb/K-Diagramm und (b) Ba/Sr-Diagramm. Die Metamorphite des nördlichen CSS sind in der punktierten Linie, die des südlichen CSS in der gestrichelten Linie zusammengefasst. Graue Felder stellen Literaturwerte für die Gnt-Enderbite der Nilgiri Hills (Raith et al., 1999) und die Migmatite des nördlichen Madurai Blocks (Mallick, 1997) dar. - Symbole wie in Abb. 3-18.

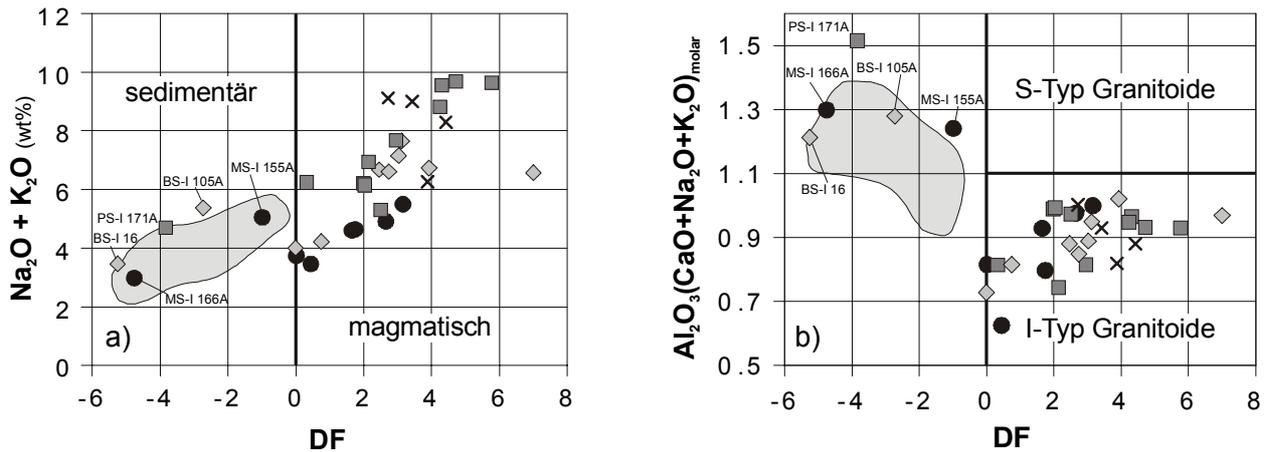


Abb. 3-21: Die hochmetamorphen Scherzonengesteine im bivariaten Diagramm: Diskriminationsfaktor DF (Shaw, 1972) versus (a) $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ bzw. (b) $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]_{\text{molar}}$ zur Unterscheidung von Gneisen bzw. Granuliten sedimentärer und magmatischer Herkunft. Das Variationsfeld der Gnt-Enderbite der Nilgiri Hills (Raith et al., 1999) ist grau markiert. – Symbole: x – Metagranitoide, übrige wie in Abb. 3-18.

Enderbiten (Abb. 3-20). Prinzipiell kann die kontrastierende LILE-Verteilung der Gesteine a) den Differentiationsgrad der Gesteine, b) die Zusammensetzung der Protolithreservoirire oder c) sekundäre fluidgesteuerte Stofftransporte widerspiegeln. Metasomatisch bedingte Stoffverschiebungen wurden im prograden Gneis-Granulit-Übergangsbereich Südindiens mehrfach nachgewiesen, wobei einerseits von der Abfuhr mobiler Elemente (K, Rb, U) berichtet wird (Janardhan et al., 1982), und andererseits von der Anreicherung von K, Sr, Ba und Na (Stähle et al., 1987). Da Sr und Ba jedoch eine vergleichbare Mobilität besitzen (Rollinson, 1993), erscheint es plausibel, dass die unterscheidbaren Trends hinsichtlich der Ba/Sr-Verhältnisse in erster Linie die Zusammensetzung der Protolithreservoirire widerspiegeln.

Geringe $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})_{\text{molar}}$ -Verhältnisse < 1.1 (Chappell & White, 1974) und positive DF-Werte (Diskriminanzfaktor³ nach Shaw, 1972) sprechen vorrangig für einen magmatischen Protolithcharakter der Gneise und Granulite. Der Großteil der Metamorphit-Proben wie auch die jüngeren Intrusiva (x-Symbole, vgl. 3.2.3.2) besetzen in Abb. 3-21b das Feld der I-

Typ-Granitoide und sind mit hohen Al_2O_3 -Anteilen (> 10 Gew.%) in Relation zu den Alkalien metaaluminös im Sinne von Shand (1951). Der dadurch implizierte orthogene Eduktcharakter der meisten Scherzonen-Gesteine steht im Kontrast zur paragenen Natur, die Raith et al. (1999) aus geochemischen Parametern für die Gnt-Enderbite des angrenzenden Nilgiri Massivs ableiten. Nur fünf Metamorphitproben zeigen einen relativen Tonerdeüberschuß, und sind entsprechend peraluminös bzw. deutlich Korund-normativ (Anhang C). Ihre Zusammensetzung deutet mit

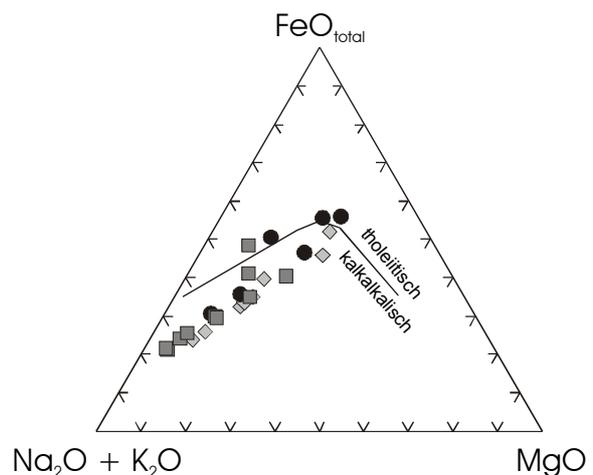


Abb. 3-22: Gneise/Granulite der Scherzonen im AFM-Diagramm mit der Grenzlinie zwischen kalkalkalinen Serien und tholeiitischen Serien nach Irvine & Baragar (1971). – Symbole wie in Abb. 3-18.

³ Diskriminanzfaktor DF (Shaw, 1972) = $10.44 - 0.21 \text{ SiO}_2 - 0.32 \text{ Fe}_2\text{O}_3(\text{total}) - 0.98 \text{ MgO} + 0.55 \text{ CaO} + 1.46 \text{ Na}_2\text{O} + 0.54 \text{ K}_2\text{O}$

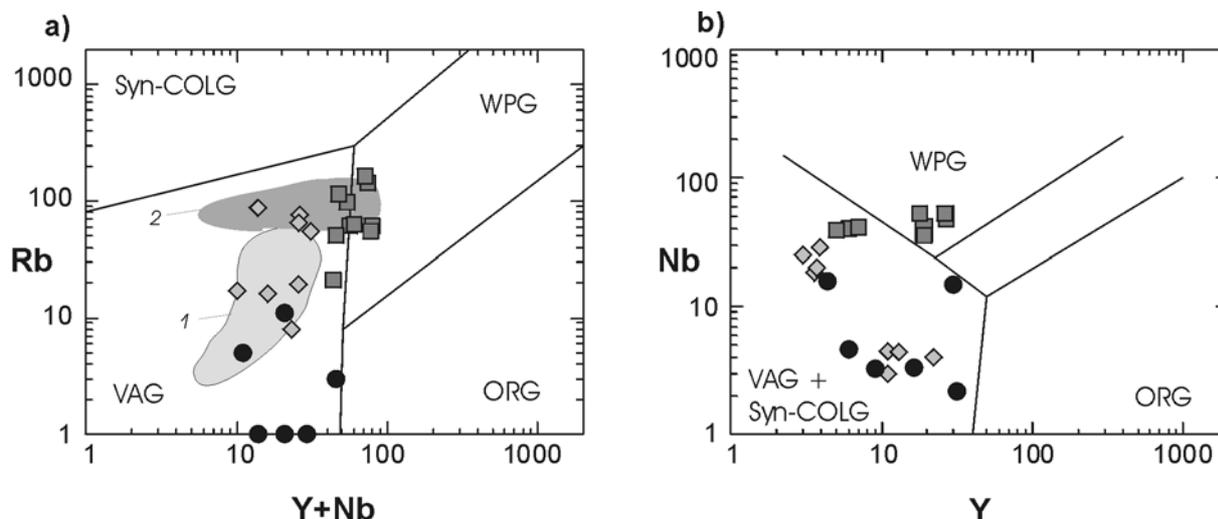


Abb. 3-23: Die Granulite und Gneise der Scherzonen im (a) $(Y+Nb)/Rb$ - und (b) Y/Nb -Diagramm nach Pearce et al. (1984) zur Unterscheidung folgender Bildungsmilieus von Granitoiden: WPG – Intraplattengranite, Syn-COLG – Granite eines Synkollisionsregime, VAG – Granite eines Vulkanischen Bogens und ORG – Granite eines Ozeanrückens. Graue Felder geben RFA-Vergleichswerte aus der Literatur wider: (1) Nilgiri Granulite ($n=29$; Raith et al., 1999) und (2) Granulite/Gneise des nördlichen Madurai Blocks ($n=7$; Mallick, 1997). - Symbole wie in Abb. 3-18.

$Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{molar} > 1.1$ und negativen DF-Werten auf einen sedimentären Ursprung hin (Abb. 3-21b). Dieser Befund wird jeweils durch petrologische Indikatoren bestätigt, wie durch das Auftreten von Graphit + Sillimanit + Granat (BS-I 16), bzw. Cordierit + Granat (MS-I 155A, MS-I 166A) oder Granat + Biotit bei saurem Chemismus (BS-I 105A, PS-I 171A).

Im AFM-Diagramm (Abb. 3-22) nach Irvine & Baragar (1971) folgen die Gesteine mit magmatischem Protolith-Charakter einem kalkalkalinen Differentiationstrend, der nahe am Feld der Tholeiitserien liegt. Die Proben aus der Palghat-Region tendieren in Richtung des Alkalien-Endglieds, während die Moyar- und Bhavani-Gesteine höhere mafische Komponenten anzeigen und auf einen geringeren Differentiationsgrad hindeuten.

Aus den $(Rb)-Y-Nb$ -Variationen in den orthogenen Granulite und Gneise können Hinweise auf das geotektonische Bildungsregime entnommen werden (Pearce et al., 1984). Bei der Interpretation dieser Diskriminationsdiagramme (Abb. 3-23a,b) muss einschränkend berücksichtigt werden, dass die untersuchten Gesteine aus der präkambrischen Unterkruste stammen, deren

Elementverteilungsmuster sich von dem phanerozoischer Oberkrustengesteine unterscheiden kann. Da die tendenzielle Mobilität der Alkalien die Rb-Gehalte sekundär verändern kann, ist das $Rb/(Nb+Y)$ -Diagramm (Abb. 3-23a) zudem nur beschränkt gültig und wird hier lediglich als Ergänzung zum Y/Nb -Diagramm (Abb. 3-23b) aufgeführt. Dennoch treten, auch wenn die Y- und Nb-Gehalte mancher Proben nahe oder unterhalb der RFA-Nachweisgrenze (5 ppm) liegen, Nb-Variationen in einer höheren Größenordnung (Abb. 3-24) auf, welche die Unterscheidung der folgenden zwei Stoffgruppen erlauben (Abb. 3-23):

1. Die Gneise und Granulite der MSZ und nördlichen BSZ (nördliches CSS), die mit $Nb < 20$ ppm aus einem Nb-verarmten Reservoir stammen. Ihre $Y-Nb-(Rb)$ -Variation spiegelt möglicherweise die Genese an einem konvergenten Kontinentalrand (Subduktionszone, evtl. Syn- oder Postkollisionsregime⁴) wider.
2. Die Gneis- und Granulitprotolithe der südlichen BSZ und der PSZ (südliches CSS), deren Lage in Abb. 3-23 für die Genese an einem

⁴ Nach Pearce et al. (1984) ist zu beachten, dass auch Granite aus dem Postkollisionsregime ins VAG-, WPG- oder SynCOLG-Feld der $(Rb)-Y-Nb$ -Variationsdiagramme fallen und somit von diesen Typen nicht zu unterscheiden sind.

konvergenten Plattenrand und/oder in einem intrakontinentalen Bildungsmilieu spricht. Ob die kalkalkalischen Gneisedukte der Palghat Region tatsächlich auf ein Intraplattenregime hindeuten, erscheint angesichts fehlender weiterer Indizien ungewiß. Dennoch indizieren die durchweg höheren Nb-Konzentrationen (> 20 ppm; Abb. 3-24) die separate Genese dieser Gesteine aus einem weniger verarmten Reservoir. Auffällig ist zudem, dass sich die Metamorphite der PSZ bezüglich ihrer (Y+Nb)/Rb-Verhältnisse wiederum wie die Gneise des nördlichen Madurai Blocks verhalten (Abb. 3-23a), während die Gesteine der nördlichen Scherzonen-Region Affinität zum benachbarten Nilgiri Block zeigen.

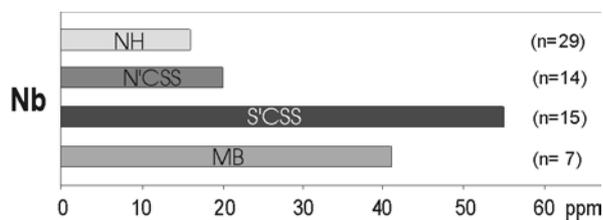


Abb. 3-24: Nb-Konzentrationsspannen in den Gneisen und Granuliten des nördlichen und südlichen Cauvery Scherzonen-Systems und den angrenzenden Krustenblöcken. Vergleichsdaten: Nilgiri Hills (NH) aus Raith et al. (1999), Madurai Block (MB) aus Mallick (1997).

Zusammenfassend können die vorwiegend orthogenen Metamorphite aus dem CSS somit zwei geochemischen Gruppen mit separater petrogenetischer Entwicklung zugeordnet werden:

- (1) *Moyar- und nördliche Bhavani-Scherzone* (Nördliches CSS):
 - LIL-verarmte, Tonalit-betonte Gesteine aus einer Nb(Nd,Zr)-verarmten Quelle
 - Äquivalente des Nilgiri-Krustentyps?
- (2) *Palghat- und südliche Bhavani-Scherzone* (Südliches CSS):
 - LIL-reiche Granit-Granodiorit-Monzonit-Gesteine aus einer nicht verarmten Quelle
 - Äquivalente des nördlichen Madurai Blocks?

Diese geochemische Unterscheidung gibt einen Hinweis auf die Bedeutung der Bhavani-Scherzone als prominente tektonische und lithologische Grenze.

3.2.3.2 Jüngere Intrusiva

In Ergänzung zu den Metamorphiten wurden vier prä- und syndeformative Magmatite geochemisch untersucht (Anhang C). Bei den syndeformativen Intrusiva MS-I 102C und MS-I 102A, die in der MSZ zwischen Amphiboliten und Paragneisdiatexiten (MS-I 155) auftreten, handelt es sich den normativen Ab-An-Or-Gehalten zufolge (Abb. 3-25) um einen Tonalit und einen Granit. Die vermutlich prädeformative Intrusion PS-I 114A aus der PSZ wird als Granodiorit klassifiziert. Die Probe BS-I 12K, die in der BSZ granodioritische Wirtsgneise (BS-I 12L) intrudiert, zeigt mit erhöhten Alkali-, Rb-, Ba- und Zr-Gehalten und niedrigen CaO- und MgO-Werten Kennzeichen eines Alkaligranites.

Alle spätphasigen Intrusiva sind metaaluminös und weisen aufgrund ihrer geringen $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{molar}$ Verhältnisse (< 1.0) und positiven DF-Werte ($> +2$) I-Typ-Charakteristika auf (Abb. 3-21), d.h. es handelt sich wahrscheinlich um Aufschmelzprodukte der Unteren Kruste und/oder des oberen Mantels. Nach ihrer Lage im Y-Nb- und (Y+Nb)-Rb-Diagramm (Abb. 3-26) werden BS-I 12K und PS-I 114A als Bildungen eines konvergenten Plattenrandes klassifiziert. Bei der Granit-Tonalitsuite MS-I 102A und C weisen hohe Nb- und Y-Gehalte auf eine erhöhte Mantelkomponente hin.

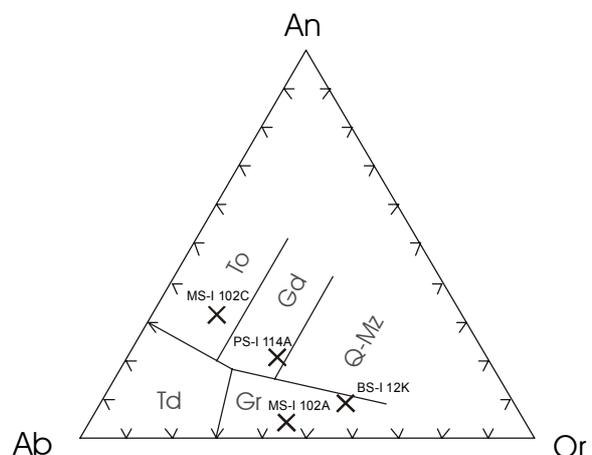


Abb. 3-25: Klassifikation der 'jüngeren' Intrusiva nach ihren normativen Ab-An-Or-Gehalten (O'Connor, 1965; modifizierte Felder nach Barker, 1979).

Demzufolge könnten diese Intrusiva in einem anorogenen Intraplatten-Milieu entstanden sein.

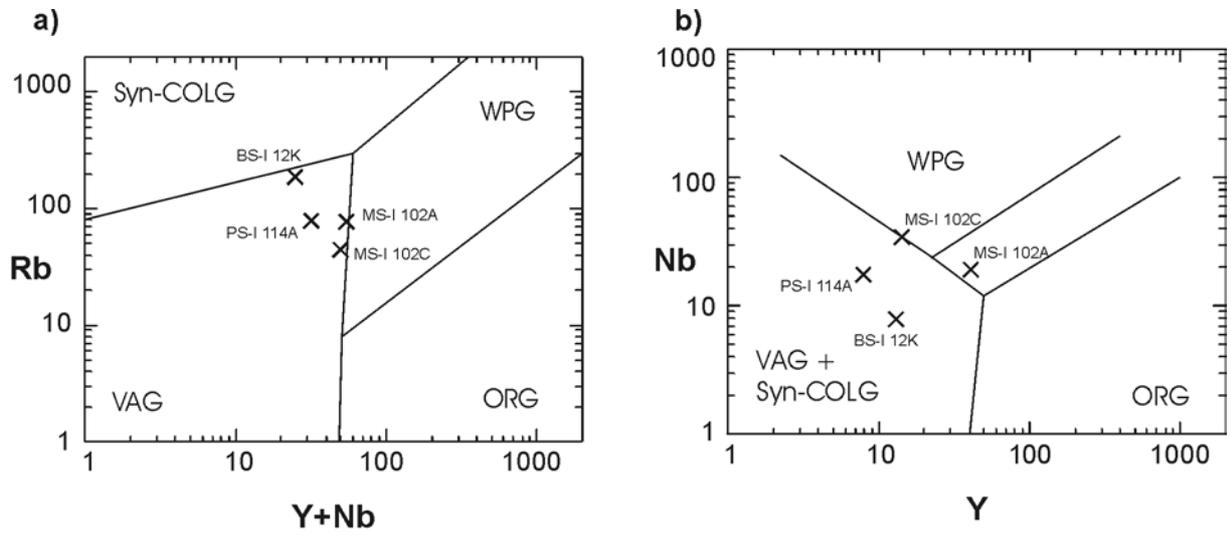


Abb. 3-26: Intrusiva der MSZ, BSZ und PSZ im (a) (Y+Nb)-Rb- und (b) Y-Nb-Diagramm nach Pearce et al. (1984) zur Unterscheidung der Bildungsbereiche von Granitoiden: Abkürzungen siehe Abb. 3-23.

4. Die Kollegal-Scherzone

4.1. Geologie und Tektonik

Innerhalb des Dharwar Kratons treten ebenfalls großräumige duktile Versatzzonen auf. Die N-S-streichende, steil nach E abtauchende sinstrale *Kollegal-Scherzone* (KSZ; Abb. 4-1) ist am Westrand der Biligirirangan Hills über etwa 60 km Länge aufgeschlossen (Raith et al., 1999, Basavarajappa & Srikantappa, 1999). Sie setzt sich vermutlich nordwärts in der NNE-SSW-streichenden *Chitradurga boundary thrust* fort, die an der Ostflanke des *Chitradurga schist belt* auftritt (Abb. 2-3; Drury et al., 1984; Geological Survey of India, 1994; Basavarajappa & Srikantappa, 1999). Räumlich lässt sich die KSZ mit einer aus seismischen Tiefenprofilen abgeleiteten E-abtauchenden Störungszone korrelieren (Kaila et al., 1979). Sie bildet nach

Ansicht einiger Bearbeiter die Grenze zwischen dem archaischen Westteil und dem vorwiegend spätarchaischen Ostteil des Dharwar Kratons (Geological Survey of India, 1994; Chadwick et al., 2000).

Die KSZ liegt in der Übergangszone zwischen amphibolitfaziellen Peninsulargneisen und den Charno-Enderbiten des Biligirirangan Massivs. Letztere stellen vermutlich das granulitfazielle Äquivalent der Peninsulargneise dar (Pichamuthu, 1969; Raith et al., 1999; Basavarajappa & Srikantappa, 1999). Basavarajappa & Srikantappa (1999) zufolge ist der Kontakt zwischen beiden Einheiten allerdings generell tektonisch überprägt. Die Autoren berichten von der retrograd-amphibolitfaziellen Überprägung der Biligirirangan-Charnokite an mm- bis m-breiten duktilen bis semiduktilen Störungen, die alle der KSZ zugerechnet werden.

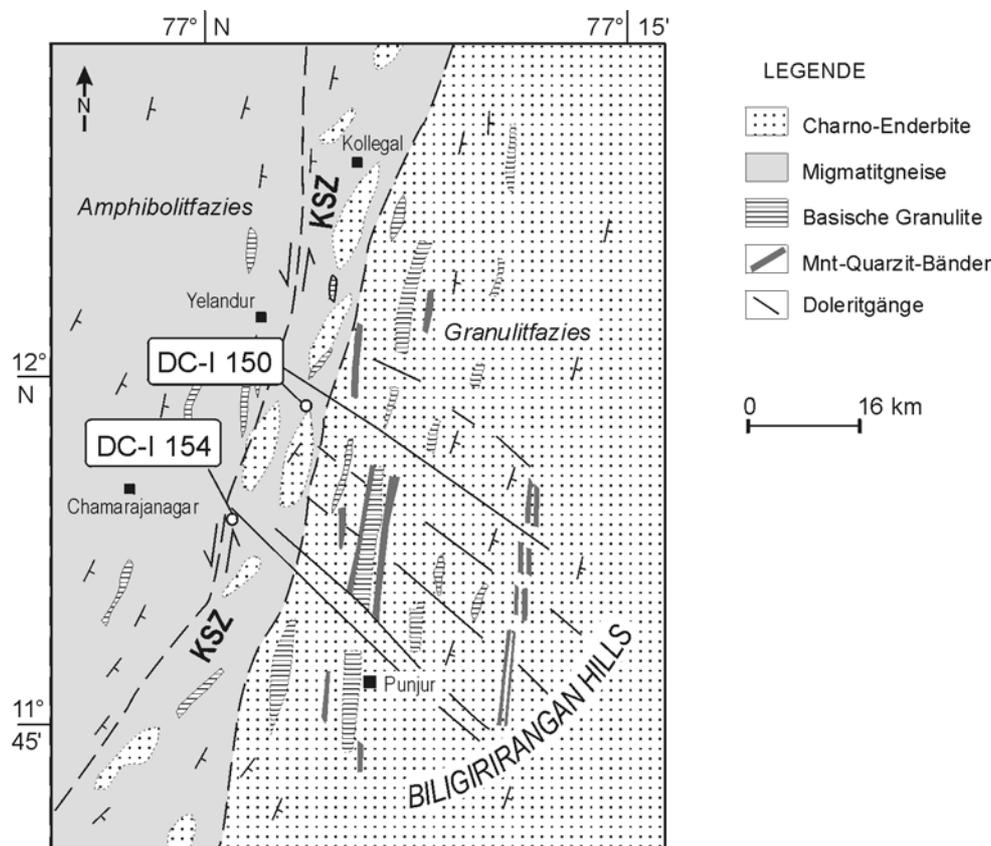


Abb. 4-1: Geologische Übersichtskarte der Kollegal-Scherzone (KSZ) nach Basavarajappa & Srikantappa (1999) mit der Lage der Probenpunkte.

Die KSZ wird nach der Interpretation von Drury et al. (1984) am Südrand des Dharwar Kratons durch die Bhavani-Scherzone diskordant abgeschnitten. Das Alter der KSZ ist bisher ungeklärt; allerdings schlagen Drury et al. (1984) aufgrund der Überlagerung der Chitradurga-Mylonitzone durch mittelproterozoische Kaladgi-Beckensedimente tektonische Aktivität im Spätarchaikum vor. Srikantappa (mdl. Mitt.) hingegen vermutet an der KSZ eine jüngere, möglicherweise panafrikanische Phase der Scherdeformation.

Die isotopengeochemische Untersuchung von zwei Gesteinsproben aus dem Einflussbereich der KSZ sollte die Alterstellung der Scherzone belegen und klären, inwieweit ein zeitlicher Zusammenhang zu Bewegungsabläufen im Cauvery-Scherzonen-System (vgl. Kap. 3) besteht.

4.2 Petrographie

Granitgneise der Kollegal-Scherzone

Proben DC-I 150, DC-I 154

Die leukokraten Gneise aus den Lokalitäten DC-I 150 (3 km östlich Honganur) und DC-I 154 (15 km südöstlich Chamrajnagar) zeigen im Dünnschliff ein ungleichkörniges, flaseriges Gefüge. Undulöser Quarz mit Subkornbau und amöboid-suturierten Korngrenzen dominiert gegenüber Mikroklin- und Plagioklasklasten. Bei der Probe BS-I 150 treten darüber hinaus korrodierte Granate auf. Zwischen diesen Klasten, die nur vereinzelt eindeutige Scherklasten darstellen, ist ein kleinkörniges Quarz-Mikroklin-Kristallit ausgebildet. Biotitschuppen sind subparallel zu s eingeregelt und markieren die Druckschattenbereiche der Granat-Sigmaklasten.

Ein Phänomen in beiden Probenlokalitäten DC-I 150 und DC-I 154 ist der Übergang von grünlichen massigen Charnockiten in helle gebänderte Gneisanatexite, der von Srikantappa (mdl. Mitt.) als retrograd interpretiert wird. Die Durchbewegung dieser Gneise an einer Schar sinistraler, N-S-streichender Scherzonen von cm-

Breite ist jünger und ging offenbar mit einer Spätphase partieller Schmelzbildung einher, die an manchen schmalen, extensiven Zonen die Kristallisation grobspätiger Leukosome mit mm-großen Granaten ermöglichte. Die pegmatoiden Leukosome führen teilweise cm-große Hypersthen-Porphyroblasten und besitzen somit den Charakter von in-situ-Charnockiten (*incipient* oder *arrested charnockites*; Raith & Srikantappa, 1993). Diese werden von Janardhan et al. (1982) mit frühproterozoischen in-situ-Granuliten des Dharwar Kratons verglichen (z.B. Steinbruch Kabbaldurga; Raith et al., 1990). Hingegen schlägt Srikantappa (mdl. Mitt.) vor, daß die in-situ-Granulitbildungen an der KSZ auch auf ein spätproterozoisches Phänomen zurückgehen könnten, wie es aus den weiter südlich gelegenen Gebieten der indischen Halbinsel (z.B. Steinbruch Kottavattam im Trivandrum Block; Raith & Srikantappa, 1993) bekannt ist.

4.3 Geochemie

Die Protolithen der Gneisanatexite aus der KSZ werden im Ab-An-Or-Diagramm nach O'Connor (1965) als Trondjemit (DC-I 154B) und Granit (DC-I 150B) klassifiziert (Abb. 4-2).

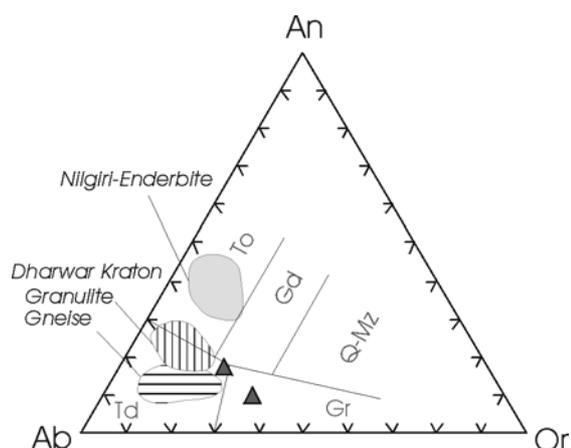


Abb 4-2: Die KSZ-Proben im Ab-An-Or-Klassifikationsdiagramm (nach O'Connor, 1965; modifizierte Felder nach Barker, 1979). Zum Vergleich sind die Felder für Literaturwerte aus dem südlichen Dharwar Kraton und den Nilgiri Hills (Raith et al., 1999) angetragen.

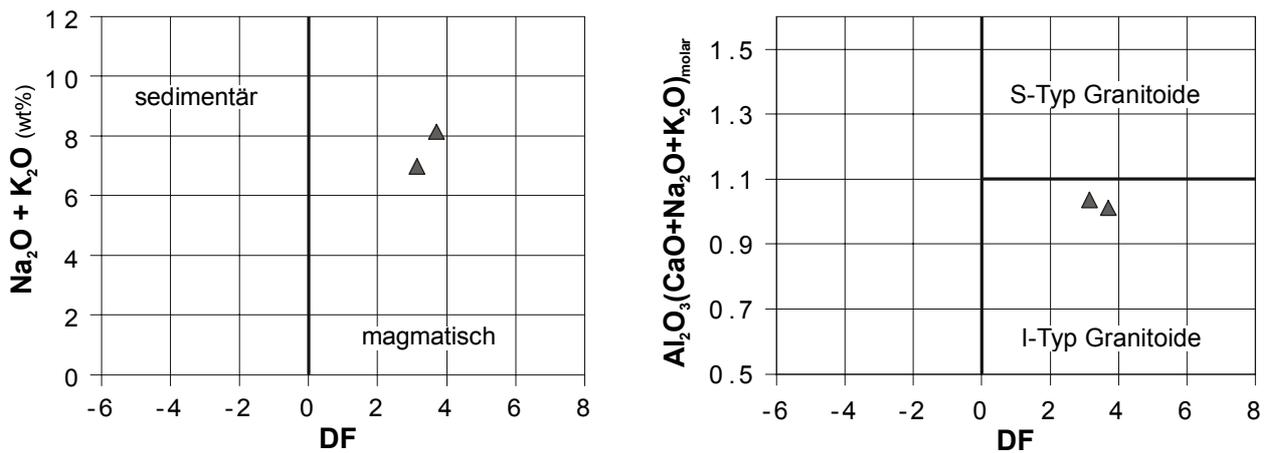


Abb 4-3: Die KSZ-Proben im bivariaten Diagramm: Diskriminationsfaktor DF (Shaw, 1972) versus (a) $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ bzw. (b) $[\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]_{\text{molar}}$.

Geochemisch liegen die Proben außerhalb der Variationsfelder, die Raith et al. (1999) für die Metamorphite zu beiden Seiten der KSZ angeben (Abb. 4-2). Geringe $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})_{\text{molar}}$ Verhältnisse < 1.1 (Chappell & White, 1974) und positive DF-Werte (s. Kap. 3.2.3) deuten auf I-Typ-Granitoide hin (Abb. 4-3).

Beide Gesteine werden daher als Teil der TTG-Suite interpretiert, die den Dharwar Kraton vorwiegend im Westteil aufbaut.

Die Lage der Probenpunkte im Y-Nb(-Rb)-Diagramm nach Pearce et al. (1984) deutet eine Protolithbildung im Bildungsmilieu eines Vulkanischen Bogens an (Abb. 4-4).

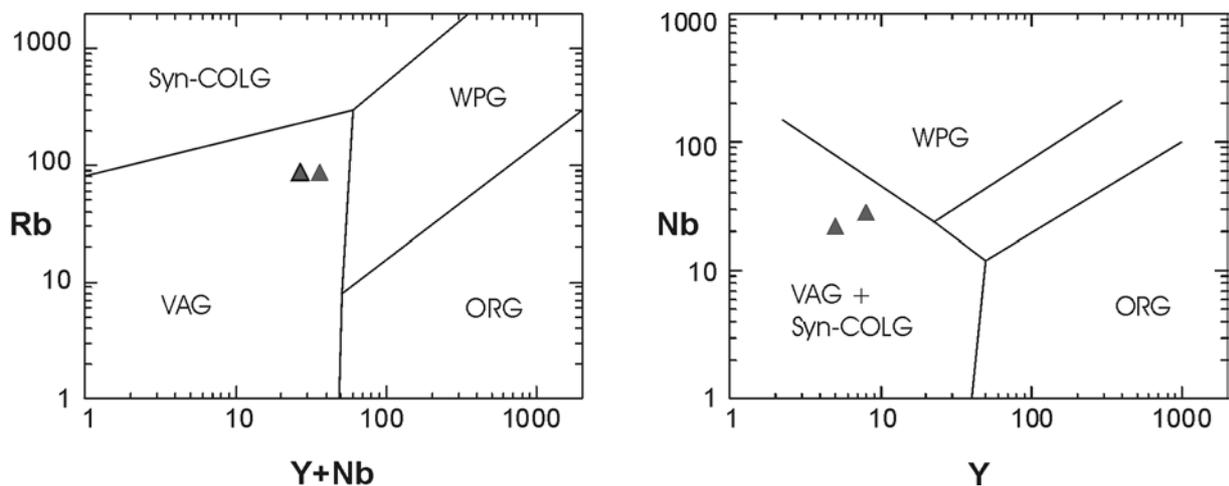


Abb 4-4: Die KSZ-Proben im (a) $(\text{Y}+\text{Nb})/\text{Rb}$ - und (b) Y/Nb -Diagramm nach Pearce et al. (1984). Es werden folgende Bildungsmilieus von Granitoiden unterschieden: WPG – Intraplattengranite, Syn-COLG – Granite eines Synkollisionsregime, VAG – Granite eines Vulkanischen Bogens und ORG – Granite eines Ozeanrückens.

5. Isotopengeochemische Grundlagen und Methodik

Das folgende Kapitel gibt eine Übersicht über die wichtigsten Prinzipien und Anwendungen, auf denen die isotopengeochemischen Untersuchungen dieser Arbeit (Kap. 6, 7) basieren⁵.

5.1 Geochronologische Prinzipien

5.1.1 Altersgleichung

In der vorliegenden Studie kommen die Datierungsmethoden der Rb-Sr-, Sm-Nd- und U-Pb-Mutter-Tochter-Systeme zur Anwendung, die auf dem Zerfall instabiler Isotope beruhen.

Dieser radioaktive Zerfall läuft unabhängig von äußeren physikalischen und chemischen Größen ab. Die Zahl der im Zeitraum dt zerfallenen Kerne eines Mutterisotops dN ist proportional zur Zahl der noch vorhandenen Mutterkerne N :

$$dN = -N dt \lambda \quad (5.1)$$

Der Proportionalitätsfaktor für diese Beziehung ist die Zerfallskonstante λ . Sie gibt das Verhältnis dN/N pro Zeiteinheit an. Die Integration von Gleichung (5.1) über die Zeit liefert das allgemeine Zerfallsgesetz:

$$N = N_0 e^{-\lambda t} \quad (5.2)$$

wobei N_0 die Zahl der initial ($t = 0$) vorhandenen Mutterisotope ist. Da für jedes Mutterisotop N ein Tochteratom D entsteht:

$$N_0 = N + D \quad (5.3)$$

läßt sich das Zerfallsgesetz durch Verknüpfung von Gleichung (5.2) und (5.3) wie folgt formulieren:

$$D = N (e^{\lambda t} - 1) \quad (5.4)$$

In einem geschlossenen Stoffsystem werden die Tochternuklide akkumuliert. Die Gesamtzahl der enthaltenen Atome des Tochterisotops $D(t)$ besteht aus der Zahl der initial vorhandenen Isotope D_0 und der radiogenen, d.h. durch den Zerfall gebildeten Isotope D :

$$D(t) = D_0 + D \quad (5.5)$$

Also ist

$$D(t) = D_0 + N(t) (e^{\lambda t} - 1) \quad (5.6)$$

$D(t)$ und $N(t)$ ist die Zahl der heute vorhandenen Nuklide von Mutter- und Tochterisotop. Im Gegensatz zu den absoluten Nuklidhäufigkeiten sind die Isotopenverhältnisse massenspektrometrisch sehr genau messbar. Daher wird Gleichung (5.6) um ein Bezugsisotop S erweitert, welches ein nichtradiogenes Isotop des Tochterelements ist. Hieraus resultiert die allgemeine *Altersgleichung*:

$$\left(\frac{D(t)}{S} \right) = \left(\frac{D_0}{S} \right) + \left(\frac{N(t)}{S} \right) \cdot (e^{\lambda t} - 1) \quad (5.7),$$

wobei t die seit der Schließung des Systems vergangene Zeit ist. Diese Gleichung kann nach t aufgelöst werden, sofern das Initialverhältnis D_0/S entweder bekannt oder vernachlässigbar klein ist.

5.1.2 Isochronenmethode

Ist das Initialverhältnis D_0/S nicht bekannt, so kann t über die Isochronenmethode nach Nicolaysen (1961) ermittelt werden. Im allgemeinen werden Rb-Sr- und Sm-Nd-Isotopendaten mit Hilfe dieser Methode ausgewertet. Das Prinzip der Isochronenmethode beruht darauf, dass

⁵ Eine detailliertere Abhandlung isotopengeochemischer Prinzipien und geochronologischer Methoden bieten die Lehrbücher von Jäger (1979), Faure (1986), DePaolo (1988) und Dickin (1995).

die Altersgleichung (5.7) die Form der Geradengleichung $y = y_0 + xm(t)$ hat:

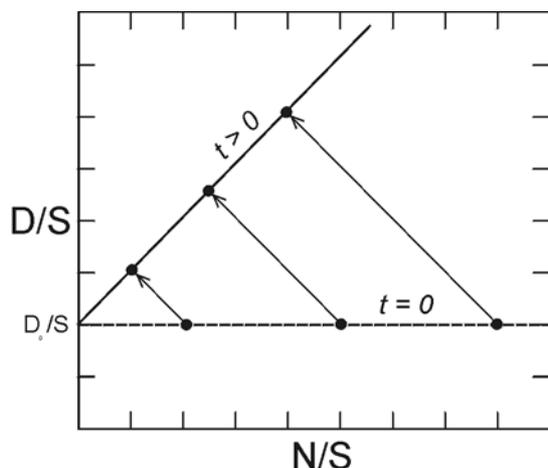


Abb. 5-1: Prinzip der Isochronenmethode nach Nicolaysen (1961). Erläuterungen siehe Text.

In einem Diagramm (Abb. 5-1) mit N/S als Abszisse und D/S als Ordinate ergibt Gleichung (5.7) eine Gerade, deren Steigung $m = (e^{\lambda t} - 1)$ proportional zur Zeit t ist. Diese Gerade wird als *Isochrone* bezeichnet. Der Schnittpunkt der Isochrone mit der Ordinate ist das Initialverhältnis D_0/S zum Zeitpunkt $t = 0$.

Das Alter t eines Stoffsystems kann also über die Steigung einer Isochrone bestimmt werden. Für die Definition dieser Isochrone müssen die Isotopenverhältnisse von mindestens zwei Proben bekannt sein, welche 1) zum Zeitpunkt $t = 0$ isotopisch homogen waren, d.h. das gleiche Initialverhältnis D_0/S besitzen, 2) eine unterschiedlich starke Fraktionierung von Mutter- und Tochterelement erfahren haben, d.h. in ihren N_0/S -Verhältnissen variieren und 3) seit ihrer Entstehung zum Zeitpunkt $t = 0$ geschlossene Systeme darstellen.

Wie Abb. 5-1 zeigt, definieren die Datenpunkte dieser Proben im Isochronendiagramm bei $t = 0$ eine horizontale Linie. Über den nun folgenden Betrachtungszeitraum hinweg bildet sich aus jedem zerfallenen Mutterisotop ein Tochterisotop. Entsprechend erfolgt die isotopische Entwicklung der betrachteten Proben im Isochronendiagramm entlang paralleler Wachstumspfade mit der Steigung -1 . Zu jedem beliebigen Zeitpunkt $t > 0$ spannen die Datenpunkte eine

Isochrone auf. Damit die Lage einer solchen Isochrone gut definiert ist und folglich t hinreichend genau bestimmt werden kann, müssen die Proben möglichst unterschiedliche initiale N_0/S -Verhältnisse aufweisen.

Um geologische Ereignisse über die Isochronenmethode zu datieren, werden z.B. repräsentative Handstücke kogenetischer Gesteine analysiert. Oder aber es wird die isotopische Entwicklung von Mineralen in Relation zum jeweiligen Gesamtgesteinsbudget untersucht. Ob die genannten Bedingungen für die Anwendung der Isochronenmethode - isotopische Homogenität zum Zeitpunkt $t = 0$ und darauf folgende Entwicklung als geschlossenes System - bei diesen Proben erfüllt sind und das resultierende "Messwert-Alter" t tatsächlich geologische Signifikanz besitzt, muss für jeden Einzelfall diskutiert werden.

Die Isochronenberechnung erfolgt mit Hilfe einer Software, die über ein Regressionsverfahren unter Berücksichtigung der Analysenfehler eine Ausgleichsgerade bestimmt (*weighted least square-regression fitting*; z.B. Ludwig, 1999; s. Kap. 9). Bei mehr als zwei Datenpunkten liefert der MSWD-Wert⁶ (*mean square of weighed deviates*) ein Maß über die Streuung der Datenpunkte und somit über die Qualität einer Isochrone. Bei einem MSWD von ≤ 1 ist die Streuung der Datenpunkte maximal so groß wie die angenommenen Analysefehler und es liegt eine 'echte' Isochrone vor (Rollinson, 1993). Um Altersdaten mit höherer Unsicherheit zu kennzeichnen, schlagen Brooks et al. (1972) vor, Regressionsgeraden mit einem MSWD > 2.5 als 'errorchrons' zu bezeichnen. Bei 'errorchrons' besteht nur noch eine Wahrscheinlichkeit von maximal 5%, dass es sich tatsächlich um eine Isochrone im Sinne ihrer Definition handelt (Dickin, 1995). Stattdessen ist ein hoher *geologischer Fehler* anzunehmen, z.B. unvollständige

⁶ Der MSWD entspricht dem Quotient aus der Summe der Fehlerquadrate aller Datenpunkte von der Regressionsgerade und dem Freiheitsgrad (=Anzahl der Datenpunkte minus zwei). Vgl. Kap. 9.

Homogenisierung oder partielle Öffnung des betrachteten Systems.

Eine *fiktive Isochrone* liegt vor, wenn die lineare Anordnung der Datenpunkte im Isochronendiagramm auf einer Mischung aus zwei Komponenten mit unterschiedlichen Isotopen- und Elementverhältnissen basiert (Faure, 1986). Die Lage der Datenpunkte spiegelt in diesem Falle verschiedene Mischungsgrade zwischen den beteiligten Phasen wider. Da zum Zeitpunkt der Mischung jedoch keine einheitlichen Initialverhältnisse bestanden, entspricht die Steigung einer solchen Mischungslinie keinem geochronologischen Alter. Ein Hinweis darauf, dass tatsächlich eine fiktive Isochrone vorliegt, ist gegeben, wenn die Isotopenverhältnisse eine Funktion der Elementgehalte darstellen (z.B. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $1/\text{Sr}$). Gegebenenfalls erhält man auch abnorme Werte für das (scheinbare) Isochronenalter und Initialverhältnis der Mischung.

5.1.3 Gesamtgesteinsdatierungen

Generell basieren Rb-Sr- oder Sm-Nd-Gesamtgesteinsdatierungen auf der Annahme, dass in Gesteinssuiten einer Domäne nach deren Bildung aus einem gemeinsamen Reservoir kein Isotopenaustausch erfolgt. Unter dieser Voraussetzung können geeignete Differentiate aus einem Gesteinskomplex eine Gesamtgesteinsisochrone definieren, deren Steigung einem Bildungsalter entspricht. Ob auch hochgradig metamorphe Einheiten noch Bildungsalter oder bereits Metamorphosealter liefern, wird kontrovers diskutiert (Hamilton et al., 1979; Hölzl et al., 1994).

5.1.4 Mineraldatierungen

Während bei metamorphen Prozessen im Gesamtgesteinsmaßstab zumeist keine isotopengeochemische Reequilibrierung auftritt, können Volumendiffusion und Mineralneubildung in den Mineralsystemen eines Gesteins durchaus eine Homogenisierung der Isotopenverhältnisse, d.h. die Rückstellung der "isotopischen Uhr" bewirken (Abb. 5-2).

Bei Mineralisochronen handelt es sich in der Regel um Zwei-Punkt-Isochronen, die aus einem Mineral-Gesamtgesteinspaar konstruiert werden. Aus der Steigung einer solchen Isochrone wird der Zeitpunkt abgeleitet, zu dem die Schließung des Mineralsystems hinsichtlich des jeweiligen Isotopensystems erfolgte. Die Aussagekraft einer Geraden ist direkt abhängig von der Datenpunktdispersion. Demzufolge bestimmen die Unterschiede der initialen Mutter-Tochter-Elementverhältnisse in Mineral und Gesamtgestein die Qualität der Isochrone.

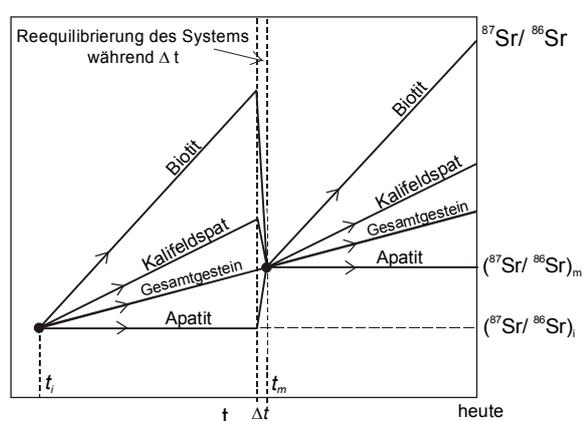


Abb. 5-2: Der Einfluß eines thermalen Ereignisses auf die isotopische Entwicklung im Gesteins- und Mineralmaßstab am Beispiel der Zerfallsreaktion von ^{87}Rb in ^{87}Sr : Die Sr-Isotopenentwicklung beginnt zum Zeitpunkt t_i durch die Schließung des Gesteinssystems mit dem Initialverhältnis $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$. Im Gestein enthaltene Mineralbestandteile zeigen über die Zeit eine unterschiedliche Sr-Entwicklung, die von den Rb/Sr-Verhältnissen gesteuert wird. Ein thermales Ereignis führt zu einer Öffnung der Mineralsysteme über den Zeitraum Δt und bewirkt, dass sich in den Mineralen ein neues isotopisches Gleichgewicht mit dem neuen Initialverhältnis $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ einstellt. Nach der erneuten Schließung t_m folgt die Entwicklung der Minerale neuen Wachstumslinien. Das Gesteinsystem als Ganzes bleibt währenddessen geschlossen.

5.1.4.1 Konzept der Schließtemperatur

Die Retentivität des Tochterisotops in einem Mineral wird in erster Linie durch die Schließtemperatur T_c charakterisiert (Dodson, 1973, 1979). Die Schließtemperatur bezeichnet ein begrenztes Temperaturintervall, innerhalb dessen die Volumendiffusion eines Isotopensystems in einem Mineral vernachlässigbar klein wird, so dass die radiogen gebildeten Tochterisotope im

Kristallgitter akkumuliert werden und die "isotopische Uhr" gestartet wird. Die Schließtemperatur ist für jedes Isotopensystem und jede Mineralspezies individuell verschieden und liegt teilweise weit unterhalb der Stabilitätsgrenze der Kristalle. Wie aus Tab. 5-1 zu ersehen ist, differieren die Abschätzungen für die mineral-spezifischen Schließtemperaturen teilweise signifikant in Abhängigkeit der Modellparameter.

Die Schließtemperatur wird im wesentlichen durch den mineral-spezifischen Diffusionskoeffizienten bestimmt. Darüber hinaus wird sie von der Abkühlrate, der Mineralkorngröße und der Mineralgeometrie reguliert und über das Konzentrationsgefälle am Kornrand gesteuert (Dodson, 1973). Durch den radioaktiven Zerfall entstandene Strahlungsschäden können die Diffusion erleichtern und so T_c empfindlich herabsetzen.

Eine Mineralisochrone kann nur dann das Alter einer Intrusion oder Metamorphose widerspiegeln, wenn das betreffende Mineral während des thermalen Ereignisses bereits unterhalb seiner Schließtemperatur (re-)kristallisiert ist oder im Anschluß an die thermale Überprägung schnell auf diese Temperatur abgekühlt wurde. Nur unter dieser Voraussetzung definieren mehrere Mineralspezies aus einem Gestein eine gemeinsame Regressionsgerade (*Internisochrone*). Unterhalb der Schließtemperatur kann jedoch auch unvollständige Rekristallisation oder sekundäres Neuwachstum einer Mineralphase auftreten. Die Folge ist eine Mischung aus ererbter und neuer Isotopenzusammensetzung. Die Steigung der Regressionsgeraden ist in diesem Fall ohne geologische Signifikanz.

Mineral	System	Schließtemperatur [°C]	Abkühlrate*	Korngröße*	Bezugssystem *	Quelle
Biotit	K-Ar	280 ± 40 ²	10°C/Ma			1
Muskovit	K-Ar	350 ± 50 ²				2
Hornblende	K-Ar	530 ± 40 ²	10°C/Ma			1
Biotit	Rb-Sr	320 ± 40 ²	10°C/Ma		Bi-WR	1
Orthoklas	Rb-Sr	~ 314 ¹	3°C/Ma	1mm		3
Orthoklas	Rb-Sr	~ 352 ¹	30°C/Ma	1mm		3
Muskovit	Rb-Sr	500 ± 50 ²			Mu-WR	2
Granat	Sm-Nd	600 ± 30 ²	2-4°C/Ma	1-50 mm	Gnt-Wr/Hbl	4
Granat	Sm-Nd	640 ²	3.7°C/Ma	1mm	Gnt-Plag	5
Granat	Sm-Nd	760 ²	3.7°C/Ma	4.5 mm	Gnt-Plag	5
Granat	Sm-Nd	823 ²	3.7°C/Ma	9 mm	Gnt-Plag	5
Granat	Sm-Nd	700-820 ²			Gnt-Wr	6
Granat	Sm-Nd	~ 770 ¹	10°C/Ma	1 mm	Gnt-Plag	7
Granat	Sm-Nd	~ 880 ²			Gnt-Cpx	8
Granat	Sm-Nd	900 ²			Gnt-Cpx	9
Granat	Sm-Nd	730-790 ¹	25°C/Ma	0.5-1 mm		10
Granat	Sm-Nd	905 ¹	25°C/Ma	3 mm		10
Granat	Sm-Nd	1015 ¹	150°C/Ma	3 mm		10
Rutil	U-Pb	430 ²				4
Monazit	U-Pb	725 ²				11
Granat	U-Pb	~ 880 ²				8
Zirkon	U-Pb	600-650 ²			metamiktter Zirkon	12
Zirkon	U-Pb	~ 1000 ²			pristiner Zirkon	12

*) falls angegeben

¹) T_c berechnet nach Dodson (1979), ²) T_c empirisch bestimmt

Quellen: 1 - Harrison & McDowell (1980), 2 - Jäger (1979), 3 - Dodson (1979), 4 - Mezger et al. (1992), 5 - Burton et al. (1995), 6 - Köhler in Hölzl et al. (1991), 7 - Coghlan (1990), 8 - Jagoutz (1988), 9 - Cohen et al. (1988), 10 - Becker (1997), 11 - Parrish (1990), 12 - Mezger & Krogstad (1997)

Tab. 5-1: Literaturempfehlungen für die Schließtemperatur ausgewählter Minerale

Wurde hingegen bei der thermischen Überprägung die Schließtemperatur eines Minerals überschritten, so resultiert aus der entsprechenden Mineral-Gesamtgesteins-Isochrone ein Abkühlalter, das die postmetamorphe/-intrusive Abkühlung auf T_c dokumentiert. Die kombinierte Anwendung verschiedener Datierungsmethoden auf mehrere Mineraltypen ermöglicht in diesem Fall unter Umständen die Rekonstruktion eines Zeit-Temperatur-Pfads und gibt Einblicke in die Abkühlgeschichte eines thermal überprägten Terrains (Jäger et al., 1967).

5.1.4.2 Isotopenaustausch durch Fluide

Fluidinfiltrationen können im Zuge metamorpher Prozesse wesentlich zur Störung bzw. Rehomogenisierung der Isotopensystematik beitragen (Villa, 1998). Einerseits fungieren wässrige Lösungen als Transportmedium im Intergranularraum und beschleunigen so die zwischen Mineralen ablaufenden Diffusionsprozesse. Darüberhinaus sind Fluide mit ihrer eigenen Isotopie selbst potentielle Austauschpartner für das Gestein. Andererseits können petrologische Reaktionen in Ermangelung einer wässrigen Phase ausbleiben oder verlangsamt werden, so dass die Isotopie eines Minerals möglicherweise auch Temperaturen überlebt, die jenseits der konventionell angenommenen Schließtemperatur liegen (Villa, 1998). Wie hoch der Einfluß eines Fluids auf die Isotopie von Gestein und Mineral im einzelnen Fall sein kann, ist allerdings schwer zu erfassen, da die isotopische Zusammensetzung der Lösung zumeist nicht bekannt ist.

5.1.4.3 Isotopenaustausch durch duktile Deformation

Weiterhin ist zu bedenken, inwieweit duktile Deformationsprozesse die Isotopie von Mineralen beeinflussen können. Dieser Aspekt ist im Rahmen der vorliegenden Studie an amphibolit-

faziellen Myloniten von besonderer Bedeutung. Auch wenn die Metamorphosetemperaturen zu niedrig sind, um erheblichen Austausch durch intrakristalline Volumendiffusion zu ermöglichen, können duktile Deformationsmechanismen zu Rekristallisation und somit zu signifikanten isotopengeochemischen Austauschprozessen zwischen Mineralen führen (Yund & Tullis, 1991; Getty & Gromet, 1992). Ausschlaggebend sind hierbei folgende Mechanismen:

- Drucklösung
Für diesen Prozess ist die Präsenz von Fluiden entscheidend, über die eine lokale Umverteilung von Material an den Korngrenzen erfolgt (Tullis & Yund, 1991).
- Intrakristalline Verformung
Unter höheren Temperaturen entsteht plastische Deformation bevorzugt durch die Bewegung von Gitterdefekten, d.h. durch Dislokationsgleiten und -kriechen innerhalb von Kristallen (Passchier & Trouw, 1996). Beim Dislokationsgleiten wandern Störstellen entlang kristallographisch orientierter Gleitebenen durch das Kristallgitter von Mineralen (Nicolas & Poirier, 1976). Progressive Deformation wird hierbei allerdings erst über einen ausgleichenden Prozess ermöglicht, der Verformungsverhärtungen verhindert. Ein solcher Entspannungsprozess ist die durch Korngrenzenmigration verursachte Rekristallisation, bei der Domänen hoher Dislokationsdichte in dislokationsfreies Material umgewandelt werden (Tullis & Yund, 1985).

Durch beide Mechanismen werden Ionen von einem Korn zum anderen transportiert, und die Einstellung eines neuen Isotopengleichgewichts zwischen Mineralen wird unterstützt. Beide Prozesse können mit hoher Geschwindigkeit ablaufen und sind unabhängig von der Volumendiffusion (Getty & Gromet, 1992).

Bei Mineraldatierungen an Gesteinen aus hochtemperierten Scherzonen entsteht jedoch das Problem, zu welchem Grad isotopische Reequilibrierungsprozesse auf duktile Deformation

zurückgehen (→ direkte Datierung von Scherdeformation) und in welchem Maße sie durch Volumendiffusion gesteuert sind (→ indirekte Datierung von Scherdeformation).

Die direkte Datierung scherdeformativer Prozesse ist möglich, wenn

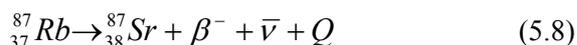
- (1) synkinematische Mineralneubildungen oder -rekristallite vorliegen, in denen sich während des Deformationsereignisses ein vollständig neues Isotopengleichgewicht eingestellt hat und
- (2) dieses Isotopensystem in der Folge weder durch Volumendiffusion in der Abkühlphase noch durch ein weiteres thermales Ereignis erneut gestört wurde.

Um die Vollständigkeit von Isotopenaustauschprozessen beurteilen zu können, erschien daher in vorliegender Studie ein Arbeitsansatz sinnvoll, bei dem

- verschiedene strukturelle Bereiche untersucht,
- die Reproduzierbarkeit von Mineralaltern geprüft,
- verschiedene Mineralsysteme miteinander verglichen und
- mehrere Isotopensysteme kombiniert wurden.

5.2 Die Rubidium-Strontium-Methode

Rubidium besitzt die natürlichen Isotope ^{85}Rb und ^{87}Rb . Strontium tritt in der Natur in Form der Isotope ^{84}Sr , ^{86}Sr , $^{87}\text{Sr}^*$ und ^{88}Sr auf. Ein Teil des Strontium-Isotops mit der Masse 87 ist radioogenen Ursprungs⁷. Er entsteht durch den radioaktiven Zerfall von ^{87}Rb :



Die Zahl der ^{87}Sr -Tochterisotope, die durch den ^{87}Rb -Zerfall in einem geschlossenen System seit der Zeit $t = 0$ gebildet wurden, folgt aus dem Zerfallsgesetz (5.6):

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_i + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1) \quad (5.9)$$

Die Zerfallskonstante λ für diese Reaktion liegt nach Steiger & Jäger (1977) bei $1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, die entsprechende Halbwertszeit⁸ $T_{1/2}$ beträgt $4.88 \times 10^{10} \text{ a}$. Analog zur Vorgehensweise in Gleichung (5.7) wird Gleichung (5.9) um das nichtradioogene Referenzisotop ^{86}Sr erweitert:

$$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m = \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i + \left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m (e^{\lambda t} - 1) \quad (5.10)$$

wobei t die seit der Schließung des Systems vergangene Zeit ist, m für das heute gemessene und i für das initiale Isotopenverhältnis des Systems steht. Tatsächlich wird $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ direkt massenspektrometrisch gestimmt, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ erhält man mit Hilfe der Isotopenverdünnungsanalyse (vgl. Kap. 9) aus dem $(\text{Rb}/\text{Sr})_{\text{tot}}$ -Konzentrationsverhältnis.

Kennt man das Initialverhältnis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$, z.B. über die Analyse eines Rb-freien Minerals, so liefert die Beziehung (5.3) eine Lösung für t :

$$t = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left[\frac{\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m - \left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i}{\left(\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}\right)_m} + 1 \right] \quad (5.11)$$

Ist das Initialverhältnis nicht bekannt, so kann t über die Steigung einer Isochrone (s. Kap. 5.1) ermittelt werden.

Strontium und Rubidium bilden in den meisten Gesteinen Spurenelemente. Rubidium zählt zu den Alkalimetallen und tritt als einwertiges Kation Rb^+ auf. In gesteinsbildenden Mineralen ersetzt Rb^+ (Ionenradius 1.48 \AA) das ähnlich große K^+ (1.33 \AA). Daher kommt es in Spurenkonzentrationen in allen kaliumhaltigen Mineralen vor. Die höchsten Rb-Gehalte finden sich in den kaliumreichen Glimmern und Kalifeldspäten. Der große Ionenradius von Rb begründet sein lithophiles Verhalten, d.h. Rb wandert bei Differentiationprozessen bevorzugt in die Liquidusphase und reichert sich in der Erdkruste an.

Strontium (1.13 \AA) zählt zu den Erdalkalien und kommt in der Natur als zweiwertiges Kation vor. Es tritt vorwiegend als Substituent von Ca^{2+} (0.99 \AA) in calciumführenden Mineralen auf, bevorzugt also in Apatit, Plagioklas und Pyroxen. Da sein Ionenradius in etwa zwischen dem von Calcium und Kalium liegt, kann Strontium in Kalifeldspatkristallen auch an Stelle des K^+ abgefangen werden. Bei der Krustendifferentiation verhält sich Strontium relativ zu Rb kompatibel und wird bevorzugt im Mantel zurückgehalten. Mit dem Differentiationsgrad steigen daher die Rb/Sr - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse. Das heutige, durchschnittliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis der silikatischen Gesamterde (UR = *uniform reservoir* oder BSE = *bulk silicate earth*) liegt, abgeleitet aus der Sr-Isotopie rezenter Mantelgesteine, bei 0.7045 (De Paolo & Wasserburg, 1965). Die

⁷ Häufigkeitsverteilung der Rb- und Sr-Isotope siehe Anhang I.

⁸ Die Halbwertszeit gibt den Zeitraum an, innerhalb dessen die Hälfte der Mutteratome zerfällt. Sie ergibt sich aus der Zerfallskonstante λ mit $t_{1/2} = (\ln 2) \lambda^{-1}$.

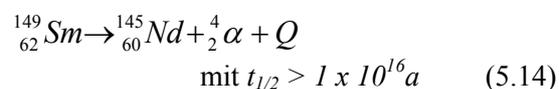
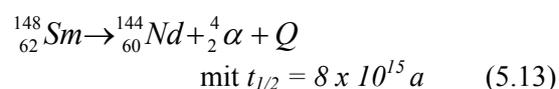
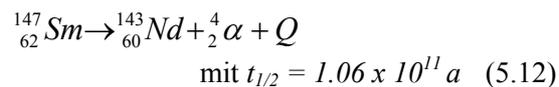
mittleren $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse der kontinentalen Kruste und des verarmten Mantels liegen demgegenüber heute bei 0.720 bzw. 0.702 (Hofmann, 1997). Als $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Wert von UR wird ein Verhältnis von 0.0835 angenommen.

Die Rb-Sr-Methode eignet sich vorzüglich für die Datierung an Glimmermineralen, da diese im Vergleich zum Gesamtgestein niedrige Sr-Konzentrationen und wesentlich höhere Rb-Gehalte besitzen. Mit relativ niedrigen Schließtemperaturen von etwa 320 ± 40 °C bzw. 500 ± 50 °C liefern Biotit und Muskovit allerdings in mittel- bis hochgradig metamorphen Gebieten stets Abkühlalter. Die Temperaturempfindlichkeit des Rb-Sr-Systems in Glimmern wird darauf zurückgeführt, dass das aus dem Zerfall von ^{87}Rb resultierende ^{87}Sr instabile Gitterplätze besetzt und daher unter thermischem Einfluß dazu tendiert, das Gitter zu verlassen. Das migrierende Sr kann, sofern es nicht durch ein Fluid abgeführt wird, von einer benachbarten Sr-reichen Mineralphase wie Plagioklas oder Apatit ins Gitter aufgenommen werden.

Die Mobilität von Rb bei metasomatischen Prozessen kann durchaus eine Störung der Rb-Sr-Isotopensystematik im Gesamtgesteinsmaßstab herbeiführen. Häufig führt in diesem Fall eine partielle Öffnung des Isotopensystems zu schlecht definierten Isochronen-Altern, deren Gültigkeit nur bei Konkordanz mit Sm-Nd-Gesamtgesteinsaltern oder U-Pb-Zirkonaltern sichergestellt ist (z.B. Moorbath et al., 1975; Raith et al., 1999).

5.3 Die Samarium-Neodym-Methode

Samarium besitzt sieben natürliche Isotope ^{144}Sm , ^{147}Sm , ^{148}Sm , ^{149}Sm , ^{150}Sm , ^{152}Sm , ^{154}Sm und ^{154}Sm . Von diesen Isotopen sind die mit \square bezeichneten instabil. Sie zerfallen in Neodymium-Isotope, jeweils unter Emission eines α -Teilchen und gemäß der folgenden Bilanzgleichungen:



Neodymium besitzt mit ^{142}Nd , $^{143}\text{Nd}^*$, $^{144}\text{Nd}^*$, $^{145}\text{Nd}^*$, ^{146}Nd sowie ^{150}Nd seinerseits sieben Isotope, von denen die mit * bezeichneten teilweise radiogenen Ursprungs sind⁹. ^{144}Nd ist ebenfalls ein α -Strahler und zerfällt mit einer Halbwertszeit von $2.1 \times 10^{15} \text{ a}$ in ^{140}Ce .

Im Hinblick auf geologische Zeiträume können die Isotope ^{144}Nd , ^{148}Sm und ^{149}Sm mit ihren hohen Halbwertszeiten $> 10^{14} \text{ a}$ als stabil betrachtet werden (Faure, 1986). Hingegen ist die Zerfallsreaktion von ^{147}Sm in ^{143}Nd mit der Halbwertszeit von $\sim 10^{11} \text{ a}$ für die Altersbestimmung relevant, wobei sie sich vorwiegend zur Datierung präkambrischer und frühpaläozoischer Prozesse eignet. Bei der Anwendung der Isochronenmethode wird ^{144}Nd als Bezugsisotop gewählt. Die Zerfallskonstante für die Reaktion liegt nach Lugmair & Marti (1978) bei $6.54 \pm 0.05 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$. Die entsprechende Altersgleichung lautet:

$$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m = \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_i + \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m \cdot (e^{\lambda t} - 1)$$

(5.15)

Samarium und Neodymium gehören zur Gruppe der leichten Seltenen Erdelemente (LREE, Lanthaniden). Aufgrund ihrer verwandten Ionenradii ($\text{Nd}^{3+} = 1.08 \text{ \AA}$, $\text{Sm}^{3+} = 1.04 \text{ \AA}$) stellen sie geeignete Substituenten für Ca^{2+} dar. Der hohe Ionenradius und die hohe Ladungszahl bedingt, dass Sm und Nd, ebenso wie die übrigen LREE, bevorzugt in der Restschmelze vorkommen und somit generell in der granitischen Kruste angereichert werden. Da Nd geringfügig leichter ist und den größeren Ionenradius besitzt, wird es im Vergleich zu Sm stärker angereichert. Entsprechend nimmt mit steigendem Differentiationsgrad der Gesteine das Sm/Nd-Verhältnis ab (z.B.: Chondrite bzw. MORB ~ 0.32 ; Granite ~ 0.19 ; nach Faure, 1986). Gleichzeitig steigt der Absolutgehalt an Seltenen Erden.

Der generelle Vorzug der Sm-Nd-Methode im Vergleich zur Rb-Sr-Methode liegt in der geringen Mobilität der Seltenen Erden bei Metamorphose, hydrothermalen Aktivität und Verwitterung. Das Sm-Nd-System verhält sich im Gesamtgesteinsmaßstab robust und bleibt auch in der Regel unter hochmetamorphen Bedingungen geschlossen, wenn das Rb-Sr-Isotopensystem bereits eine Störung erfahren hat (Hamilton et al., 1979). Die Nd-Isotopie gilt daher auch – unter Umständen in Korrelation mit der Sr-Isotopie – als zuverlässiger petrogenetischer Indikator (vgl. Kap. 5.3.3 und 5.4).

Sm und Nd treten in REE-reichen Mineralen (v.a. Monazit, Orthit, Apatit) in angereicherter Form auf und bilden darüber hinaus Spurenelemente in vielen gesteinsbildenden Mineralen (Faure, 1986). Während allerdings Biotit, Feldspat, Hornblende, Pyroxen, Monazit und Apatit mit Sm/Nd-Verhältnissen zwischen 0.14 und 0.37 in Relation zum Gesamtgestein wenig variieren, erreichen Granate Werte > 1 , da sie selektiv schwerere REE in ihr Kristallgitter einbauen. Granat ermöglicht daher die Sm-Nd-Datierung mit hoher Auflösung.

⁹ Häufigkeitsverteilung der Sm- und Nd-Isotope siehe Anhang I.

5.3.1 Zur Interpretation von Sm-Nd-Granataltern

Die Interpretation von Sm-Nd-Granatdatierungen wird in der Literatur heftig diskutiert, da einerseits divergierende Ansichten hinsichtlich der Granat-Schließtemperatur für das Sm-Nd-System (Tab. 5-1) bestehen und andererseits die Sm-Nd-Isotopie der Granate unter Umständen durch Fremdmineraleinschlüsse beeinflusst wird:

Schließtemperatur von Granat

Aus experimentellen und empirischen Studien abgeleitete Literaturempfehlungen für die Granat-Schließtemperatur reichen in Abhängigkeit vom Korndurchmesser, von der Abkühlrate und den Reaktionspartnern von $\sim 600^\circ\text{C}$ (z.B. Mezger et al., 1992) bis zu $\sim 1000^\circ\text{C}$ (z.B. Becker, 1997). Überwiegend werden für Granate mit Korngrößen im mm-Bereich Temperaturen um $750 \pm 50^\circ\text{C}$ angegeben (z.B. Coughlan, 1990; Hölzl et al., 1991; Hensen & Zhou, 1995; Becker, 1997). Jedoch wird die Öffnung des Sm-Nd-Isotopensystems der Granate neben der Metamorphosetemperatur auch von der Fluidpräsenz mitgesteuert (vgl. Erambert & Austrheim, 1993 sowie Kap. 5.1.4). Daher wird die Schließtemperatur bei Granaten aus granulitfaziellen Paragenesen in vorliegender Arbeit tendenziell höher angesetzt ($\sim 800^\circ\text{C}$) als bei Granaten aus amphibolitfaziellen Gesteinen ($\sim 700^\circ\text{C}$). Auch bei größeren Korndurchmessern ist von entsprechend höheren T_c -Werten auszugehen.

Kontaminationseffekt von Einschlussmineralen

Ein weiteres Problem bei der Interpretation von Granataltern verursachen unter Umständen submikroskopische LREE-reiche Einschlussminerale, die das REE-Budget und auch die Sm-Nd-Isotopenverhältnisse der untersuchten Granatpräparate wesentlich beeinflussen können. Derartige Kontaminationen können am ehesten von Monazit und Orthit, aber auch von Xenotim, Zirkon, Apatit oder Titanit herrühren. Der hohe Nd-Gehalt und das niedrige Sm/Nd-Verhältnis dieser Minerale führen, sofern zwischen ihnen

und Granat bei dessen Kristallisation kein isotopisches Gleichgewicht bestand, ab einem bestimmten Kontaminationsgrad zu einer Verfälschung der Sm-Nd-Granatalter. Den Hinweis auf eine mögliche Verfälschung der Granat-Isotopie durch Fremdmineraleinschlüsse kann ein Blick auf das gemessene $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis bringen, welches Literaturdaten zufolge bei einschlussfreien Pyrop-Almandin-Granaten über 0.7 liegen sollte (Burton & O'Nions, 1990; Mezger et al., 1992; Thöni & Miller, 1996; Becker, 1997; Mawby et al., 1999; Raith et al., 1999). Ca-reiche, d.h. Grossular-betonte Granate tendieren aufgrund ihrer Struktur jedoch zu niedrigeren $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnissen (DeWolf et al., 1996; Becker, 1997).

Beispiele für den Einfluß einer ererbten Nd-reichen Phase auf die Granataltersbestimmung liefern die Studien von Zhou & Hensen (1995), DeWolf et al. (1996), und Prince et al. (2000). Nach der Modellberechnung von Zhou & Hensen (1995) reduziert sich bei einer Zumischung von 0.001 Gew.% Monazit (Nd-Gehalt $\sim 15\%$, Sm/Nd ~ 0.29) das auf 2.3 geschätzte $(\text{Sm}/\text{Nd})_{\text{total}}$ -Verhältnis von Granat bereits auf 0.8. Bei 0.01 Gew.% Monazitkontamination liegt das scheinbare Sm/Nd-Verhältnis der Granate bereits bei 0.36 und wird damit eindeutig von den Einschlussmineralen dominiert. Die ererbte Sm-Nd-Isotopie älterer Monaziteinschlüsse bleibt bei Temperaturen von über 700°C erhalten. Um Monazit aus einem Granatpräparat zu entfernen, wird daher üblicherweise ein Leachingprozeß, d.h. ein Reinigungsprozess mit Säure angewandt, der Phosphate in Lösung bringt, aber die Granate selbst möglichst nicht angreift (s. Kap. 9). Bei diesem Reinigungsprozess wird unter Umständen jedoch nur einen Anteil der Monaziteinschlüsse erfasst (De Wolf et al., 1996). Eine potentielle ererbte Silikatkomponente verbleibt beim Leaching ohnehin im Granat. Im Vergleich zu Monazit allerdings hat beispielweise Zirkon einen bedeutend geringeren Effekt auf das Sm-Nd-Budget von Granat. Erst bei einer Zirkonkontamination von 0.5 Gew.% entsteht eine Beeinflussung der Sm-Nd-Isotopenverhältnisse,

die der von 0.001 Gew.% Monazit entspricht (Zhou & Hensen, 1995). Entscheidend ist für die Interpretation der Altersdaten letztlich, ob ein Isotopengleichgewicht zwischen Wirtskristall und eingeschlossener Phase besteht. Dies kann am einfachsten über Mehrfachaufschlüsse überprüft werden (z.B. Prince et al., 2000).

5.3.2 Zur Interpretation von Sm-Nd-Hornblendealtern

Relativ zum Gesamtgestein zeigen Amphibole üblicherweise eine geringe Sm-Nd-Differentiation. Hornblende-WR-Isochronenalter sind daher in der Regel wenig präzise. Da Hornblenden jedoch im retrograden Übergangsbereich von der Granulit- zur Amphibolitfazies ein wichtiger Bestandteil der Sekundärparagenese sind, wurden in vorliegender Arbeit neben Granatanalysen auch einige Sm-Nd-Analysen an Hornblenden durchgeführt. Leider existieren in der Literatur keine Untersuchungen zur Schließtemperatur des Sm-Nd-Isotopensystems in Amphibol. Die geringe Diffusivität der REE scheint allerdings für das Sm-Nd-System eine Hornblende-Schließtemperatur zu implizieren, die keinesfalls niedriger liegt als der für das K-Ar-System angenommene Wert (530 ± 50 °C nach Harrison & McDougall, 1980). Arbeiten von Goldberg & Dallmeyer (1997) und Wang et al. (1998) an Metamorphiten haben außerdem gezeigt, dass die Reduktion von Sm-Nd-Hornblende- und Gesamtgesteins-Daten zu sehr ähnlichen Alterswerten führt wie Sm-Nd-Granat- und Ar-Ar-Hornblende-Datierungen am selben Gestein. Der in dieser Arbeit verwendete Schätzwert für die minimale Schließtemperatur von Amphibolen liegt daher bei 600 ± 50 °C.

5.3.3 Nd-Isotopenentwicklung und ϵ_{Nd} -Notation

Die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Entwicklung geologischer Reservoirs über die Zeit illustriert Abb. 5-3. DePaolo & Wasserburg (1976) zogen aus der Tatsache, dass die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Initialverhältnisse

archaischer Plutone auf die Nd-Entwicklungslinie chondritischer Meteorite fallen, den Schluß, dass die Sm-Nd-Isotopie der Gesamterde direkt aus der primordialen Isotopie hervorgeht. Sie formulierten das Modell eines primitiven Mantels, der die REE-Isotopie eines Chondritic Uniform Reservoir (CHUR) besitzt und als Quelle für die Extraktion krustaler Gesteine dient.

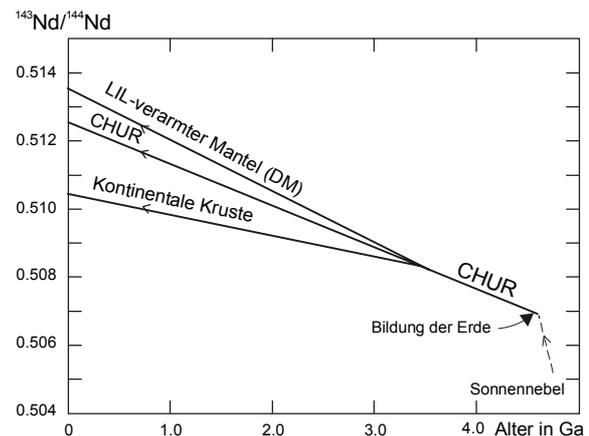


Abb. 5-3: Darstellung der Nd-Entwicklung eines chondritischen Reservoirs CHUR über die Zeit. Zunehmende Krustendifferentiation unter LIL-Anreicherung und entsprechender Sm-Nd-Fraktionierung führte zur Ausbildung eines LIL-verarmten Mantelresiduums mit höheren Sm/Nd-Verhältnissen relativ zu CHUR.

Welche Literaturdaten für das CHUR-Modell verwendet werden, hängt davon ab, welches Isotopenverhältnis bei der Nd-Messung zur Normalisierung der Massenfraktionierung herangezogen wird. Bei der heute selten angewandten Korrektur auf $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.636151$ liegt $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ bei 0.511847 (Wasserburg et al., 1981). Bei einer Normalisierung der Meßwerte auf $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7129$ kommt – wie in vorliegender Arbeit – für $\text{CHUR}_{\text{heute}}$ der Wert $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ zur Anwendung (O’Nions et al., 1979). Für das heutige $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis des chondritischen Reservoirs nehmen Wasserburg et al. (1981) einen Wert von 0.1966 an.

Die ϵ_{Nd} -Notation, eine alternative Darstellungsform der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse, bietet den Vorteil der Unabhängigkeit von beiden Korrekturmodellen. Dieser Parameter wurde von DePaolo & Wasserburg (1976) in erster Linie eingeführt, um die geringe absolute Schwan-

kungsbreite der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse von Gesteinen deutlicher zum Ausdruck zu bringen. ϵ_{Nd} ist durch folgende Formel definiert:

$$\epsilon_{\text{Nd}(t)} = \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Probe}(t)}}{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{CHUR}(t)}} - 1 \right] \cdot 10^4 \quad (5.16)$$

Die Notation entspricht somit der relativen Abweichung der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse im Gestein von der CHUR-Entwicklungslinie im 10^{-4} -Bereich zu einem bestimmten Zeitpunkt t . Der positive ϵ_{Nd} -Wert einer Gesteinsprobe zeigt an, dass diese höhere $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse als CHUR besitzt. Umgekehrt markiert eine negative ϵ_{Nd} -Notation niedrigere Isotopenverhältnisse im Vergleich zum chondritischen Reservoir.

5.3.4 Nd-Modellalter

Da Nd und Sm innerhalb der Kruste bei sedimentären, metamorphen oder anatektischen Prozessen nicht signifikant fraktionieren und unter hydrothermalen Bedingungen immobil sind, 'erbt' ein Krustengestein die Nd-Isotopie seines Mantelreservoirs. Auf der Basis dieser Überlegung kann nach De Paolo & Wasserburg (1976a) für jedes Gestein ein *Nd-Modellalter* gemäß folgender Gleichung kalkuliert werden:

$$T_{\text{DM}}^{\text{Chur}} = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left[\frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m - \left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Chur}_{\text{DM}}}}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Chur}_{\text{DM}}}} + 1 \right] \quad (5.17)$$

m : gemessenes Isotopenverhältnis der Probe
 Chur/DM : Modellparameter einer rezenten chondritischen (CHUR) bzw. verarmten (DM) Mantelquelle

Stammt ein Gesteinskörper aus einem einzigen Magmenreservoir, so gibt das zugehörige Nd-Modellalter die Zeitspanne an, die seit

der Abspaltung des Krustenmaterials von der Mantelquelle vergangen ist (De Paolo, 1981). In diesem Falle können Nd-Modellalter als Krustenbildungsalter interpretiert werden. Da Sedimente jedoch zumeist Mischungen aus verschiedenen Liefergebieten unterschiedlichen Alters darstellen und auch die Isotopensignatur vieler Magmatite aufgrund von Krustenassimilation oder *magma mixing* mehr als eine Komponente beinhaltet, drückt das Nd-Modellalter allgemein die *mittlere Krustenverweildauer* eines Gesteins aus (Arndt & Goldstein, 1987).

Der Vorteil der Nd-Modellalter-Bestimmung liegt vor allem darin, daß sie auch in hochmetamorphen Gebieten, in denen geologische Grenzen schwer auszumachen sind, unter Umständen eine Unterscheidung verschiedener Krustenprovinzen erlaubt (z.B. Harris et al., 1994; Milisenda et al., 1994).

Die Gültigkeit der Modellalter hängt allerdings davon ab, wie gut die isotopische Entwicklung des Oberen Erdmantels bekannt ist, die als Basis für die Lösung der Gleichung (5.17) dient. Nach der Modellvorstellung von DePaolo & Wasserburg (1976a) bildet ein primitiver Mantel chondritischer Zusammensetzung (CHUR) die Quelle der Krustengesteine. Setzt man die entsprechenden CHUR-Parameter in Gleichung (5.17) ein, so werden die resultierenden Nd-Modellalter mit T_{CHUR} bezeichnet.

Aus Untersuchungen an primitiven Mantelderivaten geht jedoch hervor, dass der durchschnittliche Obere Erdmantel bedingt durch im Archaikum einsetzende enorme Krustendifferenzierungsprozesse an lithophilen Elementen verarmt ist und eine Sm-Nd-Fraktionierung erfahren hat (Ben Othman et al., 1984). Entsprechend besitzt der rezente Obere Mantel erhöhte $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse relativ zum CHUR-Reservoir bzw. eine positive ϵ_{Nd} -Notation (Abb. 5-3). Die Nd-Modellalterberechnung wird daher in der Regel mit den Parametern eines DM (*depleted mantle*)-Reservoirs durchgeführt. Mehrere Autoren haben allerdings differierende lineare und nicht-lineare Szenarios zur Entwick-

lung des verarmten Mantels vorgelegt, die die Abspaltung des DM-Reservoirs von CHUR je nach Modell zu verschiedenen Zeiten im Archaikum ansetzen. Zudem werden unterschiedliche Parameter für den rezenten verarmten Mantel empfohlen, die für die Modellalterberechnung herangezogen werden können (z.B. DePaolo, 1981; Goldstein et al., 1984; Liew & McCulloch, 1985; Michard et al., 1985). Für die Modellalterkalkulationen in dieser Arbeit wurden die Isotopenverhältnisse des verarmten Mantels nach Liew & Hoffmann (1988) verwendet: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}(t=0)} = 0.513151$ und $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}(t=0)} = 0.2188$.

Zur Korrektur von Nd-Modellaltern:

Die Unsicherheit der Modellalter steigt drastisch, wenn das $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ Verhältnis sich dem des Mantels ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{DM}} = 0.225$) annähert. Dies gilt vor allem für mafische Gesteine, bei denen der Isotopenentwicklungspfad subparallel

zur Mantelentwicklungslinie verläuft. Typische Vertreter der Oberkruste besitzen hingegen in der Regel $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse um 0.11 ± 0.02 (McLennan & Hemming, 1992). Auch hochmetamorphe Metasedimente und Orthogneise aus tieferen Krustenstockwerken, beispielsweise aus der Unterkruste Sri Lankas, liefern konsistente $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Werte um 0.12 ± 0.02 (Milisenda et al., 1994).

Mitunter jedoch zeigen Metapelite und andere hoch differenzierte Krustengesteine aus Granulitgebieten erhöhte $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse, die indizieren, dass Sm und Nd unter hochgradiger Metamorphose doch begrenzt fraktionieren können. Black & McCulloch (1987) und Milisenda et al. (1994) führen die Anreicherung von Sm gegenüber Nd auf Granatsprossung im Zuge der Granulitisation zurück. Hegner & Kröner (2000) begründen abnorm hohe Sm/Nd-Verhältnisse in Granuliten des ostböhmisches Massivs mit der REE-Abfuhr in der Liquidusphase. Milisenda et al. (1994) erwähnen

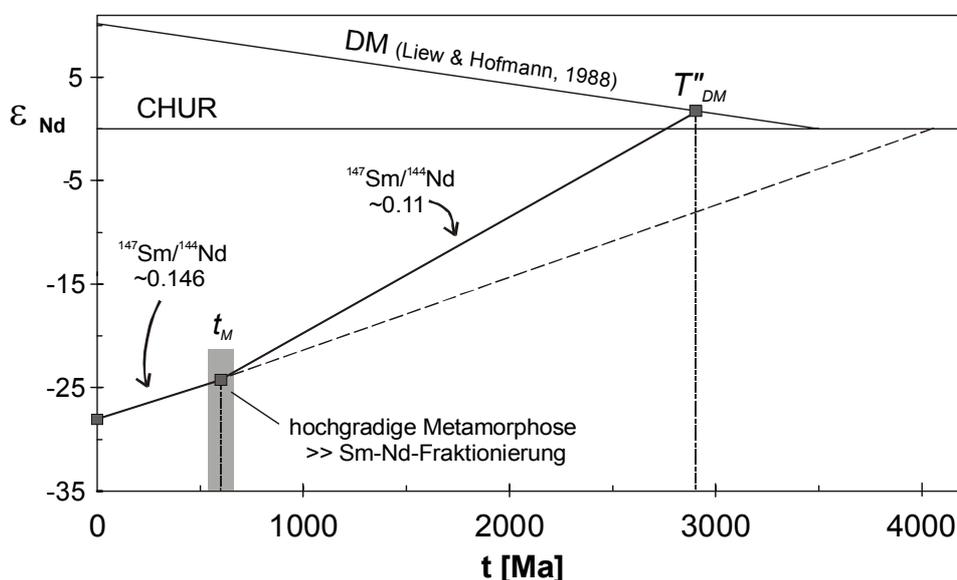


Abb. 5-4: Die Korrektur von Nd-Modellaltern nach dem zweistufigen Nd-Entwicklungsmodell am Beispiel einer Probe (PS-I 171A): Das hohe gemessene $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis des Gesteins würde zu einem unrealistisch hohen Modellalter von > 4 Ga führen. Nimmt man an, daß das Gestein sein heutiges $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0.146 erst vor 600 Ma durch sekundäre Sm-Nd-Fraktionierung im Zuge hochgradiger Metamorphose erhielt und sich vorher mit einem $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0.11 entwickelt hat, so resultiert ein steilerer Nd-Entwicklungspfad, der die Mantellinie bei einem Modellalterwert T''_{DM} von 2.9 Ga schneidet.

jedoch einschränkend, dass scheinbar hohe $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Werte auch auf die ungenügende Größe der Handstücke zurückgehen können. Das gegenteilige Phänomen - eine Erniedrigung der Sm/Nd-Verhältnisse im cm-Maßstab - wurde von Burton & O'Nions (1990) für in-situ-Charnockite Sri Lankas beschrieben. Es resultiert nach Ansicht der Autoren aus dem Abbau von Hornblende zugunsten von Hypersthen, in dessen Kristallgitter Sm und Nd nicht im ererbten Verhältnis eingebaut werden, und Sm durch eine reaktionsbeteiligte fluide Phase abgeführt wird. in-situ-Charnockite aus südindischen Gebieten, die südlich des Cauvery-Schersystems liegen, zeigen nach Choudary et al. (1992) und Harris et al. (1994) ebenfalls eine Sm-Nd-Isotopie, die von der des amphibolitfaziellen Nebengesteins abweicht, und die möglicherweise durch intrakrustale Sm-Nd-Fraktionierung im Zuge panafrikanischer Granulitisierung beeinflusst wurde. Somit liegt nahe, auch in vorliegender Arbeit eine Korrektur der Nd-Modellalter in Erwägung zu ziehen.

Im Falle sekundärer Sm-Nd-Fraktionierung, die sich in ungewöhnlich hohen oder niedrigen Sm/Nd-Verhältnissen ausdrückt, ist das ein-

stufige Nd-Entwicklungsmodell nicht mehr gültig. Gleichung (5.17) liefert unter Umständen unbrauchbare Modellalterwerte. Sofern der Zeitpunkt der Fraktionierung bekannt ist, können dennoch Nd-Modellalter T''_{DM} berechnet werden. Dies geschieht über ein zweistufiges Entwicklungsmodell, wie es Abb. 5-4 darstellt. Es führt zu den unten angegebenen Korrekturformeln (5.18) und (5.19) im Sinne von Milisenda et al. (1994).

Bei dieser Korrektur wird angenommen, dass sich der betrachtete Gesteinskörper bis zum Zeitpunkt der Granulitmetamorphose t_M mit einem durchschnittlichen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0.11 entwickelt hat. Erst dann führte metamorphe Differentiation zur Veränderung des Nd-Entwicklungspfades, der schließlich im heute gemessenen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis mündet. Je näher der Zeitpunkt der Fraktionierung an 0 liegt, desto stärker weichen die resultierenden Werte T''_{DM} von den T_{DM} -Modellaltern ab, die nach dem einstufigen Entwicklungsmodell berechnet werden. Die Signifikanz solch korrigierter Nd-Modellalter ist allerdings unsicher. Die Anwendung der genannten Korrekturformeln erscheint in erster Linie zweckdienlich, um zu ermitteln, ob

Korrekturformel für Nd-Modellalter

mit ungewöhnlich hohen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Werten (nach Milisenda et al., 1994):

$$T''_{DM} = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left[1 + \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM(t=0)} - \left[\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m - (e^{\lambda \cdot t_M} - 1) \cdot \left\{ \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m - 0.11 \right\} \right]}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM(t=0)} - 0.11} \right] \quad (5.18)$$

mit ungewöhnlich niedrigen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Werten:

$$T''_{DM} = \frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left[1 + \frac{\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM(t=0)} - \left[\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m + (e^{\lambda \cdot t_M} - 1) \cdot \left\{ 0.11 - \left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_m \right\} \right]}{\left(\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{DM(t=0)} - 0.11} \right] \quad (5.19)$$

m : gemessenes Isotopenverhältnis der Probe
 $DM(t=0)$: heutige Isotopenverhältnisse der verarmten Mantelquelle

sie bei Proben mit ungewöhnlichen Sm-Nd-Verhältnissen zu prinzipiell sinnvollen Modellaltern führt. Sind diese T''_{DM} mit den T_{DM} -Modellaltern korrelierbar, die verwandte Proben mit 'typischer' Krustenisotopie liefern, so gilt immerhin der Umkehrschluss, dass zum herangezogenen Zeitpunkt t_M tatsächlich eine intrakrustale Sm-Nd-Fraktionierung abgelaufen ist.

Mischungshyperbeln sichtbar (DePaolo & Wasserburg, 1976; Faure, 1986).

5.4. Korrelation der Nd- und Sr-Isotopie

Unter der Annahme, dass die Mobilität von Sm und Nd bei intrakrustalen Prozessen in der Regel vernachlässigbar ist, spiegeln die $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Initialverhältnisse eines Gesteins die Isotopie des Mantelreservoirs wider. Wird das juvenile Mantelextrakt mit älterer Kruste kontaminiert, so erhält es die isotopische Zusammensetzung dieser Mischung.

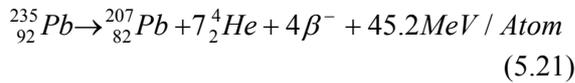
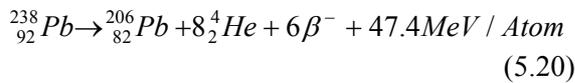
Die Rb-Sr-Isotopie der juvenilen Kruste kann hingegen durch eine weitere intrakrustale Fraktionierung der beiden Elemente bei partieller Schmelzbildung und Metasomatose deutlich verändert werden. Insbesondere die hochmetamorphe Unterkruste ist zumeist Rb-verarmt und durchläuft daher keine Sr-Entwicklung, die ausgeprägt verschieden ist von der des Mantels. Daher sind die initialen Sr-Isotopenverhältnisse von Krustengesteinen im allgemeinen nicht geeignet, um Mantel- und Unterkrustenquelle zu unterscheiden. Sie geben jedoch Auskunft über den Grad der Oberkrustenkontamination, sowie darüber, ob Gesteine, bei denen eine gemeinsame Herkunft vermutet wird, tatsächlich dieselbe Entwicklungsgeschichte besitzen.

Die Kombination der Isotopenverhältnisse von $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$ und $(^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr})_t$ kann daher Differentiations- und Kontaminationsprozesse sowie petrogenetische Verwandtschaften von Gesteinen zum Ausdruck bringen (s. Kap. 6.2.4.3). Zwei-Komponent-Mischungen werden in einem Korrelationsdiagramm anhand von

5.5 Die Uran-Blei-Methode

Blei besitzt vier natürliche Isotope : ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb und ^{208}Pb . Drei dieser Isotope sind radiogen und bilden die stabilen Endprodukte der komplexen, von Uran bzw. Thorium ausgehenden Zerfallsreihen $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ und $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$.

Die Bilanzgleichungen der beiden Zerfallsketten des U-Pb-Systems lauten nach Wetherill (1956):



Beim radioaktiven Zerfall von ^{238}U entsteht als erstes Zwischenprodukt ^{234}U , das dritte natürliche vorkommende Uranisotop. Wie die übrigen Zwischenglieder der genannten Zerfallsreihen ist es mit einer Halbwertszeit von 250 000 Jahren in Hinblick auf die Halbwertszeit des Mutterisotops (Tab. 5-2) kurzlebig und daher im Maßstab geologischer Prozesse vernachlässigbar. Jedes der instabilen Zwischenprodukte entsteht in jeweils nur einem Zerfallssystem.

Um die Altersgleichungen der beiden Zerfallsreihen, die im U-Pb-System unabhängig voneinander ablaufen, über die massenspektrometrisch mit hoher Genauigkeit messbaren Isotopenverhältnisse zu beschreiben, wird ^{204}Pb , das als einziges Bleinuklid nicht-radiogenen Ursprungs und im Rahmen geologischer Prozesse stabil¹⁰ ist, als Bezugsisotop gewählt. So erhält man folgende Abhängigkeiten zwischen gemessenen (m) und initialen (i) Isotopenverhältnissen:

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_m = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \left(\frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_m \cdot (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (5.22)$$

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_m = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i + \left(\frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}}\right)_m \cdot (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (5.23)$$

Nach t aufgelöst, liefern beide Gleichungen jeweils den Zeitpunkt der Schließung des betrachteten Stoffsystems (z.B. Mineral) für das U-Pb-System.

Da in der Altersbestimmung für das heutige $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ -Verhältnis einheitlich ein Wert von 137.88 (Steiger & Jäger, 1977) angenommen wird, ergibt die Kombination der beiden obigen Gleichungen:

$$\frac{\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_m - \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i}{\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_m - \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}\right)_i} = \frac{1}{137.88} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \quad (5.24)$$

Durch Umformung erhält man einen dritten Alterswert, in den nur die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Isotopenverhältnisse eingehen:

$$\left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)_m = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}\right)_i + \frac{1}{137.88} \cdot \frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \quad (5.25)$$

Initiales ‚gewöhnliches‘ Blei, das ein Stoffsystem enthalten kann, enthält ebenfalls die Isotope ^{206}Pb und ^{207}Pb . Daher wird die U-Pb-Methode vorwiegend bei Mineralen wie Zirkon, Monazit und Uraninit (seltener Apatit, Titanit und Xenotim) angewandt, die bei ihrer Kristallisation verhältnismäßig viel U, aber in äußerst geringem Maße Blei einbauen. In diesen ist der initiale Bleigehalt hinreichend klein und nahezu der gesamte Anteil von ^{206}Pb und ^{207}Pb bildet sich radiogen (*), gemäß folgender Gleichungen:

$$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}} = (e^{\lambda_{238}t} - 1) \quad (5.26)$$

¹⁰ ^{204}Pb besitzt eine sehr hohe Halbwertszeit von $1.4 \cdot 10^{17}$ a.

$$\frac{{}^{207}\text{Pb}^*}{{}^{235}\text{U}} = (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (5.27)$$

Die Isotopenzusammensetzung des in einer Probe initial eingebauten Bleis, die benötigt wird, um gemessene Isotopenverhältnisse zu korrigieren, kann über uranfreie Minerale ermittelt werden. Bei Proben mit geringem Gehalt an gewöhnlichem Blei und entsprechend hohem ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ -Verhältnis (wie Zirkon, Monazit, Rutil, Baddeleyit) ist es auch zulässig, die Korrektur der Isotopenverhältnisse anhand eines generalisierten Pb-Entwicklungsmodells (z.B. Stacey & Kramers, 1975) vorzunehmen. Der Anteil der gewöhnlichen Bleikomponente im untersuchten Stoffsystem wird in diesem Fall über die Häufigkeit des nicht-radiogenen ${}^{204}\text{Pb}$ -Isotops ermittelt. Ein gewisser Anteil an nicht-radiogenem rezenten Blei, dessen Höhe über Laborblankmessungen abgeschätzt wird, wird jedoch zusätzlich über die Laboranalytik in die Probe eingebracht. Diese Blei-Komponente muß ebenfalls bei einer Korrektur der Meßwerte berücksichtigt werden.

Ist das untersuchte System (Mineral oder Gestein) ein isotopengeochemisch geschlossenes System, so liefern die ${}^{238}\text{U}$ - ${}^{206}\text{Pb}$ und ${}^{235}\text{U}$ - ${}^{207}\text{Pb}$ Zerfallreihen identische, sogenannte *konkordante* Alter. Das bedeutet: Es existiert für jedes zu einem bestimmten Zeitpunkt t geschlossene System genau jeweils *ein* Wert für das Verhältnis von ${}^{238}\text{U}/{}^{206}\text{Pb}$ und von ${}^{235}\text{U}/{}^{207}\text{Pb}$. Der graphische Ausdruck für diese Beziehung ist die von Wetherill (1956) eingeführte Concordia-Kurve, die man erhält, indem man die Gleichun-

gen (5.24) und (5.25) mit Hilfe der bekannten Zerfallskonstanten (Tab. 5-2) für jeden Wert t löst und die erhaltenen Wertepaare gegeneinander aufträgt (Abb. 5-5).

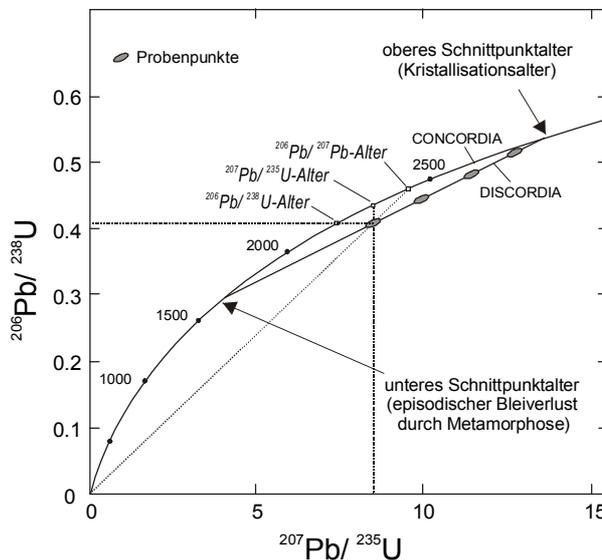


Abb. 5-5: Concordia-Diagramm nach Wetherill (1956). Das Modell eines einfachen episodischen Bleiverlustes illustriert die abgebildete Discordia, die durch diskordante Datenpunkte definiert wird.

Bei einem isotopengeochemisch offenen System hingegen ergeben sich *diskordante* Alter, die aber, da die U-Mutter- und Pb-Tochterisotope jeweils dasselbe geochemische Verhalten zeigen, durchaus Aussagekraft besitzen können. Der einfachste Fall der Diskordanz (Abb. 5-5) wird durch episodischen Bleiverlust (oder U-Gewinn) erklärt (Wetherill, 1956). Eine solche einmalige Störung des U-Pb-Systems liefert ${}^{238}\text{U}/{}^{206}\text{Pb}$ - und ${}^{235}\text{U}/{}^{207}\text{Pb}$ -Verhältnisse, die einer binären Mischung entsprechen.

Isotop	Häufigkeit [%]	Halbwertszeit $T_{1/2}$ [a]	Zerfallskonstante λ [a ⁻¹]	Quelle
${}^{238}\text{U}$	99.2743	4.468×10^9	1.55125×10^{-10}	1
${}^{235}\text{U}$	0.7200	0.7038×10^9	9.8485×10^{-10}	1
${}^{234}\text{U}$	0.0057	2.47×10^5	2.806×10^{-6}	2

Tab. 5-2: Häufigkeiten, Halbwertszeiten und Zerfallskonstanten der natürlichen Uran-Isotope. Quellen: 1 - Steiger & Jäger (1977), 2 - Lederer et al. (1967) (in Faure, 1986).

Die resultierenden Wertepaare definieren eine als *Discordia* bezeichnete Gerade unterhalb der *Concordia*, wobei für jeden *normal* diskordanten Datenpunkt gilt: $t_{207\text{Pb}/206\text{Pb}} > t_{207\text{Pb}/235\text{U}} > t_{206\text{Pb}/238\text{U}}$. Der obere Schnittpunkt dieser Linie mit der *Concordia* gibt das Bildungsalter der Probe an; der untere Schnittpunkt markiert den Zeitpunkt des thermischen Ereignisses, das die Störung hervorgerufen hat.

Selten tritt der Fall *reverser* Diskordanz auf, bei dem die Datenpunkte über der *Discordia*-Linie liegen. Dieses Phänomen wird z.B. bei Uranerzproben mit Uran-Verlust erklärt (Dickin, 1995). Aber auch Zircondomänen, die mit der SHRIMP-Methode analysiert wurden, zeigen gelegentlich revers diskordante Werte (z.B. Froude et al., 1983). Williams et al. (1984) erklären diese durch die Migration radiogener Bleis innerhalb eines Zirkonkristalls, die an verschiedenen Punkten im Zirkonkristall sprunghafte Pb-Konzentrationsveränderungen und folglich eine Variation der U/Pb-Verhältnisse verursacht. Die resultierenden $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter der revers diskordanten Datenpunkte interpretieren Williams et al. (1984) als Maximalalter. Mezger & Krogstad (1997) hingegen zweifeln diese Interpretation an und vermuten unzureichend gewählte Fehlergrößen der SHRIMP-Analysen als Ursache.

Zirkon [$\text{Zr}(\text{SiO}_4)$] tritt akzessorisch in vielen sauren bis intermediären Magmatiten und Metamorphiten, aber auch als schwermineralisches Umlagerungsprodukt in Sedimenten auf. Wie auch Monazit oder Rutil reichert dieses Mineral ungewöhnlich viel Uran gegenüber Blei an, denn U^{4+} (1.0 Å) kann aufgrund seines verwandten Ionenradius Zr^{4+} (0.72-0.84 Å) im Zirkongitter substituieren (Dickin, 1995). Da Pb^{2+} -Ionen (1.18-1.29 Å) hingegen eine unterschiedliche Ladungszahl und zudem einen größeren Radius besitzen, erfolgt bei der Kristallisation der Zirkone eine bedeutende Fraktionierung zugunsten von Uran.

Das im Zirkon aus den instabilen Uran-Nukliden gebildete radiogene Pb^{2+} oxidiert

möglicherweise, bedingt durch beim Zerfallsprozess emittierte β -Teilchen und die Umwandlung von α -Teilchen (He^{2+}) in He zu Pb^{4+} (0.78-0.84 Å), und hat als solches eine relativ gute Retentivität im Kristallgitter (Kober, 1987). Magmatische Zirkone haben in der Regel höhere U-Konzentrationen (mehrere 100- bis mehrere 1000 ppm) als metamorph gebildete (um 100 ppm). Im Vergleich zu allen anderen Mineralen mit hohem U/Pb-Verhältnis zeigen pristine, nicht-alterierte Zirkone eine ungewöhnlich gute Resistenz gegenüber thermischen Prozessen. Sie können hochgradige Metamorphose und Migmatisierung in Gesteinen überleben, ohne ihre primäre Altersinformation (über den Zeitpunkt ihrer Kristallisation) vollständig zu verlieren (Grauert & Hofmann, 1973) oder bisweilen sogar ohne ein sekundäres thermisches Ereignis überhaupt zu registrieren (Hözl et al., 1994; Wendt et al., 1994). Entsprechend verhalten sich pristine Zirkone bei hohen Temperaturen von bis zu ca. 1000°C wie ein geschlossenes System (Mezger & Krogstad, 1997).

Durch radioaktiven Zerfall freigesetzte α -Teilchen und andere Spaltprodukte führen hingegen zu Störungen im Kristallgitter der Zirkone, die unterhalb von etwa 600-650°C nicht mehr ausheilen können (Mezger & Krogstad, 1997). Die resultierende alterungsbedingte Metamiktisierung der Kristalle scheint der Prozeß zu sein, der eine Öffnung des U-Pb-Systems begünstigt oder gar erst ermöglicht, da er die Minerale insbesondere in Anwesenheit von Fluiden für Alteration anfällig macht.

Silver & Deutsch (1963) zeigten, dass das Ausmaß des Pb-Verlusts von der Kristallgröße, dem U-Gehalt und der magnetischen Suszeptibilität der Zirkone abhängt: Entsprechend verlieren größere Zirkone mit einem günstigeren Volumen-/Oberflächenverhältnis weniger Pb. U-arme Zirkone besitzen weniger Strahlungsschäden, die die Pb-Diffusion im Kristallgitter begünstigen. Zirkone mit höherem Fremdionengehalt (wie z.B. Fe) sind dagegen stärker metamikt.

Um möglichst konkordante Zirkonalter zu erhalten, ist es daher ratsam, bei der Aufbereitung der Minerale eine magnetische Separation vorzunehmen. Zudem wird die Diskordanz der Zirkone oftmals durch mechanisches Entfernen der äußeren, vorwiegend metamikten Kristallbereiche in einer druckluftbetriebenen Abrasionszelle (Krogh, 1982) vermindert. Dies ermöglicht auch die Isolation ererbter Zirkonkerne. Auf einen ähnlichen Effekt zielt die Evaporations-Methode nach Kober (1986), die allerdings nur $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter liefert. Bei dieser Methode werden einzelne Zirkonkörner im Massenspektrometer schrittweise abgedampft, um diskordante Randzonen von konkordanten Innenbereichen zu trennen und gegebenenfalls verschiedene Zirkongenerationen aufzulösen.

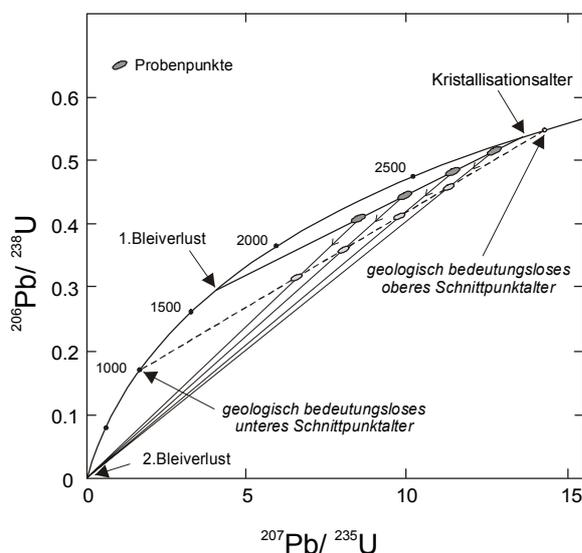


Abb. 5-6: Zweistufiger Bleiverlust, dargestellt im Concordia-Diagramm (nach Gebauer & Grünenfelder, 1979). Die resultierende Discordia liefert scheinbare Schnittpunktalter ohne geologische Relevanz.

Eine bei der konventionellen U-Pb-Methode festgestellte Diskordanz der Zirkondatenpunkte kann im einfachen Fall durch folgende Modelle erklärt werden:

(1) Episodischer Bleiverlust

Bei thermaler Überprägung führt partieller Bleiverlust (oder U-Gewinn) zur Diskordanz (Wetherill, 1956). In diesem Falle (Abb. 5-5) repräsentiert der obere Schnittpunkt der Discor-

dia-Linie mit der Concordia das Kristallisationsalter der Minerale, während der untere Schnittpunkt den Zeitpunkt des jüngeren geologischen Ereignisses widerspiegelt.

Die Aufbereitung der Zirkone kann auch zu rezenter laborinduzierten Bleiverlust führen. Das Bildungsalter der Zirkone ergibt sich dann aus dem oberen Schnittpunkt einer Discordia, deren unterer Schnittpunkt der Nullpunkt ist.

(2) Kontinuierlicher Bleiverlust

Tilton (1960) zeigte, dass archaische Zirkone aus verschiedenen Kratongebieten der Erde sich auf einer Discordia aufreihen und ein scheinbares unteres, aber geologisch bedeutungsloses ‚Schnittpunktalter‘ definieren. Er erklärte dieses Phänomen mit kontinuierlicher temperatur-unabhängiger Diffusion von radiogenem Blei.

(3) Mischung verschiedener Zirkongenerationen

Bei Metamorphosebedingungen der mittleren Amphibolitfazies bzw. Temperaturen über ca. 600°C kann erneutes Zirkonwachstum um alte ererbte Zirkonkerne auftreten. Bei einer binären Mischung geben obere und untere Schnittpunktalter entsprechend die Kristallisationsalter der alten und der neuen Zirkonkomponente wider.

Eine Kombination der genannten Modellfälle oder mehrphasiger Bleiverlust kann allerdings, wie in Abb. 5-6 dargestellt, zu artifiziellen Schnittpunktaltern führen, die keine geologische Aussagekraft besitzen (Gebauer & Grünenfelder, 1979; Mezger & Krogstad, 1997). In Untersuchungsgebieten mit komplexer Metamorphosegeschichte führen daher des öfteren nur Zirkon-Datierungen mit der SHRIMP-Sonde zu sinnvollen Ergebnissen (z.B. Kröner et al., 1994).

6. Ergebnisse und Diskussion der U-Pb-Isotopenuntersuchungen

Um die tektonische Entwicklung des CSS zu beleuchten, erfolgte eine U-Pb-Zirkondatierung an zwei deformierten Intrusivkörpern. Beide Gesteinstypen, der Granit MS-I 102A und der Tonalit MS-I 102C, sind syntektonische Intrusiva aus der zentralen Moyar-Scherzone (Abb. 3-2). Die beiden Varietäten, deren kogenetische Bildung durch Verzahnungen im Gelände offensichtlich ist, zeigen eine unterschiedliche Beanspruchung durch Scherdeformation: MS-I 102A, die helle, granitische Variante wurde starker dynamischer Umkristallisation und Plättung unterworfen und steht als feinkörniger Mylonit an (Abb. 6-1). Dagegen liegt MS-I 102C, die dunkle, tonalitische Varietät, als mittelkörniger Augengneis vor, dessen magmatisches Primärgefüge reliktsch erkennbar ist. Beide Gesteine besitzen für die Region ungewöhnlich junge Nd-Modellalter von 1.8–1.9 Ga (Kap. 7.7, Tab. 7-4). In beiden Gesteinsproben sind Zirkone ein häufiges Akzessorium.

Die Wirtsgesteine der Intrusiva sind anatektische Paragneise (MS-I 155) und Amphibolite. Die Paragneise besitzen für das Gebiet typische Nd-Modellalter um 2.7 Ga (Kap. 7.7, Tab. 7-4). Für diese Metamorphite, die partiell ebenfalls scherdeformiert sind, wird eine (mindestens) zweiphasige Metamorphosegeschichte angenommen.

Erstes Ziel der Zirkon-Analysen war

- die Intrusionsalter der beiden Gesteine zu bestimmen und somit direkt den Zeitpunkt der Scherdeformation in der MSZ festzulegen.

Geklärt werden sollten außerdem folgende Fragen:

- Besitzen die Zirkone ältere ererbte Kerne?
- Ermöglichen die Zirkonalter eine Deutung der um 1.8 Ga liegenden Nd-Modellalter der Intrusiva?

- Wurde das U-Pb-System in den Zirkonen durch den Prozeß der Mylonitisierung beeinflusst, und falls ja, unterscheiden sich beide Gesteinstypen in dieser Hinsicht?

Aus jedem Gestein wurden mehrere Fraktionen, bestehend aus einzelnen oder wenigen Zirkonkörnern, analysiert. Um eine Information über mögliche ältere Kerne zu erhalten, wurde ein Teil der Zirkone abradiert. Die Mineralseparation der Zirkone und die angewandte U-Pb-Analytik sind in Kap. 9 erläutert.

Anhang D enthält die vollständige Tabelle aller gemessenen und berechneten Daten. Die für die Altersbestimmung verwendeten Isotopenverhältnisse und die entsprechenden (scheinbaren) $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ -, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter wurden mit dem Programm PBDAT (Ludwig, 1991) berechnet (Tab. 6-1 und 6-2). Da Probe und Spike bei der angewandten Verdampfungsverfahren (Kap. 9.4.2) nicht eingewogen wurden, ist die Kalkulation der U- und Pb-Konzentrationen nicht möglich. Die U-Pb-Isotopenverhältnisse wurden unter Verwendung einer ^{233}U - ^{205}Pb -Mischspikelösung (Anhang H) bestimmt. Die Auswertung und die Darstellung der Daten im Concordia-Diagramm erfolgte im Programm ISOPLOT/EX 2.03 (Ludwig, 1999). Alle im Folgenden genannten Altersfehler entsprechen dem 2σ -Vertrauensintervall unter Berücksichtigung des Fehlers der Zerfallskonstante.

6.1 Mylonitgranit MS-I 102A

Die Lokalität MS-I 102 A ist ein frischer Straßenaufschluss an einem Feldweg östlich von Moyar Village, etwa 10 km NE von Masinagudi. Der beprobte leukokrate Granit weist eine straffe mylonitische Paralleltexur im mm-Bereich auf (Abb. 6-1). Aus den Geländebeziehungen lässt sich die syntektonische Natur des Intrusivkörpers ableiten, welcher einerseits das Gefüge der angrenzenden Amphibolite und Gneisanatexite durchschlägt und andererseits gemeinsam mit



Abb. 6-1: Geländeaufnahme des mylonitisierten Granit MS-I 102A (Foto: W. Schmitt).

dem Wirtsgestein scherdeformativ überprägt wurde. Scherklasten aus Hornblende, Alkalifeldspat und Plagioklas zeigen im Mylonitgranit neben einer hohen Plättungskomponente eine Aufschiebung des Südblocks an, die der Hauptbewegungsrichtung der MSZ (N-vergente Aufschiebung der Nilgiri Hills) entspricht. Feine syndeformativ gesprossene Biotite und grüne Hornblendenadeln definieren die steil abtauchende Lineation auf den subvertikalen s-Flächen des Mylonitgranits.

Akzessorisch im Gestein auftretende Zirkone besitzen den für magmatische Bildung typischen langprismatischen bis prismatischen Habitus mit einem Längen/Breiten-Verhältnis von 5:1 bis 2:1 und sind sekundär kantengerundet. Die c-Achsen der Kristalle sind bevorzugt s-parallel eingeregelt. Häufig führen die Zirkone opake Einschlüsse von Hämatit. Die Kristalle selbst sind meist klar und schwach bis deutlich hellrosa gefärbt. Seltener kommen getrübe,

einschlussreiche, stärker rosa bis orangefarbene Varianten vor. Im Kathodolumineszenz-Bild (Abb. 6-2) zeigen die Zirkone eine magmatische Wachstumszonierung, die durch den rhythmischen Wechsel von Zirkonphasen mit niedrigem (= hohe Lumineszenz) und hohem (= niedrige Lumineszenz) Spurenelementgehalt entsteht (Sommerauer, 1976). In Abb. 6-2b wird zudem ein variabel ausgeprägter Randsaum sichtbar, der, leicht konvex von außen nach innen vorgreifend, die primäre Zonierung durchbricht und durch eine sekundäre Zirkonphase ersetzt.

Die für die U-Pb-Datierung ausgewählten Einzelzirkone sind bis zu 400 μm lang, klar hellrosa und ohne sichtbare Einschlüsse. Insgesamt wurden fünf Fraktionen analysiert, bestehend aus ein (A-1), drei (A-2) bzw. vier (A-3) idiomorphen Zirkonen und drei (A-4) bzw. vier (A-5) abradierten Kernen von ursprünglich idiomorphen Zirkonkristallen (Tab. 6-1).

Die Fraktionen A-1 bis A-4 liefern sehr ähnliche $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ - und $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ -Verhältnisse (Tab. 6-1). Demgegenüber ergeben sich für die Fraktion A-5 abweichende Werte. Allerdings sind auch die Fehler der Isotopenverhältnisse bei dieser Fraktion, bedingt durch geringe Signalstärken bei der Pb-Messung, höher. Generell liegen die Meßfehler bei der angewandten Einzelkorn-Datierungsmethode aufgrund der sehr kleinen Probenmengen ($\sim 10\text{-}60 \mu\text{g}$) in einer höheren Größenordnung als bei der konventionellen U-Pb-Analytik ($\sim 1\text{mg}$ Proben-substanz). Die $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse aller Fraktionen zeigen mit Werten zwischen 740 und 1381 relativ geringe Gehalte an gewöhnlichem Blei an.

Die Fraktionen A-1 und A-3 liefern, wie aus dem Wetherill-Diagramm und Tab. 6-1 ersichtlich, im Rahmen des Fehlers konkordante Alter. Das sich aus beiden Fraktionen ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter A-1: 605 ± 21 Ma, A-3: 615 ± 44 Ma) ergebende Concordia-Alter liegt bei 616 ± 19 Ma (Abb. 6-3). Der Datenpunkt der Fraktion A-2 ist leicht revers diskordant, überlappt allerdings mit den Fehlerellipsen von A-1 und A-3.

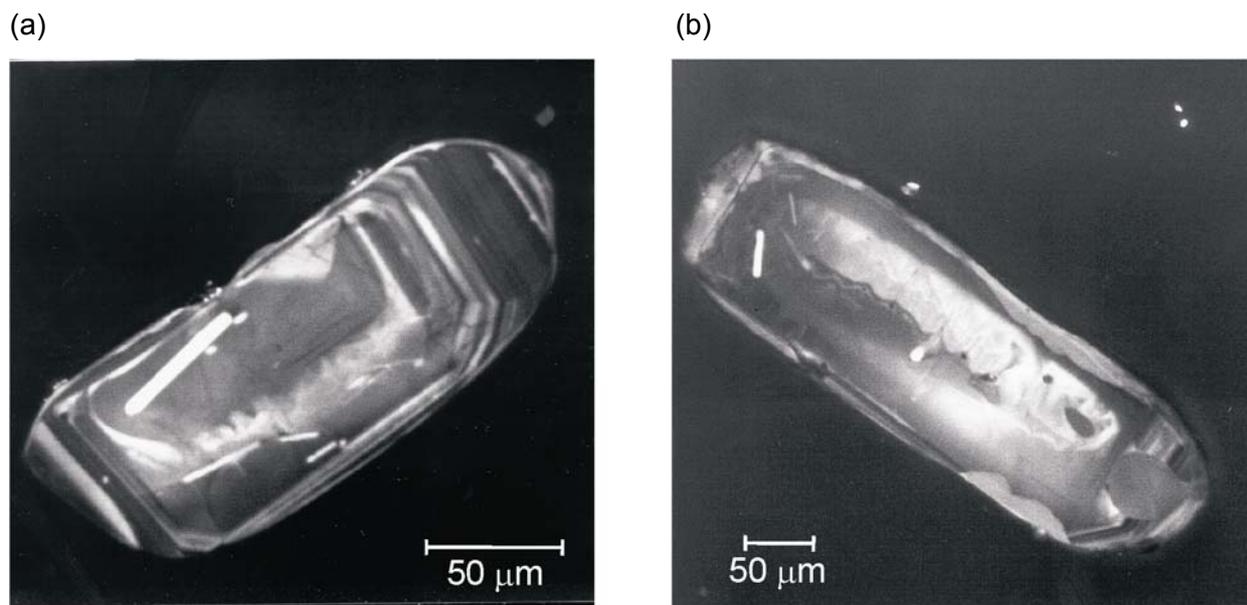


Abb. 6-2: Kathodolumineszenz-Aufnahmen von langprismatischen, kantengerundeten Zirkonen der Probe MS-I 102A. (a) Zirkon mit magmatischer Wachstumszonierung. Bereiche hoher und niedriger Lumineszenz spiegeln den oszillierenden Wechsel von niedrigem und hohem Fremdatomgehalt wider. (b) Zirkon mit skelettförmiger, hoch-lumineszierender Kernzone und einem sekundären, konvex nach innen greifenden Randsaum.

Mylonitgranit, Probe MS-102A

Fraktion	Anzahl/Typ	korrigierte Isotopenverhältnisse			
		$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^1$
102A-1	3 lp	0.842 ± 11	0.101130 ± 91	0.06003 ± 60	1020
102A-2	4 p	0.819 ± 15	0.101481 ± 101	0.05855 ± 88	1381
102A-3	1 lp	0.830 ± 19	0.099830 ± 79	0.06030 ± 120	740
102A-4	3 lp, abr	0.864 ± 16	0.105778 ± 95	0.05927 ± 89	1056
102A-5	4 lp, abr	1.152 ± 46	0.130665 ± 143	0.06392 ± 236	924

Fraktion	U-Pb-Alter [Ma]		
	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$
102A-1	621	620	617 ± 21
102A-2	623	608	550 ± 32
102A-3	613	614	615 ± 44
102A-4	648	633	577 ± 33
102A-5	792	778	739 ± 76

Zirkontypen: lp = langprismatisch, p = prismatisch, abr = abradert.

* = radiogen; 1 = gemessen

$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ -, $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ -, $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ -Verhältnisse berechnet mit PBDAT (Ludwig, 1986),

korrigiert für gewöhnliches initiales Pb vor 600 Ma (Stacey & Kramers, 1975), Pb-Blank (20 pg) und Fraktionierung.

Alle Fehlerangaben in 2σ .

Tab. 6-1: U-Pb-Isotopendaten und Alterswerte (mit 2σ -Fehlern) der Zirkonfraktionen von Probe MS-I 102A; vgl. Anhang D

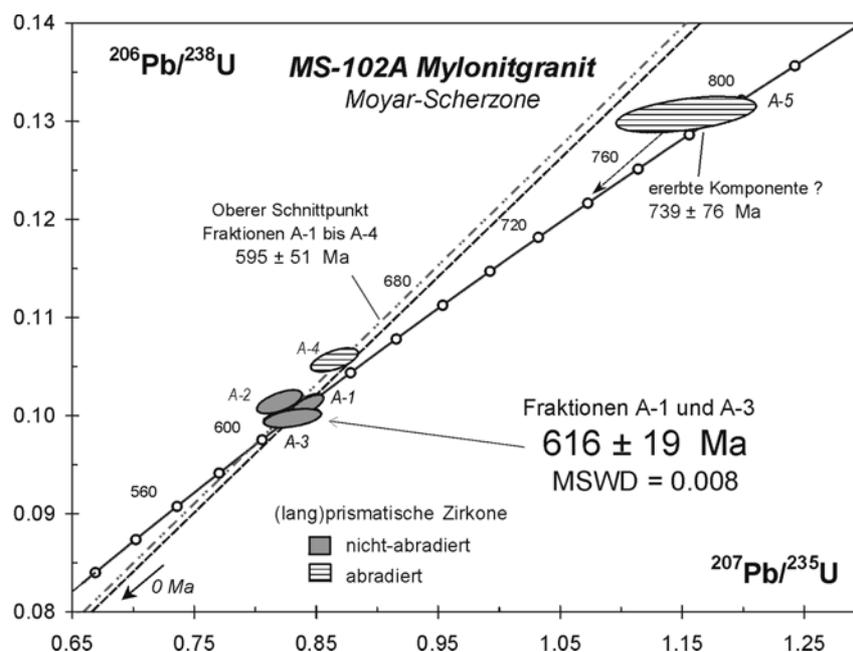


Abb. 6-3: Die Zirkon-Fractionen aus dem Metagranit MS-I 102A im Concordia-Diagramm nach Wetherill (1956).

Die abradierte Fraktion A-4 ist deutlich revers diskordant. Die Fraktionen A-1 bis A-4 spannen eine am Ursprung verankerte Discordia-Linie auf, deren oberer Schnittpunkt bei 595 ± 51 Ma (MSWD = 4.7) liegt und innerhalb des Fehlers mit dem Alterswert von 616 ± 19 Ma übereinstimmt. Eine spätere Beeinflussung des Zirkonsystems, bedingt durch die in Abb. 6-2b sichtbare sekundäre Rekristallisation einer geringmächtigen Randphase, wird nicht dokumentiert.

Es stellt sich die Frage, weshalb die Punkte A-2 (nicht-abradiert) und A-4 (abradiert) über der Concordia zu liegen kommen. Mezger & Krogstad (1997) erklären das Phänomen reverser Diskordanz, das häufiger bei SHRIMP-Zirkon-Analysen (Froude et al., 1983; Williams et al., 1984), aber auch bei Einzelzirkon-Analysen (z.B. Wendt, 1993; O'Brien et al., 1997) auftreten kann, durch zu gering gewählte analytische Fehler. Im vorliegenden Fall erscheint es plausibel, dass die Leaching-Prozedur im Labor selektiven U-Verlust verursachte. Demzufolge liefern die revers diskordanten Datenpunkte der Fraktionen A-2 und A-4 durchaus geologisch sinnvolle $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ -Alter. Die Signifikanz einer Discordia aus den Fraktionen A-1 bis A-4 ist in diesem Fall

allerdings nicht eindeutig, und es ist verlässlicher, den Alterswert von 616 ± 19 Ma zu verwenden, der sich aus den konkordanten Fraktionen A-1 und A-3 ableitet. Dieser Wert repräsentiert den Zeitpunkt der Schließung des U-Pb-Systems in den Zirkonen und wird als Kristallisationsalter des Granits interpretiert.

Ein abweichendes Ergebnis liefert die abradierte Fraktion A-5, deren radiogene U-Pb-Verhältnisse einem $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter von 739 ± 76 Ma entsprechen (Abb. 6-3). Dieses höhere Alter deutet möglicherweise auf eine ererbte Zirkonkomponente aus Xenocrysten hin. Der Datenpunkt A-5 ist allerdings schwach revers diskordant und mit einem hohen $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ -Fehler behaftet, welcher die Aussagekraft des resultierenden Alterswerts stark einschränkt, zumal auch die Kathodolumineszenz-Aufnahmen von Zirkonen dieser Probe keinen eindeutigen Hinweis auf ererbte Kerne liefern.

6.2 Metatonalit MS-I 102C

Der Aufschluß der Lokalität MS-I 102 C befindet sich auf einem Acker nur etwa 10 m südlich von MS-I 102A, ebenfalls am östlichen Ortsende von Moyar. Der als Augengneis vorliegende Metatonalit MS-I 102C und der obig beschriebene Metagranit MS-I 102A verzahnen hier miteinander und sind demnach kogenetisch.

Die Zirkone des Metatonalits haben eine langprismatische oder prismatische Morphologie mit einem Längen/Breiten-Verhältnis von 6:1 bis 2:1 und besitzen angerundete Kanten. Sie sind vorwiegend lachsrosa bis orangefarben, manchmal auch rauchig trüb.

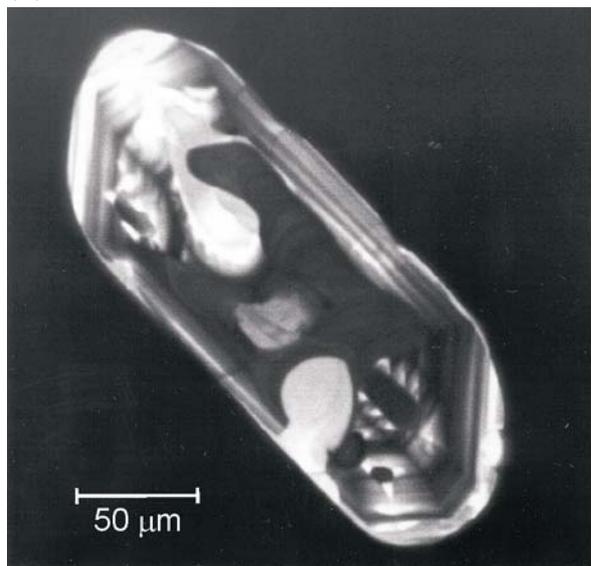
In den Kathodolumineszenz-Aufnahmen (Abb. 6-4) wird die magmatische Zonierung der Kristalle sichtbar. Häufig besitzen die Zirkone nadelförmige, parallel zur c-Achse angeordnete Erz-Einschlüsse im Kern (Abb. 6-4b). Einbuchtungen, die stellenweise die primären Anwachsäume auslöschen, sind einwärts gerichtete Reaktionsfronten. Sie sind mit einer sekundären, homogenen Zirkonphase gefüllt, welche in Abb. 6-4b sehr schwach und in Abb. 6-4a deutlich lumineszierend ist und offenbar eine Spurenelementumverteilung mit sich bringt.

Trotz der Migration im Zirkongitter bleibt die äußere Kristallform erhalten. Diese Reorganisation von Gitterdomänen geht möglicherweise auf eine Wechselwirkung mit aggressiven Fluiden zurück (Schaltegger et al., 1999) und kann mit der magmatischen Kristallisation oder mit der dynamischen Überprägung des Gesteins in Zusammenhang stehen.

U-Pb-Untersuchungen wurden an vier lachs-farbenen, klaren, jeweils gleich großen Zirkon-Fractionen (Kantenlängen 250-400 μm) durchgeführt, die aus drei langprismatischen Körnern (C-3) sowie fünf (C-4), acht (C-5) und sieben (C-7) stark abradierten, ehemals prismatischen Körnern bestanden. Die Ergebnisse sind im Corcordia-Diagramm (Abb. 6-5) und in Tab. 6-2 dargestellt.

Während die $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Verhältnisse der nicht-abradierten Population C-3 wie bei der granitischen Probe um 1000 liegen, zeigen die stark abradierten Kornfraktionen C-4, C-5 und C-6 niedrige $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -Werte um 100. Diese deuten entweder geringere U-Gehalte an, die eine höhere Gewichtung des Blindwertbleis bedingen, oder sind auf eine höhere initiale gewöhnliche Bleikomponente in den Kernzonen der Zirkone zurückzuführen. Hieraus resultieren auch höhere Fehler der Isotopenverhältnisse und der Alter für die abradierte Population.

(a)



(b)



Abb. 6-4: Kathodolumineszenz-Aufnahmen prismatischer, kantengerundeter Zirkone der Probe MS-I 102C. Der magmatische Zonarbau der Kristalle ist von Korrosionsbuchten unterbrochen, die mit rekristallisierter Zirkonphase (a) deutlicher bzw (b) schwacher Lumineszenz gefüllt sind.

Die Datenpunkte C-3, C-4 und C-5 sind im Rahmen des Fehlers konkordant, C-6 ist leicht diskordant. Die $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter der Einzelwerte liegen zwischen 600 und 665 Ma. Alle vier Fraktionen aus dem Metatonalit fallen auf eine im Nullpunkt verankerte Discordia mit dem oberen Schnittpunktalter von 633 ± 23 Ma (MSWD = 0.62), das den Zeitpunkt der Kristallisation des Gesteins fixiert (Abb. 6-5).

6.3 Schlussfolgerungen

6.3.1 Diskussion der Altersdaten

Die U-Pb-Analytik an Zirkonen liefert statistisch äquivalente Kristallisationsalter mit einem gewichteten Mittelwert von 623 ± 15 Ma für den Metagranit MS-I 102A (616 ± 19 Ma) und den Metatonalit MS-I 102C (633 ± 23 Ma).

Die Zirkone aus den beiden syndeformativen Intrusiva definieren gleichzeitig das Alter der Scherbewegung in der MSZ vor etwa 620 Ma. Beide Gesteine intrudierten zur selben Zeit in anatektische Wirtsgesteine, deren metamorphe

Überprägung wiederum durch ein im Rahmen des Fehlers identisches Granatalter von 624 ± 9 Ma (MS-I 155A: vgl. Kap. 7.2.2) belegt ist. Somit ist die Synchronität intrusiver, scherdeformativer und anatektischer Prozesse an der MSZ während panafrikanischer Zeit nachgewiesen. Die angewandten geochronologischen Methoden erlauben es jedoch nicht, auch die Reihenfolge dieser Abläufe aufzulösen, obschon die Strukturverhältnisse zeigen, dass die Granatsprossung im präkinematisch-anatektischen Stadium beginnt und sich synkinematisch fortsetzt.

Die anschließende Abkühlung der Intrusiva und ihrer Wirtsgesteine ist durch Rb-Sr-Biotitalter dokumentiert. Diese liegen korngößenabhängig zwischen 603 ± 15 Ma (Bi 50-80 mesh) für die Wirtsgesteine MS-I 155A und 552 ± 8 Ma (Bi >100 mesh) für den mylonitisierten Granit MS-I 102A (vgl. Kap. 7.2.2).

Abradierte Zirkone aus dem Metagranit MS-I 102A liefern einen unsicheren Hinweis auf die Beimengung einer ererbten Zirkonkomponente spätproterozoischen Alters (um 740 Ma). Die Nd-Modellalter der Intrusiva hingegen geben eine mittlere Krustenverweildauer des Protolithmaterials von etwa 1.8 Ga an, die bei Annahme

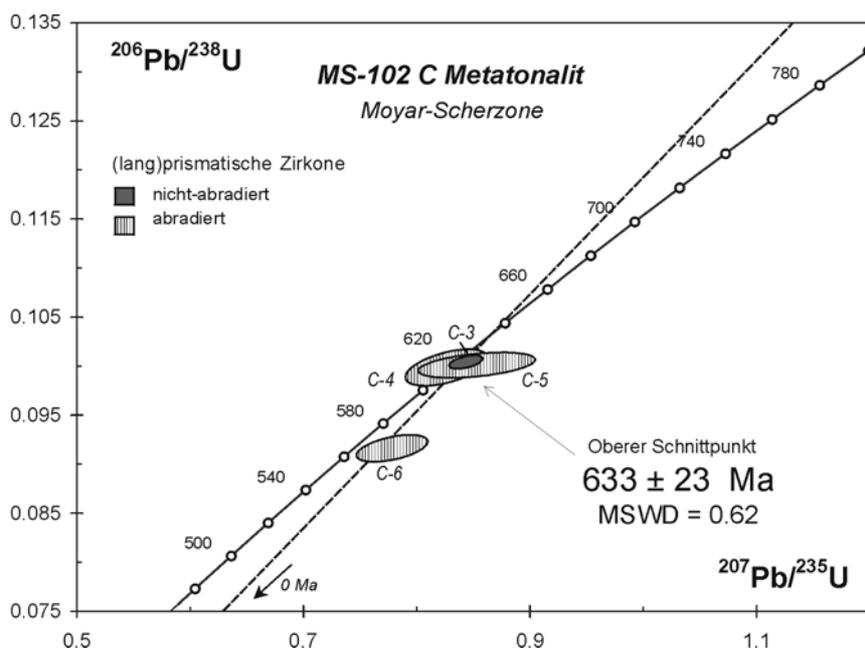


Abb. 6-5: Die Zirkon-Fractionen (C-1 bis -4) aus dem Metatonalit MS-I 102C, dargestellt im Concordia-Diagramm nach Wetherill (1956).

einer Durchmischung mit panafrikanischem Krustenmaterial den Anteil einer Kruste mindestens mittelproterozoischen Alters erfordert. Der aus den Nd-Modellaltern abgeleitete Verdacht auf Zirkonerne aus einer solchen Kruste bestätigt sich jedoch nicht. Falls ältere Zirkone im Magma vorhanden waren, wurden sie vollkommen resorbiert.

6.3.2 Verhalten der Zirkone unter Scherdeformation

In der Literatur finden sich nur wenige Beispiele, die das Verhalten von Zirkonen unter Scherdeformation behandeln:

Sinha & Glover (1973) und Wayne & Shina (1988) beobachteten in amphibolitfaziellen Gesteinen der Brevard-Fault-Zone North-Carolinas eine deformationsbedingte Rückstellung des U-Pb-Systems in Zirkonen. Zirkone aus Myloniten sind im Vergleich zu Mineralen vom

Rand der Scherzone U-angereichert und zeigen unregelmäßige Überwachungen sowie Rekrystallisation, die bei Ultramyloniten zur vollständigen Auslöschung einer magmatischen Wachstumszonierung führt. Dagegen berichten Lancelot et al. (1983) von Zirkonen panafrikanischer Mylonite auf Mali, die unter amphibolitfazieller Scherdeformation korrodiert und in Bruchstücke zerlegt wurden, aber keine Öffnung des U-Pb-Systems zeigen. Bickford et al. (1981) und Chase et al. (1983) untersuchten Zirkone aus gescherten Intrusiva im Idaho-Batholith, bei denen die Mylonitisierung ebenfalls keinen Effekt auf den Konkordanzgrad der U-Pb-Zirkonalter hatte.

Die Datenpunkte der in diesem Kapitel vorgestellten Zirkonanalysen an Intrusiva der MSZ liefern zumeist konkordante Alterswerte und zeigen keine Störung des U-Pb-Systems durch scherdeformative Überprägung an. Eine der insgesamt neun Zirkonfraktionen ist normal diskordant und weist auf rezente Bleiverlust hin.

Metatonalit, Probe MS-102C

korrigierte Isotopenverhältnisse					
Fraktion	Anzahl/Typ	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}^1$
102C-3	3 lp	0.8428 ± 12	0.100524 ± 60	0.06081 ± 77	938
102C-4	5 p,abr	0.8258 ± 29	0.09997 ± 150	0.05991 ± 186	130
102C-5	8 p,abr	0.8532 ± 42	0.100229 ± 110	0.06174 ± 290	135
102C-6	7 p,abr	0.7772 ± 26	0.09172 ± 110	0.06146 ± 178	96

U-Pb-Alter [Ma]			
Fraktion	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$
102C-3	618	621	632 ± 27
102C-4	614	611	600 ± 67
102C-5	616	626	665 ± 100
102C-6	566	584	655 ± 63

Zirkontypen: lp = langprismatisch, p = prismatisch, abr = abradiert. * = radiogen; 1 = gemessen
 $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ -, $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ -, $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ -Verhältnisse berechnet mit PBDAT (Ludwig, 1986),
 korrigiert für gewöhnliches initiales Pb vor 600 Ma (Stacey & Kramers, 1975), Pb-Blank (20 pg) und Fraktionierung.
 Alle Fehlerangaben in 2σ .

Tab. 6-2: U-Pb-Isotopendaten und Alterswerte (mit 2σ -Fehlern) der Zirkonfraktionen von Probe MS-I 102C; vgl. Anhang D

Die aus den Geländebefunden geforderte synkinematische Natur beider Intrusiva und die Anatexis der benachbarten Gneise legen nahe, dass die Zirkonminerale während der Durchbewegung, die die Gesteine erfasste, hohen Temperaturbedingungen unterlagen. Dieses Szenario wird durch die weitgehende Konkordanz der Daten belegt. Temperaturen von über $>600^{\circ}\text{C}$ erlauben es, gegebenenfalls durch Scherung erzwungene Gitterschäden wieder auszuheilen. Die in Kathodolumineszenz-Bildern (Abb. 6.-2 und 6-5) beobachteten Rekrystallisationsdomänen der untersuchten Zirkone, die vermutlich auf Korrosion unter Scherstress zurückgehen, bildeten sich in schneller Folge an die primär-magmatische Zirkonkristallisation. Eine sekundäre Störung des U-Pb-Systems durch solche Rekrystallisation liegt folglich innerhalb des Altersfehlers und bleibt mit den angewandten Methoden geochronologisch unsichtbar.

Von regionaler Signifikanz ist der Befund von Buhl (1987), der Zirkone aus reliktschen MSZ-Granuliten untersuchte, die aus dem nur 10 km entfernten Masinagudi-Steinbruch (MS-I 2) stammen. Diese Zirkone liefern ein oberes Schnittpunktalter von $2480 \pm 25/-24 \text{ Ma}^{11}$, das Buhl (1987) zufolge nahe am Alter der granulitfaziellen Metamorphose liegt. Die Minerale sind im Vergleich zu untersuchten Äquivalenten außerhalb der MSZ an Pb und U verarmt. Dies führt Buhl (1987) auf im Kathodolumineszenz-Bild sichtbare, verheilte Fissuren zurück, die in den Zirkonen unter Stress-Einwirkung an der MSZ entstanden und die Pb- bzw. U-Diffusion förderten.

Das Verhalten der Zirkone unter Scherdeformation ist also variabel. Die entscheidene Rolle bei der Reaktion des U-Pb-Systems auf dynamische Überprägung spielen anzunehmenderweise die Anwesenheit aggressiver Fluide und der Erhaltungszustand der Zirkone. Auch im vorliegenden Beispiel aus hochgradig deformierten Gesteinen zeigt sich das für rein thermische Prozesse bekannte Phänomen:

das U-Pb-System pristiner Zirkone bleibt unter hohen Temperaturen geschlossen (diese Arbeit), während es in alterierten Zirkonen empfindlich auf Störeinflüsse reagiert (Buhl, 1987).

¹¹ Das entsprechende untere Schnittpunktalter wird in der Arbeit von Buhl (1987) nicht angegeben.

7. Ergebnisse und Diskussion der Sm-Nd- und Rb-Sr-Isotopenuntersuchungen

In diesem Kapitel werden die Ergebnisse der Sm-Nd- und Rb-Sr-Isotopenanalysen an Gesteinen und Mineralen vorgestellt. Kap. 7.1 gibt einen Überblick über die untersuchten Proben. Die resultierenden geochronologischen Alter werden für die Teilabschnitte des Cauvery-Scherzonen-Systems (Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzone; Kap. 7.2 bis 7.4) und für die Kollegal-Scherzone (Kap. 7.5) einzeln diskutiert. Ausgenommen sind Rb-Sr-Analysen an Hornblenden, die in Kap. 7.6 gesondert besprochen werden. Aussagen zur Petrogenese der Gesteine im Cauvery-Scherzonen-System und an der Kollegal-Scherzone, die auf Nd-Modellaltern und auf der Korrelation der Nd- und Sr-Isotopenentwicklung beruhen, sind in den Kap. 7.7 und 7.8 erläutert. Kap. 7.9 behandelt eine Kleinbereichsstudie an einer strukturegebundenen Bleichungsfront, die am Rand der Bhavani-Scherzone auftritt. Unter Kap. 7.10 schließt sich eine Synthese der Ergebnisse an.

Überlegungen zur tektonometamorphen Entwicklung des Cauvery-Scherzonen-Systems sowie zur geotektonischen Entwicklung Südindiens als Teil Ostgondwanas, die auf den gewonnenen Ergebnissen beruhen, werden abschließend in Kap. 8 vorgestellt.

7.1 Vorbemerkungen zur Datenbasis

Die Ergebnisse der Sm-Nd- und Rb-Sr-Gesamtgesteins-, Mineral- und Kleinbereichsanalysen sind in den Tab. 7-1, 7-2 und 7-5 aufgelistet. Anhang E und F enthalten die Einwaage- und Messdaten aller untersuchten Proben.

Die Kalkulation der geochronologischen Alter erfolgte mit dem Programm ISOPLOT/EX 2.01 (Ludwig, 1999) unter Verwendung modifizierter Algorithmen von York (1969). Sämtliche Mineralalter, einschließlich der in Kap. 6 diskutierten U-Pb-Zirkonalter, sind in Tab. 7-3

zusammengestellt. Die angegebenen Altersfehler geben stets das 95%-Vertrauensintervall wieder.

7.1.1 Gesamtgesteine

Im Rahmen dieser Studie wurden 25 Gesteinsproben aus verschiedenen Lithologien der Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzonen (CSS) sowie zwei Gesteine aus der Kollegal-Scherzone isotopengeochemisch bearbeitet. Die Analysewerte von acht weiteren Gesamtgesteinsproben aus der Palghat-Scherzone wurden von Prof. H. Köhler zur Verfügung gestellt (mit * gekennzeichnete Proben PS-I 24-33A)¹².

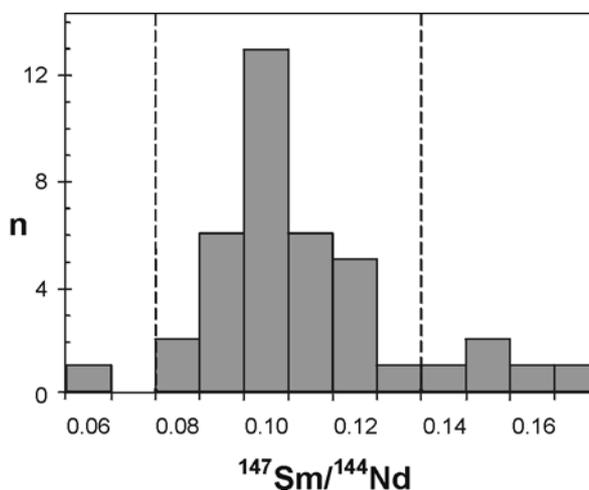


Abb. 7-1: Die Verteilung der $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse der Gesteinsproben

Die Nd-Konzentrationen der Gesamtgesteine streuen zwischen 8.9 und 116 ppm, ihre Sm-Gehalte liegen im Bereich von 1.6 bis 19.5 ppm. Die gemessenen $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse schwanken zwischen 0.51053 ($\epsilon_{\text{Nd}} -41.2$) und 0.51223 ($\epsilon_{\text{Nd}} -7.9$), wobei der Großteil in der Spanne 0.5107 bis 0.5115 ($\epsilon_{\text{Nd}} -38.8$ bis -21.9) liegt. Die entsprechenden $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse der Proben variieren zwischen 0.06 und 0.17 (Abb. 7-1). Das korrespondierend niedrige $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - (0.06) und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Ver-

¹² In der folgenden Auswertung erfolgt zudem ein Vergleich mit Gesamtgesteinsproben von Deters-Umlauf (1997) (mit * gekennzeichnete Proben 2E/G und 12A/B).

hältnis (0.5105) eines Metagranits (BS-I 12K) deutet auf eine im Gestein enthaltene Nd-Phase (Monazit?) hin (s. Kap. 5.3.4). Hohe $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse sind bei mafischen Gesteinen durch die geringe primäre Elementfraktionierung bedingt; bei hoch differenzierten Gesteinen müssen metamorphe Fraktionierungsprozesse in Betracht gezogen werden (s. Kap. 7.2.4.2). Etwa 80 % der Proben zeigen jedoch für krustale Gesteine typische $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse zwischen 0.08 und 0.14 (Abb. 7-1). Sie ergeben einen Mittelwert von 0.11 ± 0.1 (1σ). Dieser entspricht nach McLennan & Hemming (1992) dem mittleren Isotopenverhältnis der kontinentalen Kruste.

Die Sr-Konzentrationen der Gesteine liegen zwischen 117 und 685 ppm. Ausnahmen bilden ein Quarzit (BS-I 180) mit 5.7 ppm Sr und ein Gnt-Plag-Px-Granulit (BS-I 17C) mit 1353 ppm Sr. Die abweichenden Sr-Gehalte dieser Proben spiegeln im einen Fall das Fehlen und im anderen den hohen Anteil der Plagioklaskomponente wider, die als bevorzugtes Trägermineral von Sr gilt.

Die Rb-Gehalte der Gesteine variieren zwischen <1 ppm und 174 ppm, ihre $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Verhältnisse liegen vorwiegend im Bereich 0.01-0.9. Nur einige Proben mit saurem Chemismus (MS-I 102A/102E; BS-I 12K, BS-I 180, PS-I 171A) erreichen $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Verhältnisse > 1 und korrespondierend hohe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse (0.722 - 0.757). Auffallend Rb-arm (unter 10 ppm) bei niedrigen $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ -Verhältnissen (<0.1) sind die intermediären, teils rehydratisierten Granulite aus der Moyar-Scherzone (MS-I 2/135) und aus der nordöstlichen Bhavani-Scherzone (BS-I 122). Bedingt durch den entsprechend geringen radiogenen Sr-Anteil zeigen diese Gesteine niedrige $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse zwischen 0.7022 und 0.7033.

Da Gesteine unterschiedlicher Lithologie bearbeitet wurden, sind bei der Gesamtauswertung der Gesteinsanalysen über das Sm-Nd-Isochronendiagramm (Abb. 7-2) kaum Korrelationen höherer Ordnung zu erwarten. So streuen die Sm-Nd-Daten aus den Scherzonen denn auch erheblich im Vergleich zu den zwischen Moyar- und Bhavani-Scherzone exponierten Nilgiri-

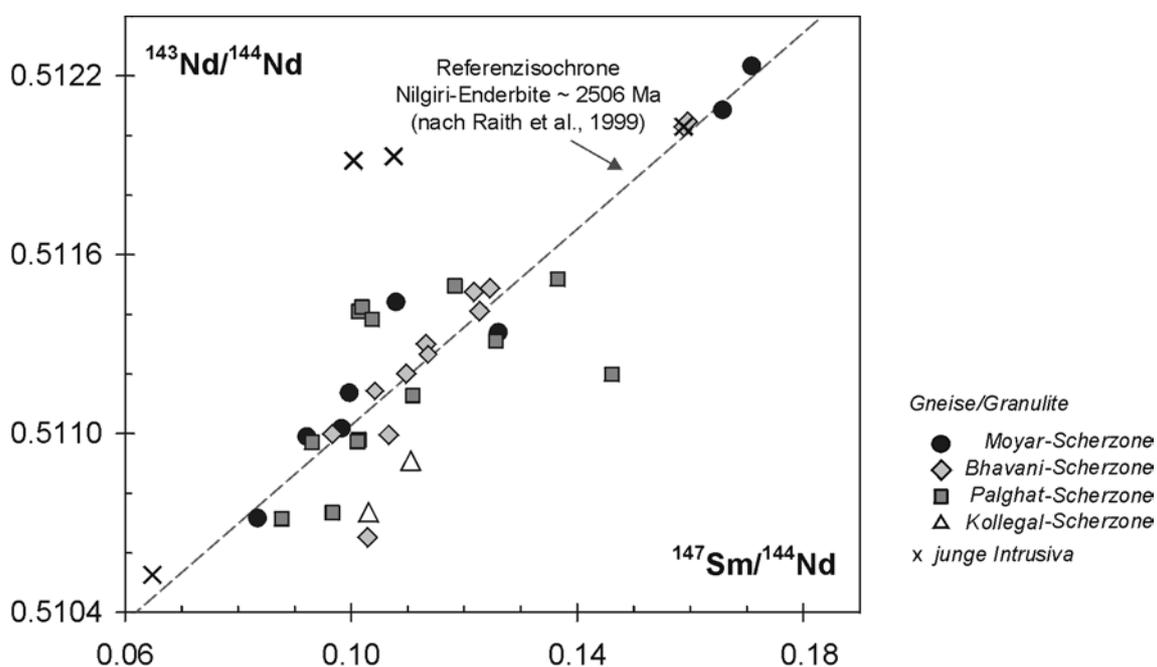


Abb. 7-2: Ergebnisse der Sm-Nd-Gesamtgesteinsanalysen im $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramm

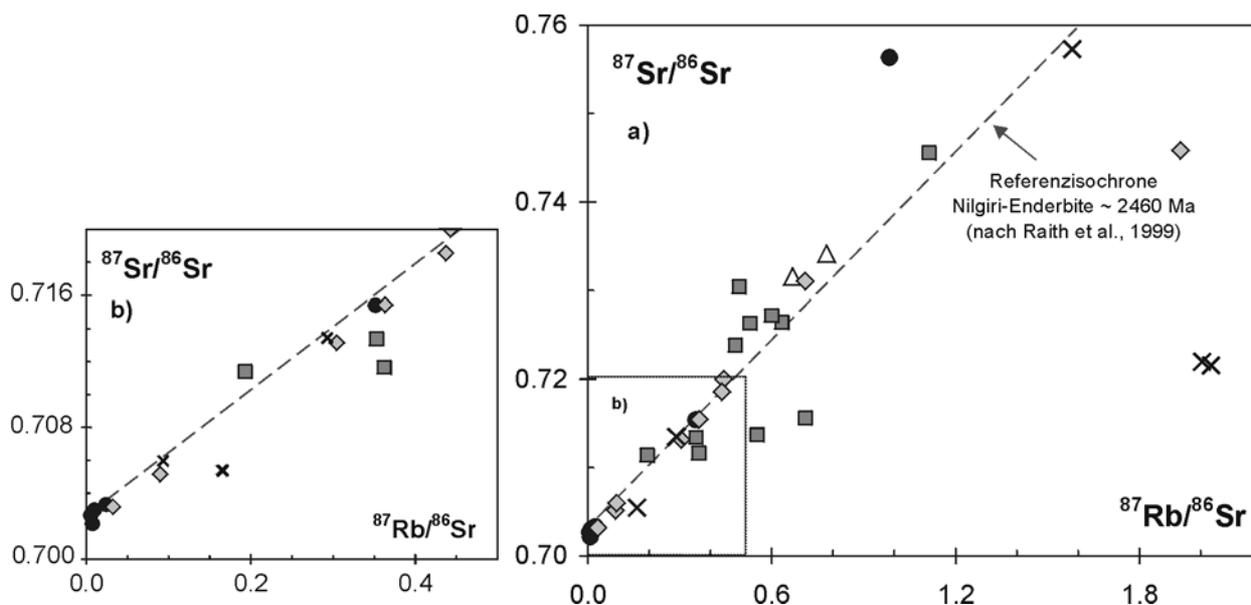


Abb. 7-3: Ergebnisse der Rb-Sr-Gesamtgesteinsanalysen im $^{87}\text{Rb}/^{87}\text{Sr}$ - vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm. Symbole siehe Abb. 7-2.

Enderbiten. Die Nilgiri-Enderbite definieren nach Raith et al. (1999) eine Regressionsgerade von 2506 ± 70 Ma (MSWD = 2.6), die in Abb. 7-2 als 'Referenzisochrone' eingetragen ist.

Ebenso deutlich ist die Streuung der Datenpunkte im Rb-Sr-Isochronendiagramm (Abb. 7-3). Auch hier ist als Bezugslinie die Regressionsgerade für die Nilgiri-Enderbite (2460 ± 81 Ma, MSWD = 26.59) nach Raith et al. (1999) eingetragen.

Die Auswertung der Sm-Nd- bzw. Rb-Sr-Gesamtgesteinsisotopie in den einzelnen Scherzonen sei hier nicht vorweggenommen. Sie erfolgt in den Kap 7.2 bis 7.4.

7.1.2 Minerale

Insgesamt wurden 30 Sm-Nd-Mineralanalysen an Granat-, Hornblende-, Plagioklas und Kalifeldspatfraktionen durchgeführt. Zudem erfolgten 23 Rb-Sr-Mineralanalysen an Biotit, Muskovit, Kalifeldspat und Hornblende. Mögliche isotopische Ungleichgewichtszustände oder ererbte Komponenten in Mineralen wurden über Mehrfachaufschlüsse kontrolliert. Die Mehrfachanalyse bei unterschiedlicher Vorbehandlung der Probe kann auch Aufschluß darüber geben, ob

die Isotopenverhältnisse von Granat durch submikroskopische Einschlussminerale, die das Sm-Nd-Budget des Wirtminerals kontrollieren können, beeinflusst werden (s. Kap. 5.3.1).

- Die untersuchten Granate besitzen Sm-Gehalte von 1.00 bis 8.77 ppm und Nd-Gehalte von 1.00 bis 8.30 ppm; ihre $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse liegen zwischen 0.12 und 4.50.
- An Plagioklasen wurden niedrige $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse zwischen 0.059 und 0.084 sowie Elementkonzentrationen von 0.23 bis 0.87 ppm Sm und 1.62 bis 8.81 ppm Nd gemessen.
- In Hornblenden variieren die $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse im Bereich 0.1262 bis 0.1904; die Konzentrationen betragen 1.62 bis 10.72 ppm Sm und 7.75 bis 49 ppm Nd. Die Amphibole weisen Rb-Gehalte zwischen 0.06 und 6.0 ppm, Sr-Konzentrationen um 20 bis 48 ppm und $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse zwischen 0.01 und 0.5 auf.
- Ein Kalifeldspat aus einem Pegmatit (BS-I 104B) mit 0.15 ppm Sm, 0.17 ppm Nd, 155 ppm Rb und 104 ppm Sr zeigt ein hohes $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0.513 sowie ein $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 4.5.

- Biotit und Muskovit besitzen üblicherweise Rb-Gehalte zwischen 150 bis 1300 ppm, Sr-Gehalte < 30 ppm und $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnisse im Bereich von 100 bis 1000. Eine Ausnahme bilden Rb-verarmte Gesteine

(Proben MS-I 2B/E und BS-I 124A/180), die entsprechend Rb-arme Glimmer mit niedrigem $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \leq 12$ führen.

Sm-Nd-Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen - Gesteine und Minerale

Probe	Gestein	Typ	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1\sigma$	$2\sigma_m$	ϵ_{Nd}	ϵ_{Nd}	ϵ_{Nd}
									heute	-600Ma	-2500Ma
Moyar Scherzone											
MS-I 2B	Bi-Hbl-Gneis	WR	10.6	1.6	0.0921	0.510990	± 33	9	-32.15	-24.16	1.49
MS-I 2B		Gnt-1	4.82	1.00	0.1255	0.511123	± 63	16			
MS-I 2B		Gnt-2	5.70	1.10	0.1166	0.511092	± 88	24			
MS-I 2B		Hbl	17.9	-	-	0.511238	± 74	19			
MS-I 2C	Gnt-Plag-Px-Granulit	WR	9.94	2.72	0.1657	0.512086	± 23	6	-10.77	-8.40	-0.81
MS-I 2C		Gnt	2.32	3.20	0.8364	0.52249	± 15	7			
MS-I 2C		Hbl	24.7	-	-	0.512051	± 69	19			
MS I-2E°	Bi-Hbl-Gneis	WR	18.8	2.60	0.0834	0.510717	± 32	9	-37.47	-28.83	-1.05
MS I-2G°	Bi-Hbl-Gneis	WR	50.9	9.09	0.1079	0.511442	± 61	18	-23.33	-16.54	
MS-I 102A	Mylonitgranit	WR	40.2	7.15	0.1075	0.511929	± 34	11	-13.82	-6.99	
MS-I 102C	Metatonalit	WR-1	57.7	11.3	0.1180	0.511913	± 48	13	-14.15	-8.12	
MS-I 102C		WR-2	58.2	11.3	0.1174	0.511916	± 31	8	-14.08	-8.00	
MS-I 102E	Mylonitgranit	WR	45.7	7.59	0.1004	0.511916	± 38	10	-14.09	-6.72	
MS-I 135A	Hbl-Gneis	WR	17.7	3.68	0.1260	0.511340	± 86	25	-25.32	-19.92	-2.60
MS-I 135A		Hbl	34.1	8.87	0.1570	0.511563	± 36	10			
MS-I 135A		Plag	1.62	0.23	0.0843	0.51121	± 22	5			
MS-I 135B	Hbl-Gneis	WR	13.1	3.70	0.1713	0.512176	± 50	13	-9.01	-7.08	-0.86
MS-I 135B		Gnt-1	1.11	1.13	0.6183	0.514450	± 53	20			
MS-I 135B		Gnt-2	1.00	1.10	0.6667	0.51445	± 28	10			
MS-I 135B		Hbl	25.6	8.07	0.1904	0.512126	± 93	24			
MS-I 155A	Gnt-Bi-Gneismylonit	WR	18.8	3.06	0.0983	0.511018	± 24	6	-31.60	-24.09	0.04
MS-I 155A		Gnt	3.70	4.72	0.7716	0.513769	± 38	10			
MS-I 166A	Gnt-Bi-Gneismylonit	WR-1	46.1	7.60	0.0996	0.511137	± 42	11	-29.28	-21.87	1.94
MS-I 166A		WR-2	0.00	0.00	-	0.511121	± 35	9			
MS-I 166A		Gnt	2.64	7.13	1.6331	0.517073	± 56	15			
Bhavani-Scherzone											
<i>Westteil (Region Mettupalaiyam - Coimbatore)</i>											
BS-I 12A°	Bi-Hbl-Gneis	WR	21.0	3.62	0.1042	0.511143	± 32	8	-29.16	-22.10	0.59
BS-I 12B°	Bi-Hbl-Gneis	WR	19.9	3.75	0.1136	0.511266	± 27	9	-26.76	-20.42	-0.04
BS-I 12K	Mylonitgranit	WR	47.6	5.11	0.0648	0.510526	± 56	15	-41.21	-31.14	1.21
BS-I 12L	Bi-Hbl-Gneis	WR	28.2	5.73	0.1227	0.511411	± 42	11	-23.94	-18.30	-0.15
BS-I 104A	Bi-Hbl-Gneis	WR	14.6	2.33	0.0966	0.510999	± 56	15	-31.98	-24.34	0.20
BS-I 104A		Hbl-1	8.78	1.93	0.1326	0.511226	± 79	25			
BS-I 104A		Hbl-2	7.75	1.62	0.1262	0.511181	± 43	11			
BS-I 104B	Pegmatit	Gnt	1.03	7.67	4.5044	0.52593	± 23	10			
BS-I 104B		Bi	0.75	-	-	0.51264	± 12	3			
BS-I 104B		Kfsp	0.17	0.15	0.5126	0.51251	± 20	13			
BS-I 105 A	Charno-Enderbit	WR	30.0	5.29	0.1066	0.510995	± 35	9	-32.04	-25.17	-3.10
BS-I 105 A		Gnt-1	8.30	6.82	0.4972	0.515352	± 65	19			
BS-I 105 A		Gnt-2	6.55	6.61	0.6103	0.516723	± 44	11			
BS-I 105 A		Gnt-3	3.51	6.17	1.0665	0.52176	± 22	6			
BS-I 105B	Dolerit	WR	8.87	2.33	0.1588	0.512029	± 48	14	-11.87	-8.98	0.30

Abkürzungen: WR - Gesamtgestein, Gnt - Granat, Hbl - Hornblende, Plag - Plagioklas, Kfsp - Kalifeldspat.

Mit * gekennzeichnete Daten von H. Köhler zur Verfügung gestellt; ° Vergleichsdaten aus der Diplomarbeit Deters-Umlauf (1997).

Tab. 7-1: Sm-Nd-Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen der untersuchten Gesteine und Minerale. Mehrfachaufschlüsse von Gesamtgesteinsaliquoten und Mineralfraktionen sind mit römischen Ziffern (z.B. WR-1, WR-2) bezeichnet. Zur Vorbehandlung der Mineralfraktionen siehe Tab. 9-1.

Sm-Nd-Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen - Gesteine und Minerale (Fortsetzung)

Probe	Gestein	Typ	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1\sigma$	$2\sigma_m$	ϵ_{Nd}	ϵ_{Nd}	ϵ_{Nd}
									heute	-600Ma	-2500Ma
Bhavani-Scherzone											
<i>Ostteil (Bhavanisagar Region)</i>											
BS-I 16*	Gnt-Sill-Gneis	WR	11.7	3.08	0.1595	0.512046	± 35	9	-11.5	-8.71	0.42
		Gnt	3.69	5.99	0.9829	0.518599	± 60	17			
BS-I 17C	Gnt-Plag-Px-Granulit	WR	32.9	5.98	0.1097	0.511201	± 57	15	-28.04	-21.40	-0.07
BS-I 17C		Gnt-1	5.79	8.77	0.9169	0.519814	± 62	17			
BS-I 17C		Gnt-2	7.26	5.78	0.4819	0.516914	± 52	14			
BS-I 17C		Plag	8.81	0.87	0.0594	0.51082	± 21	6			
BS-I 124A	Gnt-Bi-Gneismylonit	WR	12.0	2.25	0.1132	0.511301	± 68	18	-26.09	-19.72	0.75
BS-I 124A		Gnt	4.02	5.24	0.7880	0.514513	± 44	13			
BS-I 124C	Enderbit	WR	17.1	3.53	0.1246	0.511488	± 43	11	-22.44	-16.93	0.77
BS-I 122D	Enderbit	WR	16.8	3.39	0.1217	0.511475	± 94	25	-22.69	-16.96	1.44
BS-I 122D		Gnt	4.25	5.40	0.7699	0.516907	± 56	15			
BS-I 122D		Plag	3.68	0.45	0.0733	0.511086	± 74	20			
BS-I 122D		Hbl	49.0	10.7	0.1323	0.511549	± 77	21			
BS-I 180	Quarzit	WR-1	11.2	1.90	0.1029	0.510651	± 38	10	-38.75	-31.61	-8.65
BS-I 180		WR-3	10.5	1.77	0.1024	0.510655	± 27	8	-38.67	-31.49	-8.42
BS-I 180		Gnt	4.23	1.42	0.2029	0.511381	± 72	15			
Palghat-Scherzone											
PS-I 24*	Hbl-Bi-Gneis	WR	26.1	3.78	0.0877	0.510714	± 35	9	-37.53	-29.22	-2.50
PS-I 26*	Hbl-Bi-Gneis	WR	20.9	3.34	0.0967	0.510735	± 83	22	-37.12	-29.50	-5.00
PS-I 27*	Hbl-Bi-Gneis	WR	48.0	9.98	0.1256	0.511311	± 48	14	-25.89	-20.46	-3.04
PS-I 28A*	Hbl-Bi-Gneis	WR	100	18.4	0.1109	0.511127	± 32	8	-29.47	-22.93	-1.90
PS-I 28B*	Hbl-Bi-Gneis	WR	11.7	1.81	0.0931	0.510971	± 27	7	-32.52	-24.61	0.80
PS-I 28C*	Hbl-Bi-Gneis	WR	38.2	6.39	0.1011	0.510973	± 27	7	-32.48	-25.18	-1.75
PS-I 32*	Bi-Hbl-Gneismylonit	WR	116	19.5	0.1019	0.51143	± 15	5	-23.66	-16.42	6.87
PS-I 33A*	Bi-Gneismylonit	WR	102	17.5	0.1037	0.51138	± 13	3	-24.48	-17.37	5.46
PS-I 33B	Amphibolit	WR	38.8	7.61	0.1183	0.511496	± 22	8	-22.28	-16.29	2.94
PS-I 114A	Granodiorit	WR	56.5	9.48	0.1013	0.510980	± 22	7	-32.34	-25.06	-1.69
PS-I 116B	Bi-Gneis	WR	92.5	15.5	0.1014	0.511410	± 20	6	-23.96	-16.67	6.74
PS-I 118A	Chamo-Enderbit	WR	61.2	13.8	0.1366	0.511518	± 30	10	-21.85	-17.26	-2.52
PS-I 171A	Gnt-Bi-Gneis	WR	12.3	2.98	0.1461	0.511199	± 93	25	-28.08	-24.24	-11.89
PS-I 171A		Gnt	4.47	6.53	0.8832	0.513714	± 50	13			
Kollegal-Scherzone (DC)											
DC-I 150B	Granitgneis	WR	10.2	1.86	0.1105	0.510909	± 38	10	-33.73	-27.17	-6.06
DC-I 150B		Gnt	2.50	3.35	0.8111	0.521935	± 79	26			
DC-I 154B	Granitgneis	WR	25.9	4.42	0.1031	0.510736	± 20	7	-37.09	-29.96	-7.03

Abkürzungen: WR - Gesamtgestein, Gnt - Granat, Hbl - Hornblende, Plag - Plagioklas, Kfsp - Kalifeldspat.

Mit * gekennzeichnete Daten von H. Köhler zur Verfügung gestellt; ° Vergleichsdaten aus der Diplomarbeit Deters-Umlauf (1997).

Tab. 7-1 (Fortsetzung): Sm-Nd-Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen der untersuchten Gesteine und Minerale.

Rb-Sr-Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen - Gesteine und Minerale

Probe	Gestein	Typ	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma$	$2\sigma_m$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
			[ppm]	[ppm]					-600 Ma	-2500Ma
Moyar Scherzone										
MS-I 2B	Bi-Hbl-Gneis	WR	1.11	630	0.0051	0.702665	± 52	14	0.702621	0.702481
MS-I 2B		Bi	20.4	4.84	12.30	0.804823	± 102	27		
MS-I 2B		Hbl	0.43	48.4	0.0258	0.702390	± 72	19		
MS-I 2C	Gnt-Plag-Px-Granulit	WR	0.60	238	0.0073	0.702154	± 45	12	0.702092	0.701891
MS-I 2C		Hbl	0.06	19.8	0.0083	0.701898	± 95	25		
MS-I 2E°	Bi-Hbl-Gneis	WR	4.69	575	0.0236	0.703319	± 57	18	0.703117	0.702466
MS-I 2E°		Mu	20.8	218	0.2749	0.705449	± 90	24		
MS-I 102A	Mylonitgranit	WR	82.3	119	2.005	0.721951	± 50	13	0.704799	
MS-I 102A		Bi-1	583	7.09	290.9	2.97385	± 16	4		
MS-I 102A		Bi-2	534	8.50	211.5	2.38090	± 13	3		
MS-I 102A		Bi-3	567	7.62	258.0	2.74076	± 14	4		
MS-I 102C	Metatonalit	WR-1	39.0	685	0.1647	0.705385	± 62	16	0.703976	
MS-I 102C		WR-2	39.3	685	0.1661	0.705383	± 68	18	0.703962	
MS-I 102E	Mylonitgranit	WR	82.6	118	2.034	0.721551	± 84	12	0.704151	
MS-I 135A	Hbl-Gneis	WR	1.46	439	0.0096	0.702986	± 52	14	0.702904	0.702639
MS-I 135B	Hbl-Gneis	WR	-	357	-	0.703838	± 132	21		
MS-I 155A	Gnt-Bi-Gneismylonit	WR	42.6	352	0.3513	0.715406	± 59	15	0.712400	0.702712
MS-I 155A		Bi	221	7.28	94.87	1.52767	± 22	6		
MS-I 166A	Gnt-Bi-Gneismylonit	WR-1	42.4	125	0.9839	0.756345	± 69	18	0.747926	0.720789
MS-I 166A		WR-2	-	-	-	0.756380	± 97	14		
MS-I 166A		Bi	346	12.1	88.41	1.42899	± 42	11		
Bhavani-Scherzone										
<i>Westteil (Region Mettupalaiyam - Coimbatore)</i>										
BS-I 12A°	Bi-Hbl-Gneis	WR	65.4	522	0.363	0.715433	± 47	13	0.712328	0.702319
BS-I 12B°	Bi-Hbl-Gneis	WR	55.1	523	0.304	0.713152	± 47	13	0.710547	0.702148
BS-I 12K	Mylonitgranit	WR	174	320	1.581	0.757270	± 88	23	0.743746	0.700150
BS-I 12K		Bi	890	4.29	1021.7	7.88932	± 41	11		
BS-I 12L	Bi-Hbl-Gneis	WR	77.2	512	0.4369	0.718560	± 49	13	0.714822	0.702771
BS-I 12L		Bi	378	3.70	373.4	3.42048	± 22	6		
BS-I 104A	Bi-Hbl-Gneis	WR	86.9	569	0.4427	0.719983	± 64	17	0.716195	0.703985
BS-I 104A		Bi	522	2.61	982.3	7.80408	± 92	24		
BS-I 104A		Hbl	6.03	35.3	0.4950	0.719644	± 59	16		
BS-I 104A		Hbl	5.46	33.0	0.4795	0.719227	± 98	26		
BS-I 104B	Pegmatit	Mu	896	8.14	410.1	3.65894	± 36	10		
BS-I 104B		Bi	1296	7.68	731.7	5.80247	± 33	9		
BS-I 104B		Kfsp	447	134	9.721	0.784285	± 70	18		
BS-I 105 A	Charno-Enderbit	WR	75.5	309	0.7089	0.731043	± 64	17	0.724977	0.705425
BS-I 105 A		Bi	414	3.60	435.8	3.87726	± 55	14		
BS-I 105B	Dolerit	WR	7.20	223	0.0934	0.705964	± 58	15	0.705165	0.702590

Abkürzungen: WR - Gesamtgestein, Bi - Biotit, Mu - Muskovit, Hbl - Hornblende, Kfsp - Kalifeldspat.

Mit * gekennzeichnete Daten von H. Köhler zur Verfügung gestellt; ° Vergleichsdaten von Deters-Umlauf (1997).

Tab. 7-2: Rb-Sr-Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen der Gesamtgesteine und Minerale.

Mehrfachaufschlüsse von Gesamtgesteinsaliquoten und Mineralfraktionen sind mit römischen Ziffern (z.B. WR-1, WR-2) bezeichnet. Zur Vorbehandlung der Mineralfraktionen siehe Tab. 9-1.

Rb-Sr-Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen - Gesteine und Minerale (Fortsetzung)

Probe	Gestein	Typ	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma$	$2\sigma_m$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -600 Ma	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -2500Ma
Bhavani-Scherzone										
<i>Ostteil (Bhavanisagar Region)</i>										
BS-I 17C	Gnt-Plag-Px-Granulit	WR	-	1353	-	0.702534	± 65	11		
BS-I 124A	Gnt-Bi-Gneismylonit	WR	20.0	646	0.0896	0.705150	± 45	12	0.704384	0.701914
BS-I 124A		Bi	155	104	4.343	0.735403	± 101	27		
BS-I 124C	Enderbit	WR	-	217	-	0.704665	± 492	84		
BS-I 122D	Enderbit	WR	3.65	329	0.0321	0.703179	± 100	27	0.702904	0.702019
BS-I 180	Quarzit	WR-1	3.82	5.74	1.934	0.745796	± 90	24	0.729250	0.675915
BS-I 180		WR-3	3.39	5.84	1.684	0.744117	± 38	10	0.729707	0.683255
BS-I 180		Mu	98.8	76.1	3.779	0.764018	± 69	18		
Palghat-Scherzone										
PS-I 24*	Hbl-Bi-Gneis	WR	51.2	281	0.5290	0.726329	± 51	13	0.721803	0.707212
PS-I 26*	Hbl-Bi-Gneis	WR	20.5	307	0.1930	0.711403	± 72	19	0.709752	0.704428
PS-I 27*	Hbl-Bi-Gneis	WR	96.5	566	0.4940	0.730396	± 52	14	0.726169	0.712544
PS-I 28A*	Hbl-Bi-Gneis	WR	141	647	0.6330	0.726403	± 45	11	0.720987	0.703528
PS-I 28B*	Hbl-Bi-Gneis	WR	113	680	0.4810	0.723846	± 41	10	0.719730	0.706464
PS-I 28C*	Hbl-Bi-Gneis	WR	135	652	0.6000	0.727173	± 55	14	0.722039	0.705490
PS-I 32*	Bi-Hbl-Gneismylonit	WR	62.4	499	0.3620	0.711651	± 44	13	0.708554	
PS-I 33A*	Bi-Gneismylonit	WR	54.9	288	0.5520	0.713698	± 54	14	0.708975	
PS-I 33B	Amphibolit	WR	-	419	-	0.708124	± 45	12		
PS-I 114A	Granodiorit	WR	82.5	815	0.2928	0.713434	± 63	16	0.710928	0.702851
PS-I 114A		Bi	498	5.20	341.6	3.07897	± 50	16		
PS-I 116B	Bi-Gneis	WR	62.1	253	0.7100	0.715608	± 53	14	0.709533	
PS-I 116B		Bi	406	3.00	533.5	4.39768	± 95	25		
PS-I 118A	Charno-Enderbit	WR	63.3	520	0.3526	0.713392	± 69	18	0.710375	0.700649
PS-I 171A	Gnt-Bi-Gneis	WR	79.2	207	1.1135	0.745556	± 52	14	0.736029	0.705318
PS-I 171A		Bi	425	4.02	387.7	3.43596	± 20	5		
Kollegal-Scherzone (DC)										
DC-I 150B	Granitgneis	WR	87.8	381	0.6683	0.731539	± 42	11	0.725821	0.707389
DC-I 150B		Bi	762	29.7	95.48	3.65251	± 30	8		
DC-I 154B	Granitgneis	WR	87.0	324	0.7785	0.734104	± 45	12	0.727443	0.705971
DC-I 154B		Bi	671	12.6	282.8	9.23272	± 54	14		

Abkürzungen: WR - Gesamtgestein, Bi - Biotit, Mu - Muskovit, Hbl - Hornblende, Kfsp - Kalifeldspat.
Mit * gekennzeichnete Daten von H. Köhler zur Verfügung gestellt; ° Vergleichsdaten von Deters-Umlauf (1997).

Tab. 7-2 (Fortsetzung): Rb-Sr-Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen der Gesamtgesteine und Minerale

Mineralalter aus dem Arbeitsgebiet

Probe	Gesteinstyp		Sm-Nd	Sm-Nd	Sm-Nd	U-Pb	Rb-Sr	Rb-Sr
			Granat	Hornblende	Plagioklas	Zirkon	Muskovit	Biotit
			[Ma]	[Ma]	[Ma]	[Ma]	[Ma]	[Ma]
Moyar Scherzone (CSS)								
MS-I 2B	Bi-Hbl-Gneis	Gnt-1	608 ± 160					583 ± 14
MS-I 2B		Gnt-2	637 ± 220					
MS-I 2C	Gnt-Px-Plag-Granulit		2355 ± 22					
MS-I 2E	Bi-Hbl-Gneis						594 ± 23	
MS-I 102A	Mylonitgranit	Bi-1(>91%)				616 ± 18		547 ± 13
MS-I 102A		Bi-2(>85%)						555 ± 14
MS-I 102A		Bi-3(>95%)						553 ± 14
MS-I 102C	Metatonalit					633 ± 22		
MS-I 135A	Hbl-Gneis ^a				[747 ± 75]			
MS-I 135B	Hbl-Gneis ^a	Gnt-1	[828 ± 14]					
MS-I 135B		Gnt-2	[743 ± 13]					
MS-I 155A	Gnt-Bi-Gneismylonit		624 ± 9					603 ± 15
MS-I 166A	Gnt-Bi-Gneismylonit		591 ± 5					540 ± 13
Bhavani Scherzone (CSS)								
<i>Westteil (Region Mettupalaiyam - Coimbatore)</i>								
BS-I 12K	Mylonitgranit							491 ± 12
BS-I 12L	Bi-Hbl-Gneis							508 ± 12
BS-I 104A	Bi-Hbl-Gneis	Hbl-1		964 ± 150				506 ± 12
BS-I 104A		Hbl-2		944 ± 180				
BS-I 104B	Pegmatit ^b		513 ± 5				504 ± 13	488 ± 12
BS-I 105A	Charno-Enderbit	Gnt-1	1696 ± 17					507 ± 12
BS-I 105A		Gnt-2	1729 ± 15					
BS-I 105A		Gnt-3	1706 ± 13					
<i>Ostteil (Bhavanisagar-Region)</i>								
BS-I 16*	Gnt-Sill-Gneis		1212 ± 10					
BS-I 17C	Gnt-Px-Plag-Granulit	Gnt-2	2329 ± 21					
BS-I 17C		Gnt-1	[1623 ± 11]					
BS-I 17C						[1164 ± 200]		
BS-I 122D	Enderbit		1276 ± 11					
BS-I 122D				[1060 ± 520]				
BS-I 122D						1224 ± 110		
BS-I 124A	Gnt-Bi-Gneismylonit		726 ± 9					499 ± 12
BS-I 180	Quarzit		1106 ± 48				678 ± 35	
Palghat Scherzone (CSS)								
PS-I 114A	Granodiorit							486 ± 12
PS-I 116B	Bi-Gneis							485 ± 12
PS-I 171A	Gnt-Bi-Gneis		521 ± 8					488 ± 12
Kollegal Scherzone (DC)								
DC-I 150B	Granitgneis		2388 ± 16					2137 ± 52
DC-I 154B	Granitgneis							2091 ± 51

Alle Altersfehler geben das 95 %-Vertrauensintervall wieder.

Mineralalter wurden aus Mineral/Gesamtgesteinspaaren berechnet, außer ^a mit Hornblende und ^b mit Kalifeldspat anstelle von WR

Tab. 7-3: Sm-Nd-, Rb-Sr- und U-Pb-Mineralalter aus dem Arbeitsgebiet. Ergebnisse in eckigen Klammern sind von unsicherer geologischer Signifikanz. Erläuterungen hierzu in den Kap. 7.2 bis 7.5.

7.2 Moyar-Scherzone

7.2.1 Gesamtgesteinsisochronen

7.2.1.1 Metamorphite

Granulite und retrograd überprägte Granulite aus der Moyar-Scherzone (MSZ) definieren im Sm-Nd-Isochronendiagramm (Abb. 7-4) keine gemeinsame Regressionslinie. Auffällig ist allerdings die gute Korrelation der Proben MS-I 135A, 135B und 2C. Diese drei Proben liegen auf einer Isochrone, die mit einem Alter von 2814 ± 120 Ma ($\epsilon_{Nd}(t) = +0.4$, MSWD = 0.48) korrespondiert (Abb. 7-4). Die beiden rehydratisierten Orthogranulite aus dem Aufschluß MS-I 135 stellen Teile eines magmatischen Komplexes dar, zu dem auch der Granulit MS-I 2C aus dem nahegelegenen Masinagudi-Steinbruch zählen könnte.

Interpretation

Da die drei Proben in ihren $1/Nd$ versus $^{143}Nd/^{144}Nd$ -Werten (Tab. 7-1) keinen linearen Bezug aufweisen, wird ausgeschlossen, dass die Regressionsgerade in Abb. 7-4 eine Mischung-

linie darstellt. Das Isochronenalter wird, da es nur durch eine geringe Anzahl von Punkten definiert ist, als Näherungswert für das Bildungsalter der Metaintrusiva gesehen. Aus dem nahe am CHUR-Wert liegenden $^{143}Nd/^{144}Nd$ -Anfangsverhältnis der Isochrone lässt sich, unter der Voraussetzung, dass die Gesteine Differentiate aus einem verarmten Mantel darstellen, eine untergeordnete Kontamination mit älterem Krustengestein ableiten.

7.2.1.2 Jüngere Intrusiva

Vier cogenetische Intrusiva aus der zentralen MSZ (MS-I 102) definieren im Rb-Sr-Isochronendiagramm (Abb. 7-5) eine Regressionsgerade (MSWD = 2.2), deren Steigung einem Alter von 619 ± 47 Ma ($^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7039 \pm 8$) entspricht.

Interpretation

Der kalkulierte Alterswert von 619 ± 47 Ma gibt das Intrusionsalter der Gesteine wieder. Der Wert korreliert im Rahmen des Fehlers mit dem gemittelten Kristallisationsalter von 623 ± 15 Ma, das aus der U-Pb-Zirkondatierung an der Intrusivsuite MS-I 102 hervorging (s. Kap. 6).

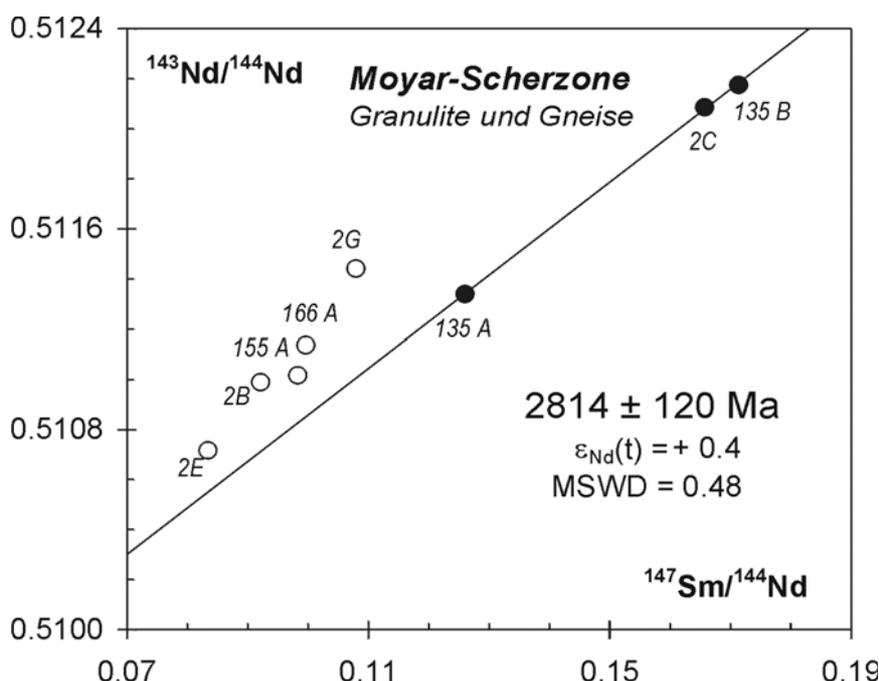


Abb. 7-4: Granulite und rehydratisierte Granulite aus der MSZ im $^{147}Sm/^{144}Nd$ -vs. $^{143}Nd/^{144}Nd$ -Diagramm

Da die Magmatite gemäß Geländebefund syndeformativ entstanden sind, entspricht der Alterswert von 619 ± 47 Ma zugleich dem Alter der Mylonitisation. Das errechnete $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnis der Gesteine ist mit 0.7039 zum Zeitpunkt der Platznahme sehr niedrig und weist auf eine erhebliche juvenile Mantelkomponente (oder Unterkrustenkomponente) der Intrusiva hin (vgl. chondritisches Reservoir: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(-620\text{ Ma})} = 0.7038$). Dies steht in Einklang mit der geochemischen I-Typ-Charakteristik der metaaluminösen Gesteine (Kap. 3.2.3.2).

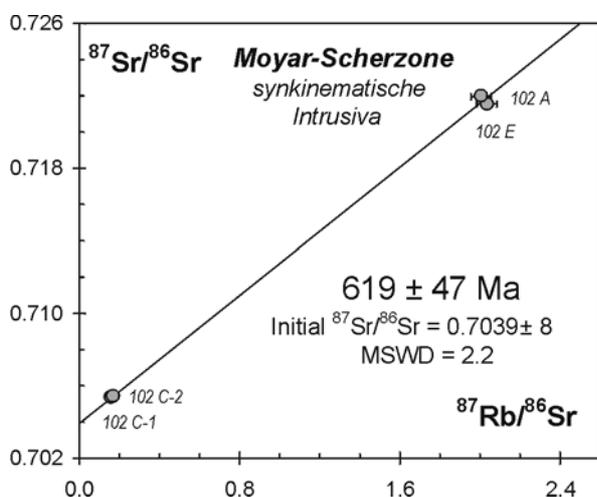


Abb. 7-5: Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone für die Intrusiva der Lokalität MS-102.

7.2.2 Mineralisochronen

7.2.2.1 Ergebnisse der Sm-Nd-Mineralanalyse

Reliktische Granulite

Idiomorphe dunkelrote Granate und das Gesamtgestein der Gnt-Plag-Px-Granulit-Probe MS-I 2C ergeben ein Sm-Nd-Isochronenalter von 2355 ± 22 Ma (Abb. 7-6a).

Gneise und Gneismylonite

Die Probe MS-I 2B, ein vollkommen rehydratisierter Granulit aus demselben Aufschluß, enthält hypidiomorphe feinkörnige Granate von blassroter Farbe, deren Sprossung

der retrograden Metamorphose zugeschrieben wird. Zwei Granatpräparate dieser Probe spannen mit dem Gesamtgestein eine Drei-Punkt-Isochrone auf, die einem Alter von 614 ± 160 Ma (MSWD = 0.08; Abb. 7-6b) entspricht¹³. Der hohe Altersfehler (95% Vertrauensbereich) resultiert aus dem außergewöhnlich geringen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis der Granate, das bei der Gnt-1-Fraktion um 0.126 liegt und trotz einer intensivierten Leachingprozedur bei der Gnt-2-Fraktion noch niedriger ausfällt (0.117)¹⁴. Hierfür gibt es drei Erklärungsmöglichkeiten:

- Die Granate enthalten Einschlüsse von Silikatmineralen mit geringen Sm/Nd-Verhältnissen. Tatsächlich sind im Dünnschliff von Granat umwachsene Apatite und Feldspäte zu erkennen, die beim Auslesen der Granatpräparate unter dem Binokular unsichtbar bleiben und das Sm/Nd-Verhältnis des Wirtskristalls puffern können.
- Die Granate haben bei ihrer Kristallisation das niedrige Sm/Nd-Verhältnis ihrer Umgebung geerbt (Camacho et al., 1997).
- Die Struktur der Granate lässt z.B. aufgrund einer deutlichen Grossular-Komponente kein höheres Sm/Nd-Verhältnis zu (De Wolf et al., 1996).

Auf welche Ursache die niedrigen Sm/Nd-Verhältnisse der Granate tatsächlich zurückzuführen sind, ist auf Basis der vorliegenden Daten nicht zu entscheiden. Dem resultierenden Granatalter von ~ 614 Ma wird dennoch geologische Signifikanz zugesprochen, da es auf einer Doppelanalyse basiert.

Untersuchungen an zwei weiteren Proben aus der MSZ unterstützen die Aussagekraft des Granatalters von MS-I 2B: Granat-Porphyrklasten der Gnt-Bi-Gneismylonite MS-I 155A und MS-I 166A liefern jeweils gut definierte Sm-Nd-Mineralalter von 624 ± 9 Ma (Abb. 7-6c) bzw. 591 ± 5 Ma (Abb. 7-6d).

¹³ Die individuellen Mineralalter liegen bei 608 ± 160 Ma ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -23.9$) für die Gnt-1-Fraktion bzw. bei 637 ± 220 Ma ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -23.9$) für die Gnt-2-Fraktion.

¹⁴ Auf die Bedeutung der Sm-Nd-Verhältnisse im Hinblick auf die Signifikanz von Granatalters wird in Abschnitt 5.3.1 hingewiesen.

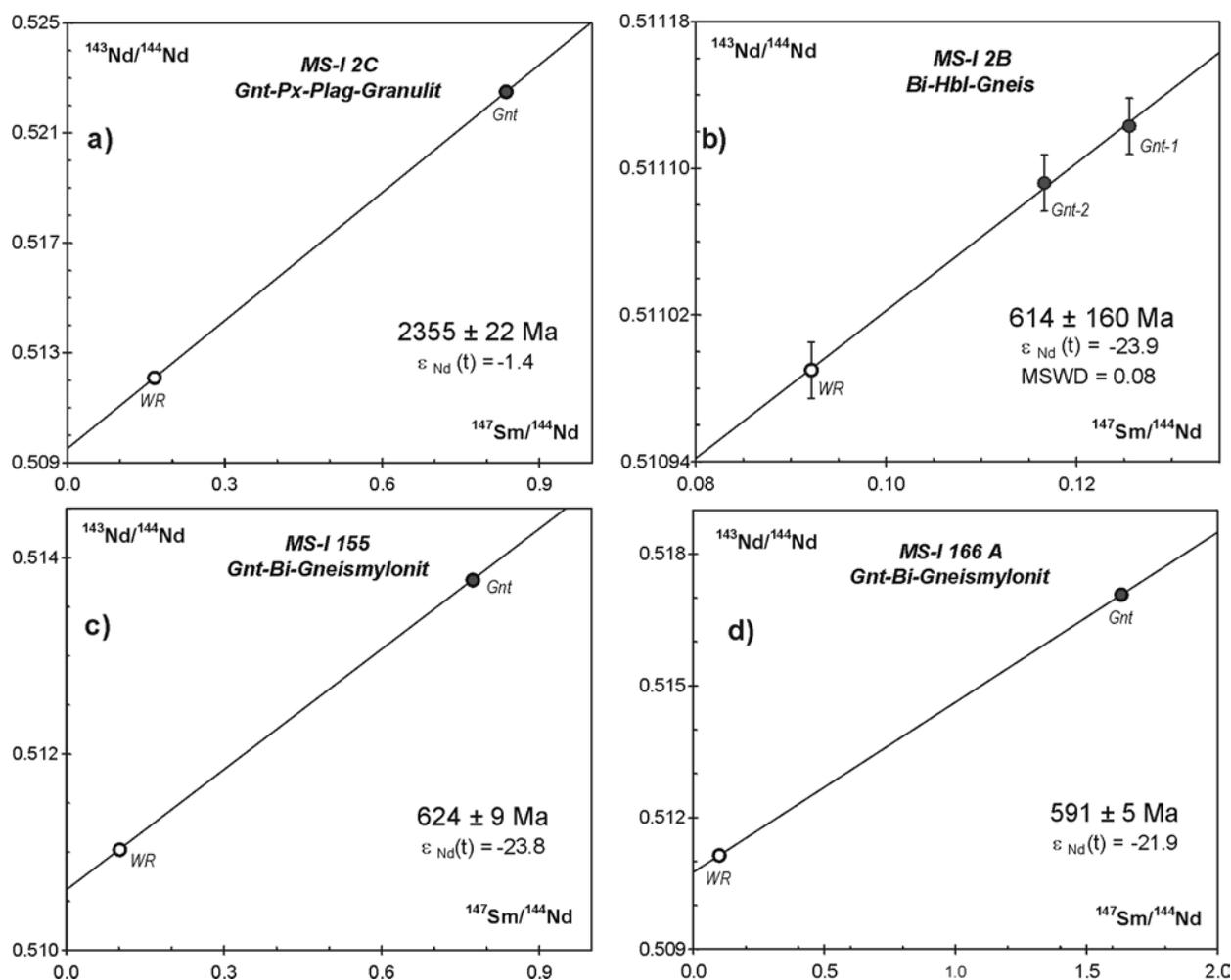


Abb. 7-6 a-d: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramme mit den Ergebnissen der Mineralanalysen aus der MSZ (Region Moyar-Masinagudi). Symbolgrößen übersteigen die 2σ -Fehler der Isotopenverhältnisse, sofern keine Fehlerbalken angetragen sind.

Retrogradierte Orthogranulite aus Mudumalai (MS-I 135 A und B), die als Hbl-Gneismylonite vorliegen, besitzen mit reliktschen, teils rekristallisierten Plagioklasen und Hornblenden, korrodierten Granat-Porphyrklasten und sekundärem Epidot komplexe Mikrostrukturen. Diese Komplexität spiegelt sich auch in der Mineralisotopie wider: Im Sm-Nd-Isochronendiagramm weisen die Datenpunkte von Gesamtgestein, Hornblende und Plagioklas bzw. Granat in beiden untersuchten Proben jeweils keine lineare Beziehung auf (Abb. 7-7). Stattdessen zeigt die relative Lage von Hornblende und Gestein in Abb. 7-7b, dass die Gesamtgesteinsprobe MS-I 135B nicht das Sm-Nd-Reservoir der Hornblendeminerale aus diesem Handstück darstellt.

Nimmt man an, dass die Gesamtgesteinsisotopie in beiden Gesteinsproben durch sekundäres Epidotwachstum verändert wurde, so resultiert für MS-I 135B ein Gnt-Hbl-Isochronenalter von 743 ± 13 Ma (Gnt-2). Dieser Wert korreliert mit dem Plag-Hbl-Isochronenalter der Probe MS-I 135A, welches bei 747 ± 75 Ma liegt (Abb. 7-7a). Eine zweite Granatfraktion (Gnt-1) liefert demgegenüber ein inkonsistent höheres Mineralalter von 828 ± 14 Ma (Abb. 7-7b). Die Gnt-1-Fraktion wurde allerdings in nicht-pulverisiertem Zustand geleacht und kann daher Phosphat-einschlüsse enthalten, die mit einer ererbten Nd-Isotopie das Granatalter verfälschen. Dem Alterswert von Gnt-1 wird daher keine geologische Signifikanz beigemessen.

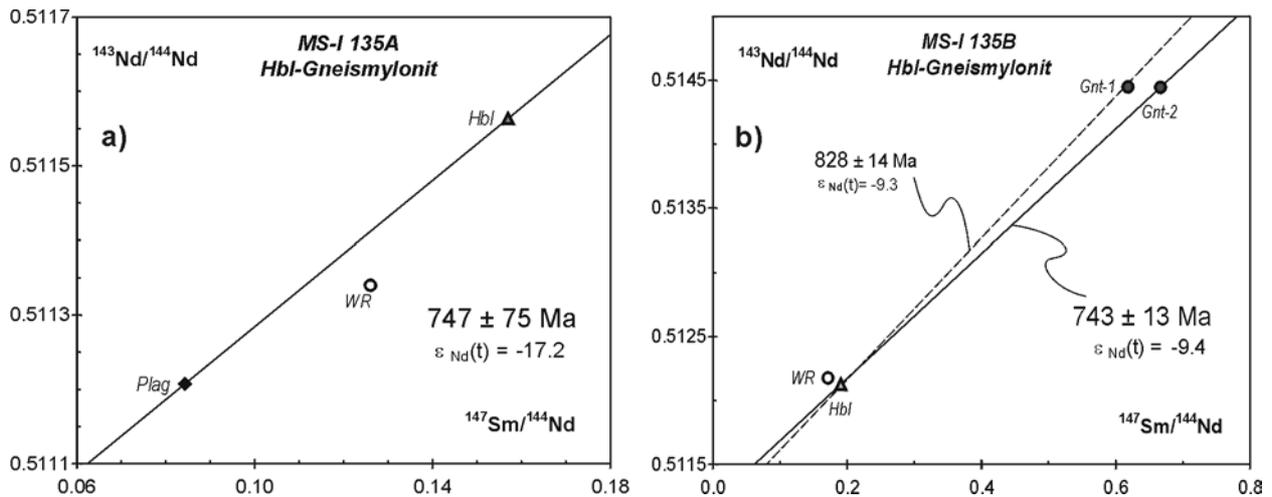


Abb. 7-7 a-b: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramme mit den Ergebnissen der Mineralanalysen aus der Lokalität Mudumalai in der MSZ. Symbolgrößen übersteigen die 2σ -Fehler der Isotopenverhältnisse.

7.2.2.2 Ergebnisse der Rb-Sr-Mineralanalyse

Für amphibolitfazielle, teils mylonitisierte Ortho- und Paragneise liegen Rb-Sr-Biotit-Gesamtgesteins-Alter zwischen 603 ± 15 und 540 ± 13 Ma (MS-I 2B/102A/155A/166A) und ein Rb-Sr-Muskovit-Gesamtgesteins-Alter von 594 ± 23 Ma (MS-I 2E) vor (Abb. 7-8; Tab. 7-3). Aufgrund feinsten Verwachsungen von Biotit und Hornblende konnte der sonst übliche Reinheitsgrad der Glimmerproben von $> 98\%$ bei der Probe MS-I 102A nicht erreicht werden. In diesem Falle wurden aus der kleinsten Kornfraktion des Mylonitgranits (>100 mesh) drei Biotit-Fractionen isoliert, die zwischen 5 und 15 Vol.% Hbl-Bi-Symplektite enthalten. Die Rb-Sr-Isotopenanalyse an diesen unreinen Proben führte zu Mineral-Gesamtgesteins-Altern von 553 ± 14 , 547 ± 13 und 555 ± 14 Ma, die innerhalb der Fehlergrenzen übereinstimmen (Tab. 7-3). Die Ergebnisse lassen keinen signifikanten Beitrag der Hornblende-Komponente zum Rb/Sr-Budget erkennen und werden daher als ‚echte‘ Biotitalter betrachtet. Die gemeinsame Regression der drei Mineral-Datenpunkte mit dem Gesamtgestein liefert im $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm eine Vier-Punkt-Isochrone, aus deren Steigung ein mittleres Biotitalter von 552 ± 8 Ma resultiert (MSWD = 0.4; Abb. 7-8e).

Die Diskordanz der Biotit-Alter aus der MSZ scheint im wesentlichen durch Korngrößenunterschiede bedingt, da die grobkörnigen Biotite (50-80 mesh) deutlich höhere Mineralalter (~ 603 - 583 Ma) liefern als feinkörnige Minerale aus der >80 mesh-Fraktion (~ 555 - 540 Ma).

7.2.2.3 Diskussion der Ergebnisse

Frühproterozoische Granulitmetamorphose M1
Zirkon-Studien durch Buhl (1987) und thermobarometrische Untersuchungen durch Raith et al. (1990) haben gezeigt, dass die Granulitisation im Steinbruch von Masinagudi, aus dem nun für den reliktschen Gnt-Px-Plag-Granulit MS-I 2C ein Granatalter von 2355 ± 22 Ma (Abb. 7-6a) vorliegt, bei p-T-Bedingungen von 750 - 800°C und 9 - 10 kbar vor etwa 2.48 Ga ablief. In diesem thermalen Stadium bei gleichzeitiger Abwesenheit einer wässrigen Phase spielt die Diffusion in Granat eine untergeordnete Rolle, so dass Granatalter prinzipiell die Kristallisation der Minerale dokumentieren sollten. Da die optisch einschlussfreien Granat-Porphyrblasten des Gnt-Px-Plag-Granulit MS-I 2C von geringmächtigen Granat-Quarz-Symplektiten umgeben sind, die eine zweite Granat-Wachstumsphase belegen, muß das resultierende Alter von 2355 ± 22 Ma jedoch als Mischalter inter-

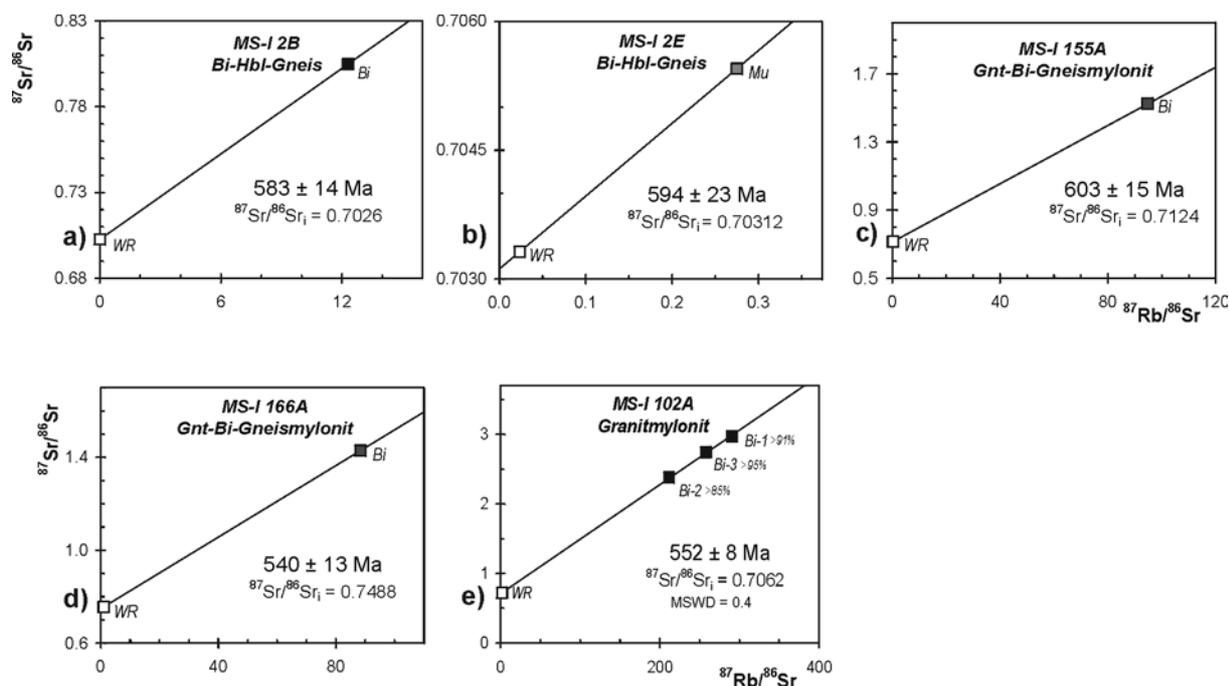


Abb. 7-8: Auswertung der Biotit-/Muskovit-Isotopenverhältnisse aus der MSZ in $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isochronendiagrammen. Die feinstkörnigen Biotitpräparate des Mylonitgranits MS-I 102A (f) sind zu 5 bis 15% von Bi-Hbl-Verwachsungen verunreinigt. Alle anderen Glimmerpräparate zeigen einen Reinheitsgrad von $> 98\%$. Symbolgrößen übersteigen die 2σ -Fehler der Isotopenverhältnisse.

pretiert werden. In diesem Sinne belegt das Isochronenalter das Minimalalter der ersten Granatsprossung und das Maximalalter des koronaren Granatwachstums. Aufgrund der Massenbilanz liegt der Alterswert von etwa 2355 Ma nahe am Bildungsalter der Matrixgranate. Da jedoch auch die koronare Wachstumsphase unter granulitfaziellen Bedingungen verlief, spiegelt das resultierende 'Granatmischalter' insgesamt das Spätstadium der Granulitisierung M1 wider, welche die Gesteine zu Beginn des Proterozoikums erfasste. Der zugehörige ϵ_{Nd} -Initialwert von -1.4 weist auf die kurze Zeitspanne hin, die zwischen der Krustengeneese und der Granatkristallisation liegt.

Granate aus den Nilgiri-Enderbiten zeigen häufig identische Koronastrukturen und liefern ähnliche bis konkordante Alter, welche bei $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Werten um -1 insgesamt zwischen 2.44 Ga und 2.36 Ga streuen (Raith et al., 1999). Der reliktsche Granulit MS-I 2C aus der MSZ wird daher als Äquivalent der wenige km weiter südlich anstehenden Nilgiri-Granulite gesehen.

Neoproterozoische Retrogression und Scherdeformation

a) Moyar-Masinagudi

Die Granatalter der Proben MS-I 2B, 155A und 166A liegen in einem engen Zeitfenster zwischen 591 und 624 Ma (Abb. 7-6b-d). Sie belegen die Existenz einer jüngeren, neoproterozoischen Granatgeneration in den Gneisen und Gneismyloniten in der MSZ. Unter der Annahme, dass die amphibolitfazielle Überprägung der Gesteine unterhalb der Granat-Schließtemperatur von 750 ± 50 °C erfolgte (s. Kap. 5.3.1), repräsentieren die Mineralalter direkt die Granatblastese unter strukturegebundener Metamorphose. Alle drei untersuchten Gesteine besaßen, wie aus den stark negativen $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Initialwerten zwischen -21.9 und -23.9 hervorgeht, zum Zeitpunkt der Granatkristallisation vor etwa 600 Ma bereits eine lange Krustenverweildauer.

Das Sm-Nd-Granatalter von 624 ± 9 Ma wurde für die Probe MS-I 155A ermittelt, bei der synkinematische Granatsprossung nachgewiesen ist

(s. Kap. 3.2.2.2). Es entspricht folglich direkt dem Alter der (letzten) Scherdeformation in der MSZ (Abb. 7-9). Diese Schlußfolgerung korreliert mit dem Ergebnis der Zirkonanalyse (s. Kap. 6), demzufolge die tektonische Überprägung unmittelbar angrenzender Intrusiva vor 623 ± 15 Ma erfolgte.

Die Sm-Nd-Granat- und U-Pb-Zirkonalter aus der Region Moyar-Masinagudi korrespondieren mit einem Rb-Sr-Kleinbereichsalter vor 624 ± 120 Ma, welches nach Deters-Umlauf (1997) im Masinagudi-Steinbruch (MS-I 2) die Reequilibrierung des Rb-Sr-Systems im cm-Maßstab während der neoproterozoischen Rehydratisierung belegt. Muskovite, die das Gneisgefüge im gleichen Gestein (MS-I 2E) bereits regellos überwachsen, dokumentieren den nun vorliegenden Daten zufolge mit einem Rb-Sr-Abkühlalter von 594 ± 23 Ma bereits das Ende der Scherdeformation (Abb. 7-9). Dass möglicherweise zur selben Zeit weiter östlich in der MSZ noch Sm-Nd-Isotopenaustausch in Granat (MS-I 166A: Gnt 591 ± 5 Ma) vonstatten ging, wird als Ausdruck der Heterogenität nicht-koaxialer Deformation gesehen.

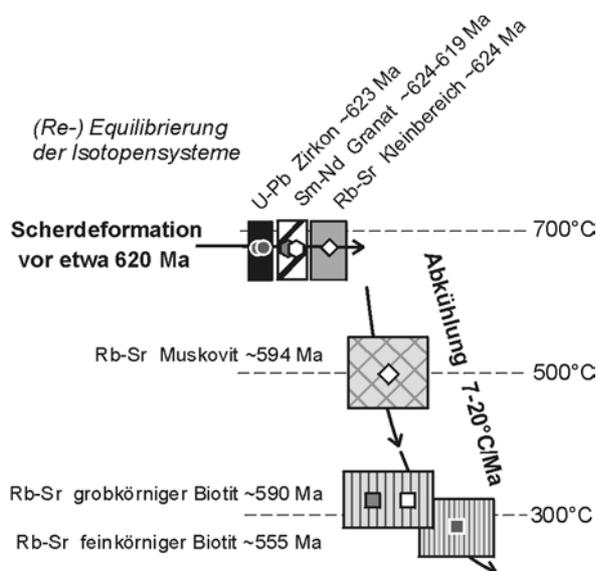


Abb. 7-9: Schema der isotopischen (Re-)Equilibrierung unter dem Einfluß panafrikanischer Scherdeformation in der MSZ bei Moyar-Masinagudi

b) Mudumalai

Die Sm-Nd-Isotopendaten der Hbl-Plag-betonten Gneismylonite aus der Lokalität MS-I 135 spiegeln in ihrer Gesamtheit ein internes Isotopenungleichgewicht wider (Abb. 7-7). Dieser Zustand ist vermutlich auf postdeformative Modifikation der Gesamtgesteins-Isotopie durch spätes Epidotwachstum zurückzuführen (Kap. 7.2.2.1). Für die präexistierenden Mineralphasen deutet sich ein Sm-Nd-Isotopenaustausch auf Mineralkornenebene vor etwa 745 Ma an. Dieser ging möglicherweise mit einer früheren Phase amphibolitfazieller Mylonitisierung in der MSZ einher.

Jedoch ist die Aussagekraft der Isotopendaten im vorliegenden Fall - auch im Hinblick auf ein nicht-reproduzierbares Granatalter - nicht eindeutig. Tatsächlich kann aufgrund der Mikrostruktur der Gesteine nicht ausgeschlossen werden, dass unter Scherdeformation nur unvollständiger Isotopenaustausch stattfand und *alle* untersuchten Minerale im isotopischen Ungleichgewicht zueinander stehen. In diesem Fall wären die kalkulierten Mineralalter aus der Lokalität MS-I 135 ohne geologische Signifikanz.

Postdeformatives Stadium

Glimmeralter aus der MSZ bilden das spät-neoproterozoische Abkühlstadium im Anschluß an die Tektonometamorphose vor ~620 Ma ab: Muskovitalter um 594 Ma und Biotitalter um 603-547 Ma dokumentieren in etwa das Unterschreiten der 500°C- und der 320°C-Isotherme¹⁵ (Jäger, 1979; Harrison & McDougall, 1980). Es besteht Konkordanz zwischen den neuen Ergebnissen und einem von Deters-Umlauf (1997) ermittelten Rb-Sr-Biotitalter von 570 ± 14 Ma. Die Streubreite der Biotitalter wird zu einem gewissen Grad auf die Korngrößenbedingte Variation der Schließtemperatur zurückgeführt (Kap. 6.3.1.2). Darüberhinaus wird ein regionaler Temperaturgradient angenommen, der in Kap. 7.10.3 näher erläutert wird.

¹⁵ Richtwerte $\pm 50^\circ\text{C}$ bei moderaten Abkühlraten um $10\text{-}30^\circ\text{C}/\text{Ma}$

Für die postdeformative Phase resultiert aus der Kombination der Mineralalter ein mittlerer Abkühlgradient von 7 bis 20 °C/Ma (Proben MS-I 2B/2E/102A/155A/166A). Dieser Gradient gilt unter der Voraussetzung, dass zwischen jungproterozoischer panafrikanischer Mylonitisation bzw. synkinematischer Intrusion (Granat/Zirkonalter $\approx \geq 650\text{-}750^\circ\text{C}$) bis zum Erreichen der Biotit-Schließtemperatur ($320 \pm 40^\circ\text{C}$) kontinuierlich retrograde Bedingungen herrschten.

7.2.3 Folgerungen

- Ein Sm-Nd-WR-Isochronenalter von 2.81 Ga wird als ungefähres Intrusionsalter von Granulitprotolithen (Proben MS-I 2C/135A/135B) aus der MSZ betrachtet.
- Das Sm-Nd-Granatalter eines reliktschen Granulits von 2355 ± 22 Ma dokumentiert das Spätstadium der granulitfaziellen Metamorphose M1 im frühen Paläoproterozoikum. Das niedrige Initialverhältnis der Mineralisochrone ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) -1.4$) belegt die kurze Zeitspanne zwischen Krustengenese und Granatkristallisation. Das Ergebnis ist in guter Übereinstimmung mit Granataltern aus den Nilgiri Hills.
- Alle untersuchten Gneise und Gneismylonite zeigen neoproterozoische Granat-(re)kristallisation, die an die tektonische Aktivität der MSZ gekoppelt ist. Diese Gesteine haben zum Zeitpunkt ihrer amphibolitfaziellen Überprägung bereits eine lange Krustenentwicklung durchlaufen ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) -9.4$ bis -23.9).
- Die Mylonitisation und amphibolitfazielle Retrogression der Granulite bei Mudumalai (MS-I 135) entstand vermutlich in einer ersten Phase der Scherdeformation vor etwa ~ 745 Ma.
- Sm-Nd-Granatalter zwischen 624 und 591 Ma dokumentieren eine zweite Phase neoproterozoischer Scherdeformation und strukturgebundener Metamorphose. Die Granatalter korrelieren mit den U-Pb-Zirkonaltern (s.

Kap. 6) und mit dem Rb-Sr-WR-Isochronenalter synkinematischer Intrusiva. Letztere belegen die Platznahme von I-Typ-Schmelzen mit niedrigem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangsverhältnis während der Scherzonenaktivität in der MSZ vor etwa 620 Ma.

- Diese Phase amphibolitfazieller Scherzonenaktivität in der Moyar-Region fällt mit der panafrikanischen Regionalmetamorphose zusammen, welche in den Krustenblöcken südlich des CSS hochgradig wirksam war.
- Rb-Sr-Glimmeralter zwischen 600 und 550 Ma repräsentieren die postdeformative Abkühlung in der MSZ. Die mittlere Abkühlrate der überprägten Gneise und Gneismylonite zwischen etwa $\sim 650^\circ$ und $\sim 320^\circ\text{C}$ liegt bei 7 bis 20 °C/Ma.

7.3 Bhavani-Scherzone

7.3.1 Gesamtgesteinsisochronen

7.3.1.1 Metamorphite

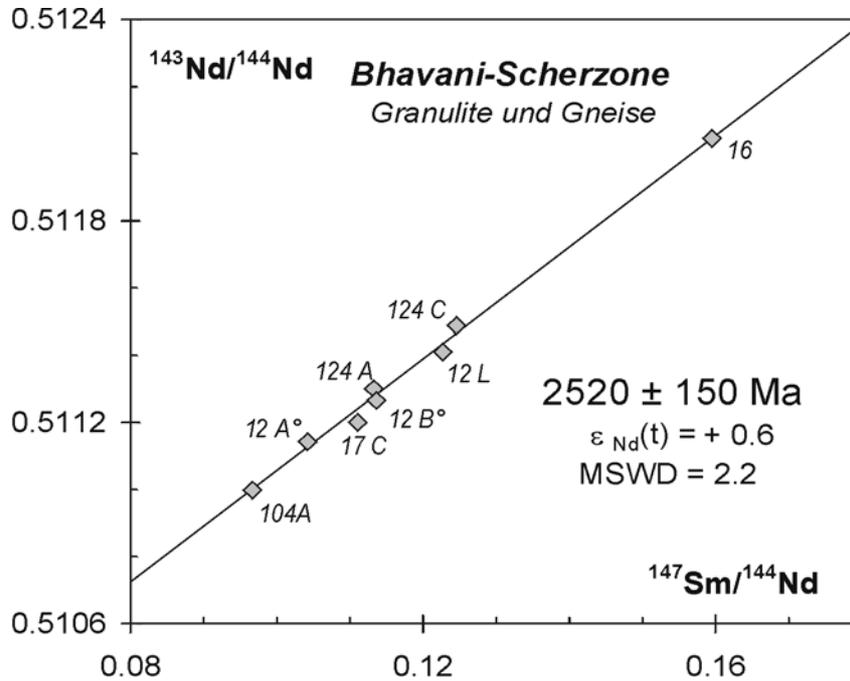


Abb. 7-10: Hochgradige Metamorphite der BSZ im $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramm. Symbolgrößen übersteigen die 2σ -Fehler der Isotopenverhältnisse.

Abb. 7-10 zeigt die Sm-Nd-Isotopenverhältnisse der Granulite und rehydratisierten Granulite aus der Bhavani-Scherzone (BSZ) im Sm-Nd-Isochronendiagramm. Ausgenommen sind ein Quarzit (BS-I 180) und ein Charno-Enderbit (BS-I 105A), die als separate Einheiten innerhalb der BSZ eingestuft werden¹⁶. Die verbleibenden acht Datenpunkte definieren eine Regressionsgerade (Abb. 7-4), aus der ein Alter von 2520 ± 150 Ma ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) +0.6$; MSWD = 2.2) resultiert. Eine der untersuchten Proben ist eindeutig paragener Natur (Gnt-Sill-Gneis BS-I 16), die Geochemie und Mineralogie aller anderen Proben schließt auch einen orthogenen Ursprung nicht aus (Kap. 3.2.2 und 3.2.3). Da diese Proben jedoch auch ohne den Paragneis BS-I 16 ein statistisch äquivalentes Sm-Nd-Isochronenalter von etwa

2519 Ma ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) +0.5$; MSWD = 2.7) liefern, erscheint die gemeinsame Regression der Daten, wie in Abb. 7-10 abgebildet, als durchaus zulässig.

Aus Rb-Sr-Analysen an derselben Proben-
gruppe¹⁷ resultiert eine Regressionsgerade (MSWD = 4.5), deren Steigung einem Alterswert von 2597 ± 110 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7019 \pm 4$) entspricht (Abb. 7-11).

Interpretation

Die im Rahmen der Fehler übereinstimmenden Sm-Nd- und Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter können prinzipiell Bildungsalter oder das Alter der Granulitmetamorphose widerspiegeln (Kap. 5.1.3). Die Verteilung der Sm-Nd-Verhältnisse in

¹⁶ Die Einstufung dieser Gesteine als eigene Einheiten innerhalb der BSZ basiert auf im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Nd-Modellaltern (Kap. 7.7.2.2) und Sm-Nd-Granataltern (Kap. 7.3.2).

¹⁷ An zwei Gesteinen der Proben-
gruppe wurden keine Rb-Analysen durchgeführt. Die Probe BS-I 104 A wird nicht berücksichtigt, da ihre Rb-Sr-Systematik vermutlich durch eine jüngere Pegmatitintrusion gestört wurde.

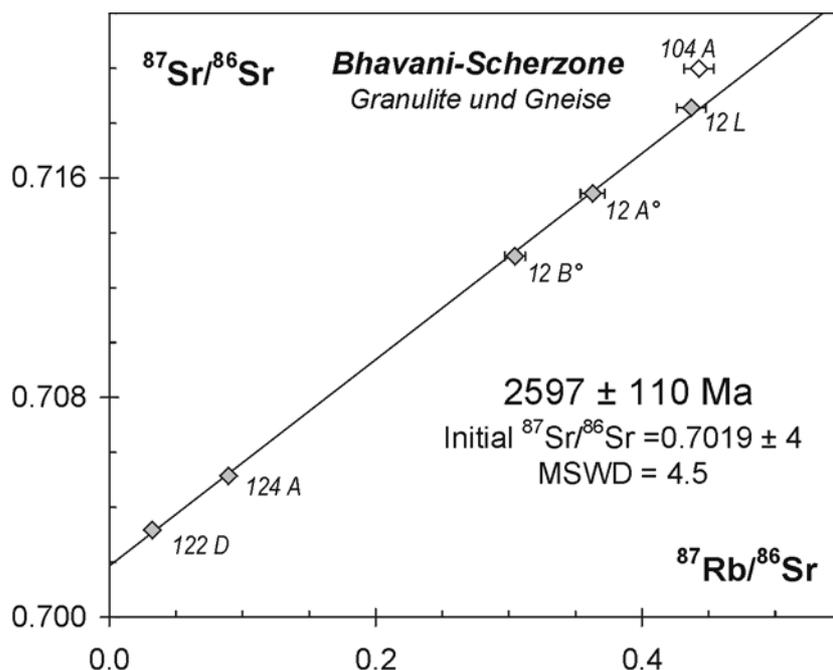


Abb. 7-11: Hochgradige Metamorphite der BSZ im $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm

Abb. 7-4 zeigt jedoch bereits, dass die Metamorphite der Moyar-Region, die ebenso wie die Bhavani-Gesteine vor etwa 2.5 Ga hochgradig überprägt wurden (Raith et al., 1999), *nicht* auf eine gemeinsame Regressionsgerade fallen. Das bedeutet, dass hier unter granulitfaziellen Bedingungen kein großflächiger Sm-Nd-Isotopenaustausch erfolgte. In Analogie dazu wird angenommen, dass metamorphe Prozesse auch in der BSZ keine Rehomogenisierung des Sm-Nd- und Rb-Sr-Systems im km-Maßstab bewirken konnten. Dies gilt neben der regionalen Granulitmetamorphose noch vielmehr für die jüngere, nur lokal wirksame amphibolitfazielle Überprägung der Gesteine. Folglich weist die Korrelation, die die Metamorphite aus der BSZ in Abb. 7-10 zeigen, zweifelsohne auf eine gemeinsame Entstehung der Gesteine vor etwa 2520 Ma hin. Das $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Anfangsverhältnis von 0.50940 ± 12 zeigt, dass die Gesteine entweder ein Differentiat des verarmten Mantel darstellen, das mit älterer Kruste kontaminiert wurde oder aus einem chondritischen Mantel hervorgegangen sind. Zudem bestehen zwei Alternativen, welche *Art* von Bildungsalter das Sm-Nd-Isochronenalter widerspiegelt:

- 1) Alle Metamorphite, die auf der Regressionsgeraden (Abb. 7-10) liegen, sind paragen: → Das Sm-Nd-WR-Alter von $2520 \pm 150 \text{ Ma}$ datiert das mittlere Provenienzialter der Sedimentgesteine.

In diesem Fall zeigt die isotopengeochemische Homogenität der Paragesteine, dass im wesentlichen nur eine Quelle zur Sedimentbildung beitrug. Diese Auslegung deckt sich mit dem Szenario, das Raith et al. (1999) für die Nilgiri-Enderbite vorschlagen. Die Bildung der Protolith, deren Umlagerung und die anschließende Versenkung der Paragesteine umfasst in diesem Modell allerdings eine kurze Zeitspanne, denn das Umlagerungsprodukt wurde U-Pb-Zirkonaltern zufolge bereits vor $2456 +67/-37 \text{ Ma}$ hochgradig metamorphisiert (Buhl, 1987).

- 2) Die Metamorphite sind vorwiegend Orthogesteine: → Das Sm-Nd-WR-Alter von $2520 \pm 150 \text{ Ma}$ spiegelt das Protolithalter dieser Magmatite wider.

Paragesteine wie der Gnt-Sill-Gneis BS-I 16 stellen vermutlich umgelagerte Äquivalente der Orthogesteine dar und zeigen deshalb eine übereinstimmende isotopische Entwicklung. Diese

Interpretation stimmt mit der von Ghosh et al. (1996) überein, welche die Granulite und Gneise der Bhavani-Region als orthogene Bildungen mit Protolithaltern von etwa 2.52-2.51 Ga deuten.

Das Sm-Nd-Gesamtgesteinsalter von 2520 ± 150 Ma ist im Rahmen des Fehlers identisch mit dem Sm-Nd-Gesamtgesteinsalter der Nilgiri-Enderbite (2506 ± 70 Ma nach Raith et al., 1999). Zum Zeitpunkt der Equilibrierung des Sm-Nd-Isotopensystems vor 2.5 Ga zeigen sowohl die Granulitprotolithe der BSZ ($\epsilon_{Nd(t)} +0.5$) als auch die angrenzenden Nilgiri-Enderbite ($\epsilon_{Nd(t)} -0.4$) in etwa chondritische $^{143}Nd/^{144}Nd$ -Verhältnisse. Das Ergebnis aus der Sm-Nd-WR-Isotopie liefert demzufolge einen deutlichen Hinweis auf die gemeinsame Bildung der - unter Scherdeformation größtenteils rehydratisierten - Granulite der BSZ und der nicht-scherdeformierten Granulite des angrenzenden Nilgiri-Massivs.

Auch das Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter der BSZ-Granulite (2597 ± 110 Ma, MSWD = 4.5) korrespondiert in etwa mit den in der Literatur angegebenen Rb-Sr-Isochronenaltern der Nilgiri-Granulite (2460 ± 81 Ma nach Raith et al., 1999; 2523 ± 139 Ma nach Crawford, 1969). Alle diese Alterswerte, die auf der Rb-Sr-Analytik basieren, besitzen jedoch eine deutliche Unsicherheit, die sich in einer großen Streuung der Datenpunkte und entsprechend hohen MSWD-Werten ausdrückt. Dieser hohe geologische Fehler wird auf eine untergeordnete, aber im regionalen Maßstab durchaus wahrnehmbare Störung des Rb-Sr-Isotopensystems bei der Granulitisierung zurückgeführt. Dafür spricht auch die Rb-Armut der Gesteine, die eine metasomatische Abfuhr der Alkalien anzeigt.

7.3.2 Mineralisochronen aus der westlichen Bhavani-Scherzone

7.3.2.1 Ergebnisse der Sm-Nd-Mineralanalyse

Reliktische Granulite

Drei Granatfraktionen aus dem Charno-Enderbit CO-I 105A wurden vor dem chemischen Aufschluß einer unterschiedlichen ‚Leaching‘-Prozedur unterzogen (Abb. 7-12a). Auffällig ist, dass die Nd-Konzentration der Granate (Tab. 7-1) umso geringer ist, je intensiver die vorangegangene Leaching-Prozedur gestaltet wurde. Hieraus resultieren $^{147}Sm/^{144}Nd$ -Verhältnisse, die von 0.497 bei der Gnt-1-Fraktion über 0.610 bei Gnt-2 auf 1.07 bei Gnt-3 ansteigen (Tab. 7-1). Dieser Trend zu höheren Sm/Nd-Verhältnissen bei intensivierter Vorreinigung wird mit dem zunehmenden Herauslösen submikroskopischer, Nd-reicher Einschlußminerale aus den Granaten erklärt. Bei diesen Einschlüssen handelt es sich möglicherweise um Monazit, der mit Nd-Gehalten von etwa 15% und Sm/Nd-Verhältnissen von ~ 0.29 schon bei einer Zumischung von nur 0.001 Gew.% das Sm-Nd-Budget der Granate wesentlich beeinflusst (Zhou & Hensen, 1995). Nichtsdestotrotz liefern die Granat-Fractionen in Kombination mit dem Gesamtgestein innerhalb ihrer 2σ -Fehler konkordante Sm-Nd-Mineralalter von 1696 ± 17 Ma (Gnt-1), 1729 ± 32 Ma (Gnt-2) und 1706 ± 13 Ma (Gnt-3). Der Einfluß der Monaziteinschlüsse auf die Isochronenalter ist folglich vernachlässigbar gering. Vielmehr scheint sich die Monazitphase im isotopischen Gleichgewicht mit dem Wirtsm Mineral zu befinden. Darüberhinaus lässt sich durch die Übereinstimmung der Alterswerte ausschließen, dass eine partielle Öffnung des Sm-Nd-Systems in den Granaten stattgefunden hat, in deren Folge bei Mehrfachanalysen eine willkürliche Streuung der Isotopenverhältnisse zu erwarten wäre. Die Datenpunkte von Gnt-1, Gnt-2, Gnt-3 und WR definieren eine Vier-Punkt-Isochrone

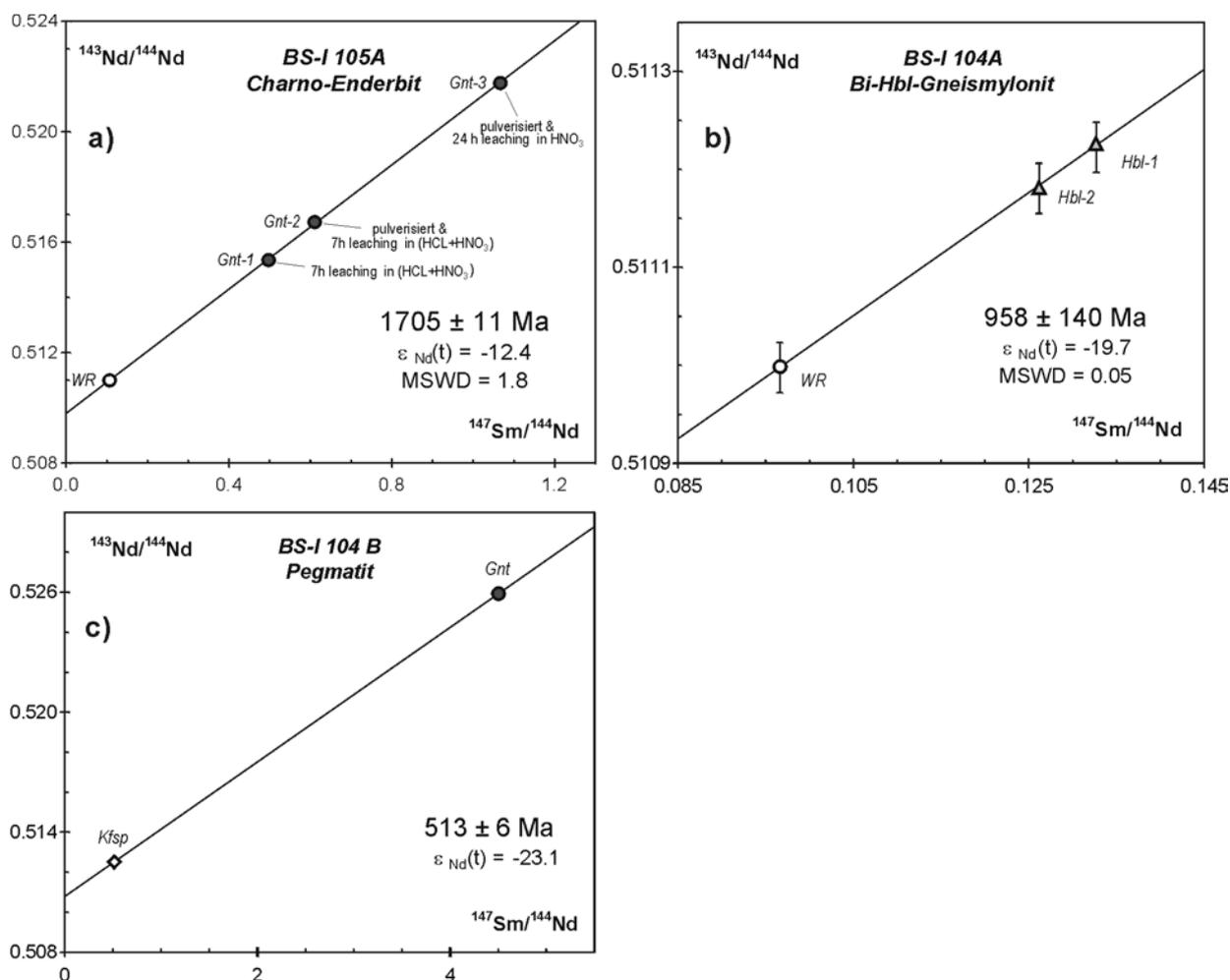


Abb. 7-12 a-c: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramme mit den Ergebnissen der Mineralanalysen aus der westlichen BSZ. Symbolgrößen übersteigen die 2σ -Fehler der Isotopenverhältnisse, sofern keine Fehlerbalken angetragen sind.

(MSWD = 1.8), deren Steigung einem Alter von $1705 \pm 11 \text{ Ma}$ entspricht (Abb. 7-12a).

Gneise und Gneismylonite

Der Gneismylonit BS-I 104A ist reich an Hornblende, die als retrograd gebildete Mineralphase nach einer granulitfaziellen Paragenese interpretiert wird. Sm-Nd-Untersuchungen an zwei Hornblende-Fractionen dieser Probe liefern mit dem Gesamtgestein konkordante Einzelergebnisse von $964 \pm 150 \text{ Ma}$ (Hbl-1) und $944 \pm 180 \text{ Ma}$ (Hbl-2). Die geringe Variation der Datenpunkte im $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis führt zu einem relativ schlecht definierten Drei-Punkt-Isochronenalter von $958 \pm 140 \text{ Ma}$ (MSWD = 0.05; Abb. 7-12b).

Postmetamorphe Intrusiva

Granat- und Kalifeldspat-Isotopendaten aus dem Pegmatitkörper BS-I 104B, der das Mylonitgefüge der Wirtsgneise (BS-I 104A) postdeformativ durchschlägt, liefern ein Sm-Nd-Isochronenalter von $513 \pm 6 \text{ Ma}$ (Abb. 7-12c).

7.3.2.2 Ergebnisse der Rb-Sr-Mineralanalyse

Für syndeformativ gewachsene Biotite aus drei Mylonitgneisen (BS-I 12K/12L/104A) und regellos gesprossene Biotite aus einem Charno-Enderbit (BS-I 105A) wurden Rb-Sr-Biotit-Gesamtgesteinsalter zwischen $491 \pm 12 \text{ Ma}$ und $508 \pm 12 \text{ Ma}$ ermittelt (Abb. 7-13a-d). Auch hier zeichnet sich eine Korrelation von Alter und Korngröße ab, da die feinkörnigen Dunkelglimmer aus der kleinsten Siebfraktion (>100 mesh)

einen Wert von 491 ± 12 Ma (BS-I 12K) liefern, während die Biotit-Präparate mit deutlich größeren Korndurchmessern (50-80 mesh) statistisch identische Alter von 506 , 507 und 508 ± 12 Ma ergeben.

Für den undeformierten Pegmatit BS-I 104B, der cm-große, regellos gewachsene Glimmerscheite enthält, resultieren aus der Rb-Sr-Analyse Muskovit-Kalifeldspat- bzw. Biotit-Kalifeldspat-Isochronenalter von 504 ± 13 Ma und 488 ± 12 Ma (Abb. 7-13e).

7.3.2.3 Diskussion der Ergebnisse

Paläoproterozoische Granulitmetamorphose M2a

Das Sm-Nd-Granitalter (1705 ± 11 Ma) des reliktschen Granulit-Segments BS-I 105A wird aufgrund seiner Reproduzierbarkeit als geochronologisch signifikant erachtet (Abb. 7-12a). Es reflektiert das Mindestalter der Granatkristallisation und liefert somit den ersten Hinweis auf ein bisher unbekanntes hochgradiges Metamorphoseereignis im späten Paläoproterozoikum. Wie der deutlich negative $\epsilon_{Nd}(t)$ -Wert von -12.4 zeigt, besitzt das Gestein selbst zum Zeitpunkt $t = 1705$

Ma bereits eine deutliche Krustensignatur. Die Rückstellung des Sm-Nd-Systems in den Granaten durch thermale Überprägung im Zuge mafischer Gangintrusionen wird ausgeschlossen, da die unweit anstehenden Agali-Anaikatti-Dykes nach Radhakrishna et al. (1999) bereits vor 1.98 Ga entstanden.

Der Granulit BS-I 105A wird als allochthone Einheit mit eigener Krustengeschichte interpretiert, die ihre heutige Position in der südwestlichen BSZ erst durch tektonische Bewegungen erfahren hat. Es kann lediglich darüber spekuliert werden, ob das Granulitsegment aus den Gebieten südlich des Cauvery-Scherzonen-Systems stammt. Zirkonstudien von Jayananda et al. (1995) und Bartlett et al. (1998) deuten auf ein thermale Ereignis vor ~ 1.8 Ga im Madurai Block und im Trivandrum Block hin. Ein Herkunftsgebiet im Norden des CSS ist nach dem aktuellen Stand der Forschung unwahrscheinlich. Zwar treten im ostindischen Eastern-Ghats-Gebirge (Abb. 2-2) Charnockite auf, deren Protolithalter um ~ 1.72 Ga liegen (Kovach et al., 2001). Ihr Metamorphosealter ist allerdings mit etwa 1.6 Ga (Mezger et al., 1999) jünger als das der Probe BS-I 105A.

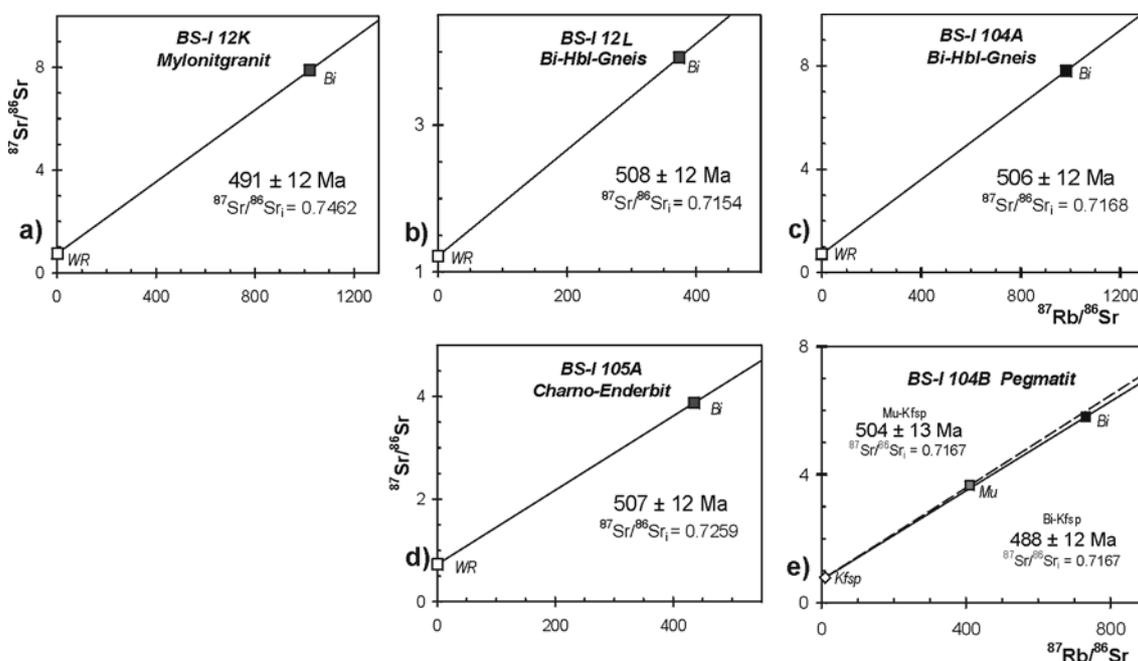


Abb. 7-13a-e: Auswertung der Biotit-/Muskovit-Isotopenverhältnisse aus der westlichen BSZ in $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isochronendiagrammen. Symbolgrößen übersteigen die 2σ -Fehler der Isotopenverhältnisse.

Mittel- und Spätproterozoische Retrogression und Scherdeformation?

Das Sm-Nd-Hornblende-Isochronenalter von 958 ± 140 Ma (Probe BS-I 104A) liefert möglicherweise ein Indiz für die retrograde Hornblendenbildung aus Pyroxen im Zuge eines thermalen, fluidzuführenden Ereignisses im späten Mittelproterozoikum (Abb. 7-12b).

Generell bestehen widersprüchliche Ansichten über den Zeitpunkt der Scherzonenaktivität in der westlichen BSZ, den Ghosh et al. (1996) vor minimal 600 Ma, Deters-Umlauf (1997) vor 550 Ma und Radhakrishna et al. (1999) vor 1.98 Ga ansetzen (vgl. Kap. 3.1.3). Die Diskrepanz der geochronologischen Daten aus der westlichen BSZ könnte allerdings durch ein Szenario mit einer Sequenz von tektonothermalen Impulsen erklärt werden.

Postdeformatives Stadium

Ordovizische Biotitalter werden der postdeformativen Entspannungsphase nach der von Deters-Umlauf (1997) nachgewiesenen kambri-schen Überprägung in der westlichen BSZ vor 550 Ma zugeschrieben. Den Ergebnissen zufolge kühlten die Mylonitgneise vor etwa 510 bis 490 Ma auf etwa 320°C ab (Abb. 7-13 a-d).

In diese Phase der Relaxation fällt die Platznahme undeformierter Restschmelzen des Typs BS-I 104B. Ihre Intrusion wird zeitlich durch ein Sm-Nd-Granatalter fixiert, welches bei den üblicherweise in pegmatitischen Schmelzen herrschenden Temperaturen ($\leq 600\text{-}650^\circ\text{C}$; Matthes, 1993) als Kristallisationsalter gelten kann (Abb. 7-12c). Dieses Granatalter von 513 ± 6 Ma ist zugleich ein Minimalalter in Hinblick auf die Mylonitierung in der westlichen BSZ. Der negative $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Initialwert von -23.9 zum Zeitpunkt $t = 513$ Ma und das hohe Nd-Modellalter des Gesteins von 2.5 Ga (s. Kap. 7.7.2.2 und Tab. 7-1) zeigen, dass das saure Magma im wesentlichen durch Wiederaufschmelzung alter Kruste entstanden ist. Die anschließende Abkühlrate des Pegmatits BS-I 104B liegt bei 10 bis $15^\circ\text{C}/\text{Ma}$ und ergibt sich aus der Kombination der Mineraldatierungen an Granat ($650^\circ\text{C} \approx 513$

Ma), Muskovit ($500^\circ\text{C} \approx 504$ Ma) und Biotit ($320^\circ\text{C} \approx 488$ Ma).

7.3.3 Mineralisochronen aus der östlichen Bhavani-Scherzone

7.3.3.1 Ergebnisse der Sm-Nd-Mineralanalyse

Reliktische Granulite

In der Gnt-Px-Plag-Granulit-Probe BS-I 17C treten mehrere cm-große idiomorphe Granate auf, deren Entstehung einer späten Phase der granulitfaziellen Metamorphose zugerechnet wird. Die Sm-Nd-Analyse am Kern eines Granat-Porphyroblasten von 3 cm Durchmesser (Gnt-2) führt zu einem Sm-Nd-Granat-WR-Alter¹⁸ von 2329 ± 21 Ma (Abb. 7-14a, durchgezogene Linie).

Idiomorphe Granate von mm-Größe (Gnt-1) aus der Matrix des Gesteins liefern hingegen ein Granat-WR-Isochronenalter von 1623 ± 11 Ma (Abb. 7-14a, punktierte Linie). Für xeno- bis hypidiomorphe mm-große Plagioklase resultiert in Kombination mit den Gesamtgesteinsdaten ein jüngeres Mineralalter von 1164 ± 110 Ma (Abb. 7-14a und b, durchbrochene Linie).

Die Enderbitprobe BS-I 122D zeigt Spuren einer schwachen sekundären Überprägung, im Zuge derer Klino- und Orthopyroxen randlich durch Amphibol und Biotit ersetzt wurden (Abb. 3-7). Aus Sm-Nd-Mineralanalysen an BS-I 122D resultieren ein Granat-WR-Alter von 1276 ± 11 Ma und ein Plag-WR-Alter von 1224 ± 110 Ma (Tab. 7-1). Eine Gnt-Hbl-Plag-WR-Internisochrone aus allen verfügbaren Daten ist im wesentlichen durch den Granat-Datenpunkt gesteuert und korrespondiert mit einem Alter von 1275 ± 10 Ma (MSWD = 1.5; Abb. 7-14c). Die geringe Streuung der Datenpunkte um die Isochrone spiegelt deutlich den isotopischen Gleichgewichtszustand aller untersuchten

¹⁸ Um eine Verfälschung der Gesamtgesteinsisotopie zu vermeiden, wurden die Granat-Megablasten vor der Aufbereitung aus dem Handstück herausgesägt.

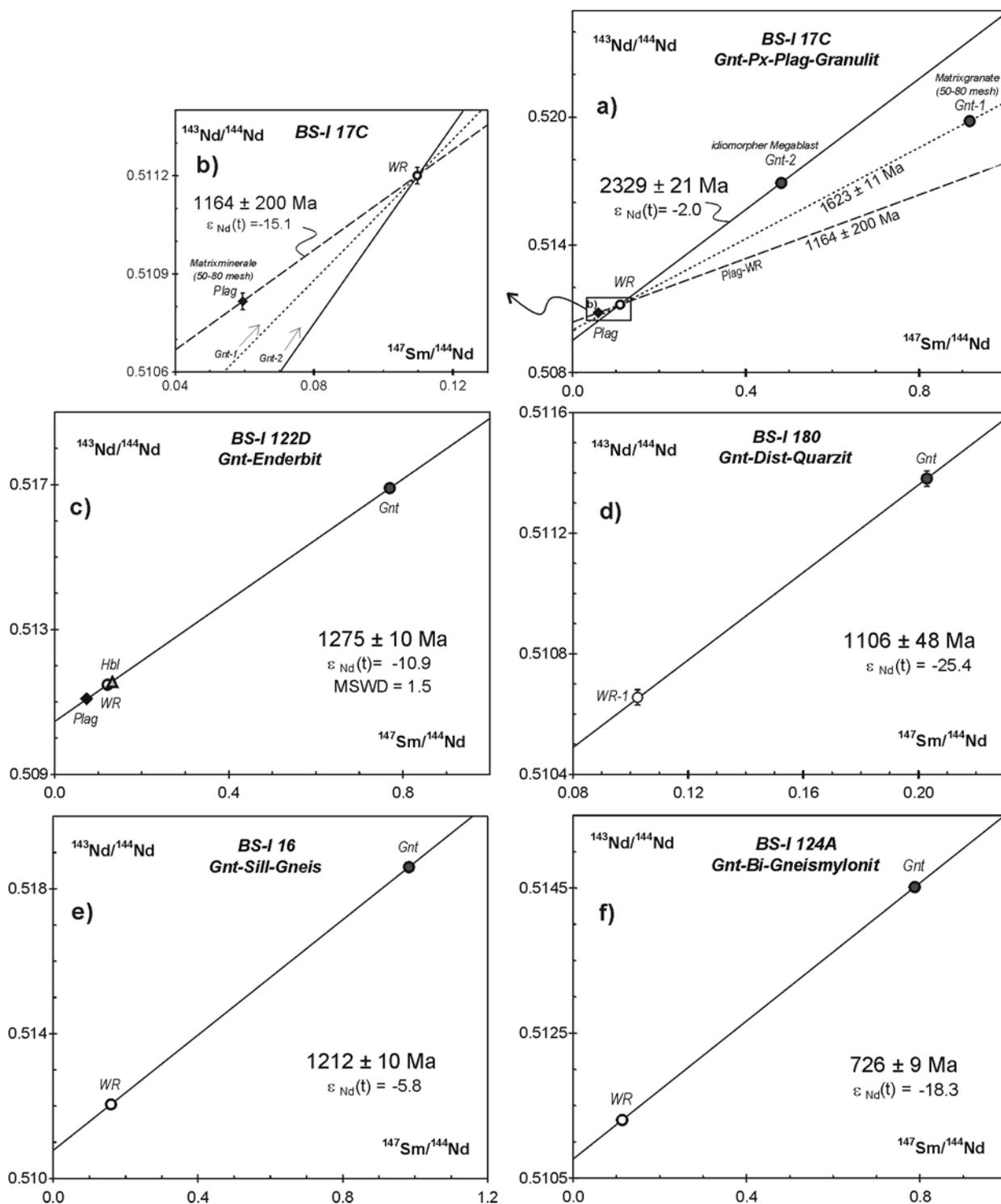


Abb. 7-14 a-f: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramme mit den Ergebnissen der Sm-Nd-Mineralanalysen aus der östlichen BSZ. Symbolgrößen übersteigen die 2σ -Fehler der Isotopenverhältnisse, sofern keine Fehlerbalken angetragen sind.

Mineralfractionen wider, ganz im Gegensatz zu den Mineralphasen der Probe BS-I 17C.

Blassrosafarbene, klare Granate aus dem Disthen-führenden Quarzit BS-I 180 ergeben in Kombination mit dem Gesamtgestein ein Isochronenalter von 1106 ± 48 Ma (Abb. 7-14d).

Allerdings schließt das niedrige $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis der Probe (0.203) den Einfluß von möglicherweise vorhandenen, älteren Einschlussmineralen nicht aus. Demzufolge kann das genannte Alter lediglich als Minimalalter interpretiert werden.

Gneise und Gneismylonite

Für das Granat-Gesamtgesteins-Paar des Paragneises BS-I 16 resultiert ein Alter von 1212 ± 10 Ma (Abb. 7-14e). Die Granate dieser Probe liegen teils idiomorph vor, häufig aber sind sie kataklastisch zerbrochen und korrodiert.

Duktile überprägte Granat-Sigmaklasten des Gneismylonits BS-I 124A, der aus Enderbiten des Typs BS-I 122D hervorgeht, liefern hingegen ein jüngeres Sm-Nd-Mineral-WR-Alter von 726 ± 9 Ma (Abb. 7-14f).

7.3.3.2 Ergebnisse der Rb-Sr-Mineralanalyse

Sekundäre Muskovite (50-80 mesh), die auf Schieferungsflächen des schwach rehydratisierten Gnt-Dist-Quarzits BS-I 180 ausgebildet sind, liefern bei Korrelation mit dem Gesamtgestein (Mittelwert aus zwei Aliquoten) eine Rb-Sr-Mineralisochrone, die mit einem Alter von 678 ± 35 Ma korrespondiert (Abb. 7-15a). Hingegen resultiert für feinkörnige Biotite (80-100 mesh), die im retrograden Gneismylonit BS-I 124A entlang einer Vorzugsrichtung ausgebildet sind,

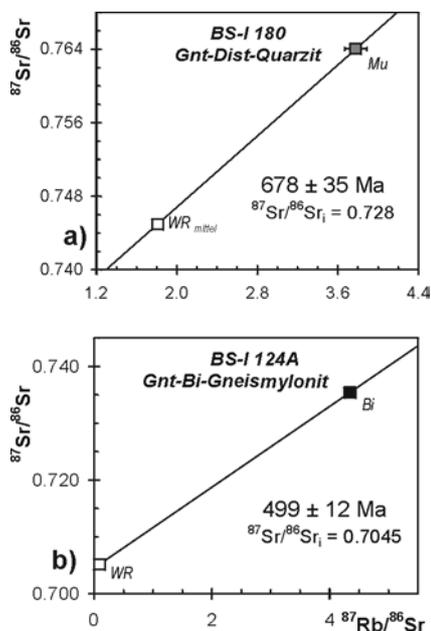


Abb. 7-15a-b: Auswertung der Biotit-/Muskovit-Isotopenverhältnisse aus der östlichen BSZ in $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isochronendiagrammen. - Symbolgrößen übersteigen die 2σ -Fehler der Isotopenverhältnisse, sofern keine Fehlerbalken angetragen sind.

ein weitaus jüngeres Rb-Sr-Biotitalter von 499 ± 12 Ma (Abb. 7-15b).

7.3.3.3 Diskussion der Ergebnisse

Paläoproterozoische Granulitmetamorphose M1

Die Schließtemperatur für das Sm-Nd-System in Granaten hängt maßgeblich von der Korngröße der Minerale ab (Burton et al., 1995). Demzufolge ist die REE-Diffusion im Kernstück eines Granatporphyroblasten von 3 cm Größe bereits beim Unterschreiten von ca. 850°C vernachlässigbar gering (s. Kap. 5.1.4, 5.3.1). Da die hochgradige Metamorphose in der Bhavanisagar-Region vermutlich bei etwa $820 \pm 70^\circ\text{C}$ und 9 kbar ablief (Janardhan et al., 1982), wird das um 2329 ± 21 Ma liegende Isochronenalter des Einzelgranats Gnt-2 aus dem Granulit BS-I 17C als Bildungsalter interpretiert (Abb. 7-14b). Das Alter spiegelt den Zeitpunkt statischer Granatsprossung in der Spätphase der paläoproterozoischen Granulitmetamorphose wider. Der $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ -Wert = -2.0 der Granat-WR-Isochrone belegt die relativ kurze Krustenverweildauer des Granulit-Protoliths vor seiner hochgradigen Überprägung. Das Granatalter von BS-I 17C ist deutlich jünger als das U-Pb-Zirkonalter von $2456 +67/-37$ Ma aus dem nahegelegenen Bhavanisagar-Steinbruch, welches Buhl (1987) als Alter der hochgradigen Metamorphose interpretiert. Die Diskrepanz zwischen den Zirkon- und Granataltern wird mit einer langanhaltenden Temperung der granulitisierten Unterkruste erklärt.

Mesoproterozoische Metamorphose M2b

Die Sm-Nd-Verhältnisse der mm-großen Matrixgranate Gnt-1 aus dem Granulit BS-I 17C definieren eine Gerade, deren Steigung einem erheblich jüngeren Alter von ~ 1613 Ma entspricht. Dies steht im Widerspruch zu Gefügebeobachtungen, laut derer die Gnt-1-Matrixfraktion eindeutig älter ist als die porphyroblastische Gnt-2-Fraktion. Demzufolge erscheint das berechnete Alter implausibel und weist auf eine partielle Öffnung des Sm-Nd-Isotopen-

systems hin. Vermutlich dokumentiert das Plagioklas-Isochronenalter (1164 ± 110 Ma) die Abkühlung des Gesteins nach dieser Öffnung. Scherdeformative Gefügestrukturen, die nur wenige Meter neben dem Ort der Probenahme im Aufschluß BS-I 17 sichtbar werden, belegen die sekundäre thermische Beeinflussung der Gnt-Px-Plag-Granulite im Gelände.

Sm-Nd-Mineraldatierungen an Granuliten des Bhavanisagar-Steinbruchs (BS-I 122D) und an zwei weiteren hochmetamorphen Paragesteinen (BS-I 16/180) geben zusätzliche Hinweise auf eine hochtemperierte Überprägung in der östlichen BSZ vor ~ 1.2 Ga (Abb. 7-14a,c-e). Die Schwankungsbreite der Granatalter kann auf lokalen Schwankungen der Metamorphosebedingungen und/oder auf Variationen der Mineralchemie und Korngeometrie beruhen (z.B. Humphries & Cliff, 1982; Burton et al., 1995; Hölttä et al., 2000). Eine Verzerrung der Alterswerte durch eine ererbte frühproterozoische Komponente oder durch neoproterozoische Überprägung kann auf der Basis der vorliegenden Daten nicht ausgeschlossen werden. Nichtsdestotrotz deutet die Häufigkeit mesoproterozoischer Mineralalter in Granulitrelikten der östlichen BSZ erstmals auf ein thermales Ereignis vor etwa 1.2 Ga hin.

In Anbetracht der vorliegenden Ergebnisse stellt sich die Frage nach der regionalen Reichweite einer solchen mesoproterozoischen Überprägung. Von Bedeutung ist in diesem Kontext die auf LANDSAT-Daten basierende Interpretation von Drury et al. (1984), nach der sich das Cauvery-Scherzonen-System möglicherweise nordostwärts bis zum Eastern Ghats Belt (EGB) fortsetzt (vgl. Kap. 3.1.1). Tatsächlich ist der EGB die einzige geologische Einheit im südindischen Basement, für die eine mittelproterozoische Orogenese nachgewiesen ist. Geochronologische Studien an Granuliten (Nord- und Zentral-EGB) belegen Grenville-Metamorphoseprozesse zwischen 1.1 Ga und 0.96 Ga (Shaw et al., 1997; Simmat & Raith, 1998; Mezger & Cosca, 1999; Jarrik, 2000).

Neuere U-Pb-Untersuchungen von Simmat & Raith (mdl. Mitt.) liefern auch höhere Monazitalter zwischen 1.1 und 1.26 Ga. Hypothetisch zeigen Granulitrelikte in der östlichen Bhavani-Zone also eine Affinität zum EGB. Sie könnten über tektonische Transportvorgänge als allochthone EGB-Komponenten in die Bhavani-Region gelangt sein.

Neoproterozoische Retrogression und Scherdeformation

Das Granatalter von 726 ± 8 Ma aus der amphibolitfaziellen Mylonitzone des Bhavanisagar-Steinbruchs (BS-I 124A) dokumentiert die Rekristallisation prädeformativ gewachsener Granate unter neoproterozoischer Scherdeformation (Abb. 7-14f). Im Zuge dieser Überprägung wurde das Sm-Nd-Isotopensystem der Minerale erneut geöffnet und ihre radiometrische Uhr zurückgestellt. Diese Interpretation wird durch ein identisches Gnt-Plag-Hbl-WR-Isochronenalter von 726 ± 9 Ma unterstützt, das Bhaskar Rao et al. (1996) für einen deformierten Granulit im östlichen CSS berechneten.

Bemerkenswert ist der zeitliche Zusammenhang der Scherbewegungen zu alkalimagmatischen Intrusionen in der Nordost-Verlängerung der Bhavani-Zone (Attur-Scherzone), deren Platznahme offenbar zwischen zwei Stadien der Scherzonenaktivität erfolgte (Möller et al., 2001). Diese Pyroxenit-Syenit-Karbonatit-Komplexe entstanden vor etwa 800 bis 760 Ma (Schleicher et al., 1998; Miyazaki et al., 2000) und wurden unmittelbar anschließend vor 750 Ma metamorphisiert (Möller et al., 2001).

Den vorliegenden geochronologischen Daten zufolge könnte sich die Entwicklungsgeschichte der östlichen BSZ (letzte Scherdeformation um 730 Ma?) und die der westlichen BSZ (letzte Scherdeformation um 550 Ma?) unterscheiden. Zu beachten ist hier jedoch die Größe des stichpunktartig beprobten Untersuchungsgebiets, die derartige Schlussfolgerungen auf Basis des bestehenden Datensatzes nicht zuläßt. Stattdessen erscheint durchaus naheliegend, dass es in beiden

Teilbereichen und in Analogie zur Moyar-Zone mehrere Aktivitätsphasen gab, deren vollständige Dokumentation noch aussteht.

Postdeformatives Stadium

Muskovit- und Biotitalter aus der östlichen BSZ deuten auf zwei Abkühlphasen hin und lassen das Szenario mehrfacher retrograder Überprägung plausibel erscheinen:

- Das Rb-Sr-Muskovitalter des Gnt-Dist-Quarzits BS-I 180 dokumentiert die thermische Überprägung, die im Neoproterozoikum (vor ~ 730 Ma) auch nicht-scherdeformierte Gesteine erfuhren. Dabei wurde die Muskovit-Schließtemperatur von ~ 500 °C im Quarzit vor 678 ± 35 Ma unterschritten.
- Die Rb-Sr-Biotitdatierung an der Probe BS-I 124A (499 ± 12 Ma) zeigt, dass das Temperaturniveau von 320 °C letztmalig erst im Frühpaläozoikum unterschritten wurde. Dieses Abkühlstadium erreichten östliche und westliche BSZ synchron.

7.3.4 Folgerungen

- Acht von zehn untersuchten Granuliten und Gneisen aus der BSZ besitzen ihrem Sm-Nd-WR-Isochronenalter zufolge ein Protolithalter von ~ 2.52 Ga. Sie stellen vermutlich Äquivalente der Nilgiri-Granulite dar. Unklar ist, ob die Ausgangsgesteine vor ihrer Granulitierung teilweise oder vollständig sedimentär umgelagert wurden.
- Ein cm-großer Granatkern aus einem Granulit der östlichen BSZ liefert ein Sm-Nd-Isochronenalter von 2329 ± 21 Ma. Statistisch besteht Äquivalenz zwischen diesem Alter und dem bei 2355 ± 22 Ma liegenden Granatalter des Granulits MS-I 2C aus der MSZ (Kap. 7.2). Beide Alter dokumentieren spätphasige Granatblastese im Zuge der paläoproterozoischen Granulitmetamorphose M1 vor der Scherdeformation. Das niedrige $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) -2.0$) zur Zeit der Granat sprossung belegt die relativ kurze Krusten-

verweildauer des Granulit-Protoliths vor seiner hochgradigen Überprägung.

- Ein reproduzierbares Sm-Nd-Granatalter von 1705 ± 11 Ma stammt aus einem Granulit der südwestlichen BSZ. Hier liegt eine eigene tektonometamorphe Einheit mit hochgradiger Metamorphoseentwicklung M2a im späten Paläoproterozoikum vor. Diese Einheit besitzt möglicherweise Affinität zu den Granulitgebieten südlich des CSS.
- Erste Hinweise auf eine mittelproterozoische Überprägung M2b vor ~ 1.2 Ga geben Sm-Nd-Granatalter und -Plagioklasalter aus Paragneisen und Granuliten der östlichen BSZ. Zu dieser Zeit zeigen die untersuchten Gesteine bereits eine deutliche Krustenentwicklung ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) -5.8$ bis -25.4).
- Das Sm-Nd-Mineralalter retrograd gebildeter Hornblenden deutet auf amphibolitfazielle Alteration vor ~ 960 Ma in der westlichen BSZ hin.
- Eine Phase neoproterozoischer Scherzonenaktivität unter amphibolitfaziellen Bedingungen ist in der östlichen BSZ durch die Granatrekristallisation und den Sm-Nd-Isotopenaustausch mit coexistierenden Mineralen vor 726 ± 8 Ma belegt. Diese Phase der Mylonitisierung ist zeitlich eng mit der mutmaßlichen Entstehung von Myloniten in der MSZ vor ~ 745 Ma verknüpft. Infolge anschließender Entspannung wurde in der östlichen Bhavani-Region vor ~ 680 Ma die Muskovit-Schließtemperatur von ~ 500 °C erreicht.
- Das Sm-Nd-Granatalter eines postdeformativen Pegmatits von 513 ± 5 Ma und Rb-Sr-Biotitabkühlalter aus Myloniten von 510 - 490 Ma dokumentieren das Ende duktiler Scherbewegungen in der gesamten Bhavani-Region.

7.4 Palghat-Scherzone

7.4.1 Gesamtgesteinsisochronen

Die Gneise und Gneismylonite aus der Palghatregion zeigen in den Sm-Nd- und Rb-Sr-Isochronendiagrammen (Abb. 7-2 und 7-3) eine unsystematische Verteilung, die keine Korrelation der Datenpunkte erlaubt und auf eine komplexe isotopische Entwicklung des Gebiets verweist.

7.4.2 Mineralisochronen

7.4.2.1 Ergebnisse der Sm-Nd-Mineralanalyse

Da granatführende Gesteine in der Palghat-Scherzone (PSZ) selten sind, liegt für dieses Gebiet nur eine Granatdatierung vor: Die Analyse an Granaten eines exemplarischen Gnt-Bi-Gneises (PS-I 171) führte zu einem Sm-Nd-Mineralalter von 521 ± 8 Ma (Abb. 7-16).

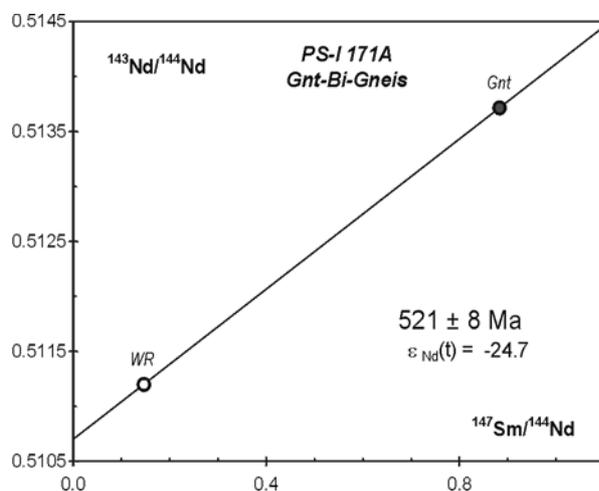


Abb. 7-16: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramm mit dem Ergebnis einer Granatanalyse aus der PSZ. Symbolgrößen übersteigen die 2σ -Fehler der Isotopenverhältnisse.

7.4.2.2 Ergebnisse der Rb-Sr-Mineralanalyse

Die Rb-Sr-Isotopenanalyse an einem Granodiorit (BS-I 114A), einem Bi-Gneis (BS-I 116B)

und einem Bi-Gnt-Gneis (BS-I 171A), die in unterschiedlichem Maße deformativ überprägt wurden, ergab konkordante Biotit-Gesamteinsalter von 486 , 485 und 488 ± 12 Ma (50-80 mesh).

7.4.2.3 Diskussion der Ergebnisse

Neoproterozoisch-frühpaläozoische Metamorphose M3 und Scherdeformation

Für die PSZ und die südlich angrenzenden geologischen Einheiten (Maddukarai-Einheit, Anaimalai Hills) liegen bislang keine Hinweise auf eine prä-panafrikanische Metamorphoseentwicklung vor. Vielmehr wurde das ganze Gebiet zu panafrikanischer Zeit von hochgradiger Regionalmetamorphose M3 erfasst. Granatdatierungen an Gesteinen der Maddukarai-Einheit (Meißner et al., 2002) und des nördlichen Madurai Blocks (Mallick, 1997) lieferten Gnt-WR-Alter, die insgesamt in einem breiten Zeitfenster von etwa 610 bis 490 Ma liegen. Mit ~ 521 Ma fällt auch das nun vorliegende Granat-WR-Alter aus der PSZ in diese Zeitspanne (Abb. 7-16). Scherbewegungen in der PSZ sind daher der Spätphase panafrikanischer Regionalmetamorphose zuzuordnen. Im Gegensatz dazu ist die panafrikanische Überprägung in den Moyar- und Bhavani-Scherzonen lokal beschränkt und eindeutig strukturbezogen.

Generell scheint die Schwankungsbreite der Mineralalter in der Palghat-Region Ausdruck einer lange andauernden Metamorphoseentwicklung zu sein. Möglicherweise jedoch lassen sich anhand der Granatalter aus diesem Gebiet zwei Episoden der Deformation unterscheiden:

1) Sm-Nd-Granatalter um 610-560 Ma (Mallick, 1997; Meißner et al., 2002) bilden in etwa den Höhepunkt der panafrikanischen Regionalmetamorphose (M3) ab.

Dies gilt für die Maddukarai-Metasedimente, deren Metamorphosetemperaturen Srikantappa et al. (1990) zufolge in etwa der Schließtemperatur von Granat entsprechen (Meißner et al., 2001).

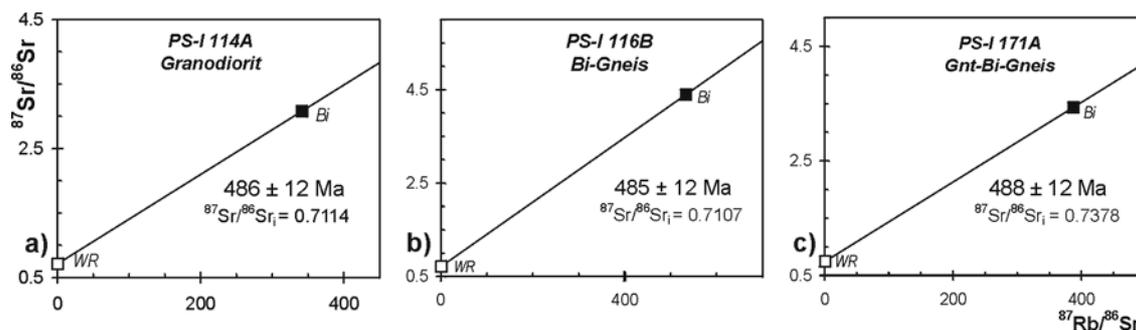


Abb. 7-17 a-c: Auswertung der Biotit-/Muskovit-Isotopenverhältnisse aus der PSZ in $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isochronendiagrammen. Symbolgrößen übersteigen die 2σ -Fehler der Isotopenverhältnisse.

2) Jüngere, um 500 Ma liegende Werte spiegeln die folgende Phase *nach* dem Peak der Regionalmetamorphose wider, die in der Palghat-Region zur Ausbildung von Mylonitgefügen führte.

Im diesem Sinne überliefert das Sm-Nd-Granatalter aus dem Gneis PS-I 171 mittelkambrische Scherdeformation vor etwa 521 Ma an der PSZ.

Postdeformatives Stadium

Konsistente Biotitalter aus Metamorphiten der PSZ (~ 485 - 488 Ma; Abb. 7-17) und aus den sich südlich anschließenden Anaimalai Hills (~ 477 - 482 Ma; Mallick, 1997) dokumentieren die bis ins Ordovizium reichende Abkühlung beider Einheiten nach der panafrikanischen Überprägung. Für den Gnt-Bi-Gneis PS-I 171A kann aus den Granat- und Biotitaltern bei kontinuierlich retrogradem P-T-Verlauf auf einen Abkühlgradienten von etwa 10 - $15^\circ\text{C}/\text{Ma}$ geschlossen werden.

7.4.3 Folgerungen

- In der Palghat-Region war vor 600 - 550 Ma die hochgradige panafrikanische Regionalmetamorphose M3 wirksam - ebenso wie im Madurai Block und im Trivandrum Block, d.h. in den geologischen Einheiten südlich des Cauvery-Scherzonen-Systems. Im Gegensatz dazu ist die panafrikanische Überprägung in den Moyar- und Bhavani-Regionen nicht großflächig, sondern lokal begrenzt und an Scherdeformation gebunden.
- Die PSZ selbst entstand in der Spätphase des panafrikanischen Ereignisses. Das kambrische Sm-Nd-Granatalter von 521 ± 8 Ma aus einem Gneis dokumentiert vermutlich die struktur-kontrollierte Überprägung in der PSZ.
- Ein Minimalalter für die Scherzonenaktivität in der PSZ um 490 Ma liefern Rb-Sr-Biotitalter aus deformierten Gneisen. Sie belegen die Hebung und Abkühlung der Palghat-Region auf die mineralspezifische Schließtemperatur von $\sim 320^\circ\text{C}$ unter einem Gradienten von etwa 10 - $15^\circ\text{C}/\text{Ma}$. Der südlich angrenzende Madurai Block durchlief dieses Relaxionsstadium synchron.

7.5 Kollegal-Scherzone

7.5.1 Mineralisochronen

7.5.1.1 Ergebnisse der Sm-Nd-Mineralanalyse

Für xenomorphe Granate (50-80 mesh) aus dem leicht scherdeformierten Gneis DC-I 150B, der dem Einflussbereich der Kollegal-Scherzone entstammt, resultiert ein Sm-Nd-Granat-Gesamtgesteins-Alter von 2388 ± 16 Ma (Abb. 7-18).

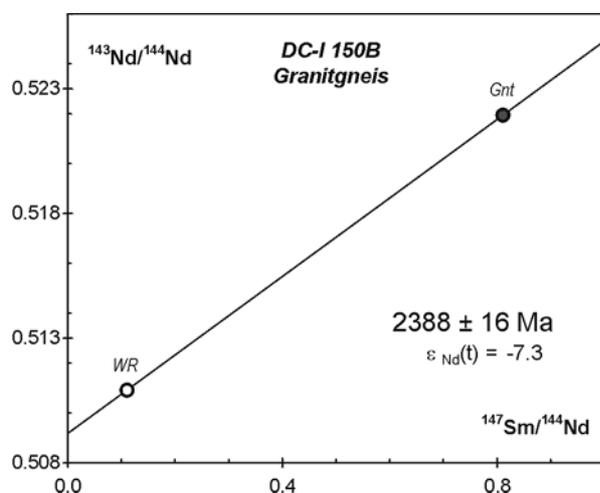


Abb. 7-18: $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramm mit dem Ergebnis einer Sm-Nd-Granatanalyse aus der Kollegal-Scherzone. Symbolgrößen übersteigen die 2σ -Fehler der Isotopenverhältnisse.

7.5.1.2 Ergebnisse der Rb-Sr-Mineralanalyse

Rb-Sr-Mineralisochronen aus den Proben DC-I 150 B und 154B (Abb. 7-19) liefern innerhalb der Altersfehler konkordante Biotitalter von 2137 ± 52 Ma (50-100 mesh) und 2091 ± 51 Ma (50-80 mesh).

7.5.1.3 Diskussion der Ergebnisse

An der Kollegal-Scherzone, die innerhalb des spätarchaisch überprägten Dharwar Kratons auftritt, vermutet Srikantappa (mdl. Mitt.) eine panafrikanische Phase amphibolitfazieller Scherdeformation (s. Kap. 4). Die stichpunktartige Untersuchung im Rahmen dieser Studie liefert jedoch ein Sm-Nd-Granatalter von 2388 ± 16 Ma

und zwei Rb-Sr-Biotit-Abkühlalter um ~ 2.11 Ga. Das vorliegende Granatalter aus der Kollegal-Zone ist etwas jünger im Vergleich zu Literaturdaten aus dem Dharwar-Basement. Diese liegen bei ~ 2430 Ma (Köhler & Srikantappa, 1996) und ~ 2465 Ma (Deters, mdl. Mitt.). Die erzielten Biotitalter korrelieren mit Ergebnissen, die Peucat et al. (1993) und Deters et al. (2000) für den südlichen Dharwar Kraton in beträchtlicher Entfernung zur Kollegal-Zone ermittelten.

Eine panafrikanische Aktivität der Kollegal-Scherzone wird aufgrund der vorliegenden Daten ausgeschlossen, da sie sich durch die Rückstellung des temperaturempfindlichen Rb-Sr-Isotopensystems in den Biotiten bemerkbar machen müsste. Zudem haben die bisherigen Untersuchungen im Rahmen dieser Studie (Kap. 7.3.1 bis 7.3.4) gezeigt, dass Granat unter amphibolitfazieller Scherdeformation und Korrosion mit einer Öffnung des Sm-Nd-Isotopensystems reagieren sollte. Da die Granate der Probe DC-I 150B Korrosion und Kataklyse zeigen, die auf die tektonischen Bewegungen an der Kollegal-Scherzone zurückgeführt werden, könnte das um 2388 Ma liegende Sm-Nd-

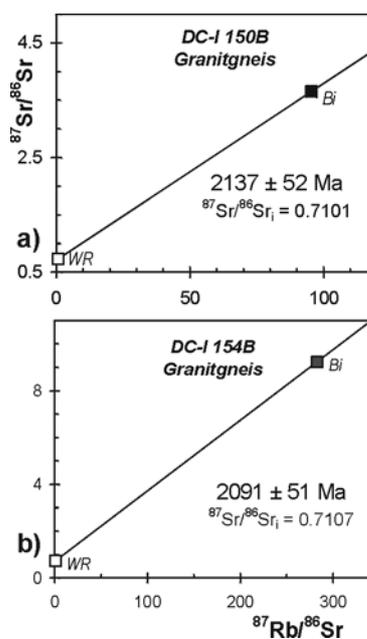


Abb. 7-19 a-b: Auswertung der Biotit-Isotopenverhältnisse aus der Kollegal-Scherzone in $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopenverhältnissen. Symbolgrößen übersteigen die 2σ -Fehler der Isotopenverhältnisse.

Granatalter unmittelbar den Zeitpunkt der Scherdeformation widerspiegeln. Zumindest aber liefert es die Untergrenze für die Scherbewegung (≥ 2.4 Ga) an der Kollegal-Scherzone. In diesem Teil des Dharwar Kratons wurden also - anders als im Cauvery-Scherzonen-System - keine Hinweise auf jungproterozoische Tektonik gefunden. Stattdessen sind die vorwiegend sinistralen Scherbewegungen an das Spätstadium der hochmetamorphen Regionalmetamorphose gekoppelt, die an der Wende Spätarchaikum/ Frühproterozoikum für den gesamten östlichen und für Teilgebiete des westlichen Dharwar Kratons nachgewiesen ist (vgl. Tab. 3-1).

Zwischen dem Granat- und dem Biotitalter der Probe DC-I 150B liegt eine bemerkenswert lange Zeitspanne von etwa 250 Ma. Analoge Altersdiskrepanzen wurden auch bei anderen geochronologischen Studien im südlichen Dharwar Kraton beobachtet (Peucat et al., 1993; Deters et al., 2000). Diese Zeitspanne ist entweder

(a) Ausdruck langanhaltender Temperung bzw. langsamer Abkühlung des Kratons im Frühproterozoikum mit einer Abkühlrate von nur $0.6 - 0.8$ °C/Ma.

oder

(b) die Folge einer polyphasen Metamorphoseentwicklung, bei der es zwischen der Schließung des Sm-Nd-Isotopensystems in Granat (≥ 650 °C) vor etwa 2.39 Ga und dem Erreichen der Biotit-Schließtemperatur von 320 °C vor 2.11 Ga zu einer nochmaligen Wärmezufuhr in der kratonisierten Kruste kam, die das Sm-Nd-System der Granate nicht beeinflusste.

Wie Abb. 7-20 zeigt, ergeben die Rb-Sr-Biotitdatierungen aus dem hochmetamorphen Dharwar-Kraton insgesamt zwei Altersmaxima. Höhere Biotitalter variieren zwischen 2410 und 2300 Ma, jüngere liegen zwischen 2200 und 2060 Ma. Dieses Verteilungsmuster wird als Indikator für einen zweiphasigen, postdeforma-

tiven Abkühlverlauf (Modell b) im Bereich der Kollegal-Scherzone gewertet.

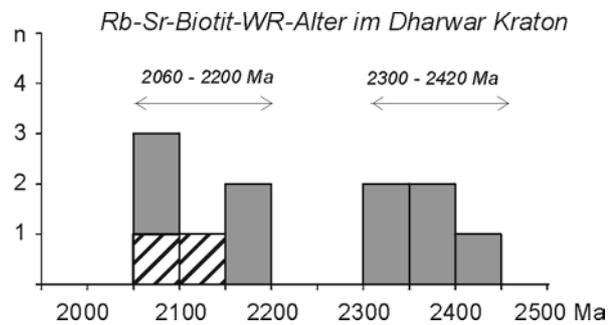


Abb. 7-20: Biotit-WR-Abkühlalter aus dem hochmetamorphen Dharwar Kraton ergeben zwei Altersmaxima um 2360 Ma und um 2120 Ma. Schraffierte Felder: eigene Daten aus der Kollegal-Scherzone. Graue Felder: Literaturdaten (Peucat et al., 1989; Jayananda & Peucat, 1996; Deters et al., 2000).

7.5.2 Folgerungen

- Ein Sm-Nd-Granatalter von 2388 ± 16 Ma aus einem leicht scherdeformierten Gneis liefert ein Minimalalter für duktile sinistrale Bewegungen an der Kollegal-Scherzone. Diese erfolgten im Zusammenhang mit der frühproterozoischen Regionalmetamorphose M1 im Dharwar Kraton. Die Krustenverweildauer des Gesteins ist deutlich älter ($\epsilon_{Nd}(t) = -7.3$).
- Konkordante Rb-Sr-Biotitalter um 2.11 Ga repräsentieren das postmetamorphe Abkühlstadium im Dharwar Kraton.
- Die Entwicklung duktiler Deformationsgefüge an der Kollegal-Scherzone steht nicht mit panafrikanischer Tektonik im Cauvery-Scherzonen-System in Zusammenhang.

7.6 Rb-Sr-Analysen an Hornblenden

Anregt durch einige geochronologische Studien, in denen die Anwendung der Rb-Sr-Datierungsmethode auf Amphibole erfolgreich verlief (z.B. Getty & Gromet, 1992; Cliff et al., 1997), wurden im Rahmen vorliegender Arbeit Rb-Sr-Analysen an Hornblenden durchgeführt. Die untersuchten Mineralpräparate stammen aus einem Granulit (MS-I 2C) und zwei Gneisproben (MS-I 2B, BS-I 104A). Jedoch ergab die Isotopenverdünnungsanalyse an den Hornblenden im Vergleich zu den jeweiligen Gesamtgesteinsproben erhöhte $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und verringerte $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte (Abb. 7-21). Die Auswertung dieser Daten im Isotopendiagramm würde zu negativen Hbl-WR-Altern führen. Die Rb-Sr-Analysergebnisse sind zudem, wie eine Doppelanalyse an Amphibolen der Probe BS-I

104A zeigt, nicht reproduzierbar und somit für die geochronologische Auswertung unbrauchbar.

Die Resultate der Rb-Sr-Analyse deuten darauf hin, dass die Amphibole in Bezug auf das Rb-Sr-Isotopensystem ein offenes System darstellen. Dies kann wiederum bedingt sein durch

- a) die schlechte Retentivität der radiogenen Sr-Komponente in Hornblenden
- und/oder
- b) den sekundären Einbau von Rb in das Mineralsystem.

Letzteres würde bei den sehr geringen initialen Rb-Gehalten der Hornblenden zu einer deutlich veränderten Rb-Sr-Isotopenentwicklung führen. In jedem Fall könnte Fluiden, auf die das Rb-Sr-System in Hornblenden unter Umständen sensibler reagiert als das Rb-Sr-System in Glimmern (Flowerdew et al., 1997), eine bedeutende Rolle zukommen.

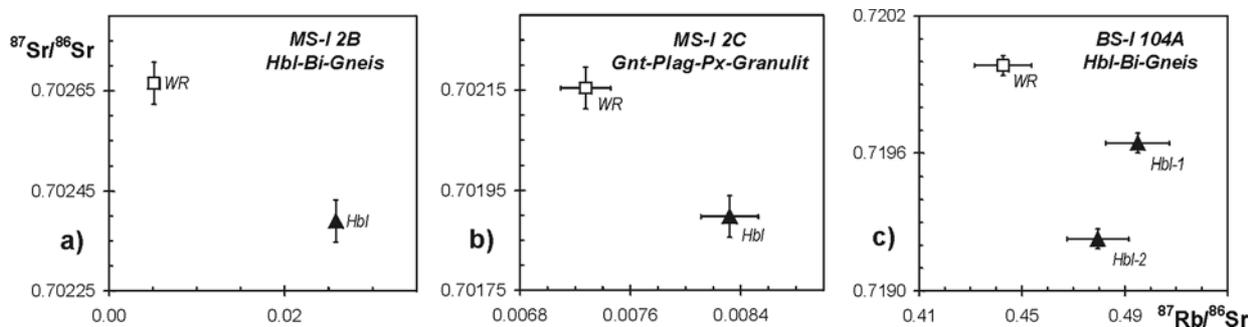


Abb. 7-21: Gemessene Hornblende- und Gesamtgesteins-Isotopenverhältnisse in $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isochronendiagrammen.

7.7 Nd-Entwicklung und T_{DM} -Modellalter

Für die Kalkulation der Nd-Modellalter (T_{DM}) wurde das Modell von Liew & Hoffmann (1988) verwendet. Hierbei wird von einer linearen Nd-Entwicklung des verarmten Mantels ausgegangen, die vor etwa 3.5 Ga bei einem chondritischen Reservoir beginnt. Für die Isotopie des rezenten Mantels werden die Werte $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0.513151$ ($\epsilon_{DM} = +10$) und $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{DM} = 0.2188$ zu Grunde gelegt. Die resultierenden T_{DM} - und T_{CHUR} -Werte sind in Tab. 7-4 aufgelistet. Zum Vergleich herangezogene Modellalterwerte aus der Literatur wurden gegebenenfalls mit den Mantelparametern von Liew & Hoffmann (1988) neu berechnet.

7.7.1 Nd-Entwicklungslinien

In Abb. 7-22a-d sind die Nd-Entwicklungslinien aller untersuchten Gesteinsproben in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Zeit-Diagrammen angetragen. Die Nd-Entwicklungslinien verlaufen insgesamt uneinheitlich. Vor etwa 600 Ma, im Spätproterozoikum, zeigen die Proben negative ϵ_{Nd} -Werte zwischen -31.6 und -5.9 (Tab. 7-1). Dies veranschaulicht, dass während des panafrikanischen Ereignisses, sofern es die Gesteine der Scherzonen-Region erfasste, im wesentlichen alte Kruste aufgearbeitet wurde. Die 'jüngeren' prä- bis syndeformativen Intrusiva aus der BSZ und PSZ zeigen eine den Wirtsgesteinen ähnliche isotopische Entwicklung (Abb. 7-22c,d). Nur diejenigen Magmatite (MS-I 102), die ihren Zirkonaltern zufolge vor etwa 620 Ma in die aktive MSZ intrudiert sind (s. Kap. 6), zeigen eine eigene, steile Nd-Entwicklung mit früheren DM-Schnittpunkten (Abb. 7-22b).

An der Wende Archaikum/Proterozoikum vor 2500 Ma besitzen die meisten Metamorphite aus der MSZ, BSZ und PSZ um CHUR streuende ϵ_{Nd} -Werte (-5.0 bis +2.9). Ihre Nd-Entwicklungslinien schneiden die DM-Entwicklungslinie

schließlich vorwiegend im Spätarchaikum. Die Gesteine der Kollegal-Scherzone und ein Quarzit aus der östlichen BSZ zeigen vor 2500 Ma bereits eine deutlichere Krustenentwicklung (ϵ_{Nd} -6.0 bis -8.7).

Abb. 7-22 verdeutlicht, dass sich bei Verwendung des CHUR-Modells die Nd-Modellalter zu bis zu 0.5 Ga jüngeren Werten verschieben. Auffallend ist, dass sechs von dreizehn Entwicklungslinien der BSZ-Gesteine vor etwa 2500 Ma an der CHUR-Linie konvergieren (Abb. 7-22c). Für die Granulite und Gneise, deren Bildung ihrem Sm-Nd-Isochronenalter zufolge bei 2520 ± 150 Ma liegt (Abb. 7-10), wird somit die Genese aus einem nicht-verarmten Mantelreservoir wahrscheinlich. Dennoch wurden, um die resultierenden Modellalter untereinander und mit Literaturdaten vergleichen zu können, für alle Gesteine T_{DM} -Werte erstellt. Diese sollen im folgenden diskutiert werden:

7.7.2 Nd-Modellalter

Korrektur der T_{DM} -Modellalter

Einige der sauren bis intermediären Krustengesteine weisen hohe Sm/Nd-Verhältnisse (Tab. 7-1) auf, die möglicherweise durch sekundäre Elementfraktionierung unter granulitfazieller Metamorphose verursacht wurden. Dies erfordert nach Milisenda et al. (1994) im Einzelfall die Anwendung eines zweistufigen Nd-Entwicklungsmodells, mit dessen Hilfe korrigierte Nd-Modellalter T''_{DM} berechnet werden (s. Kap. 5.3.4). Bei diesem Zweistufen-Modell wird angenommen, dass sich der betrachtete Gesteinskörper bis zum Zeitpunkt der Granulitmetamorphose mit einem durchschnittlichen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0.11 entwickelt hat und erst dann eine Elementfraktionierung erfahren hat, die zu den heutigen Verhältnissen führte. Harris et al. (1994) zufolge sollte ein derartiges Entwicklungsmodell für *alle* granulitfaziell überprägten Gesteine verwendet werden.

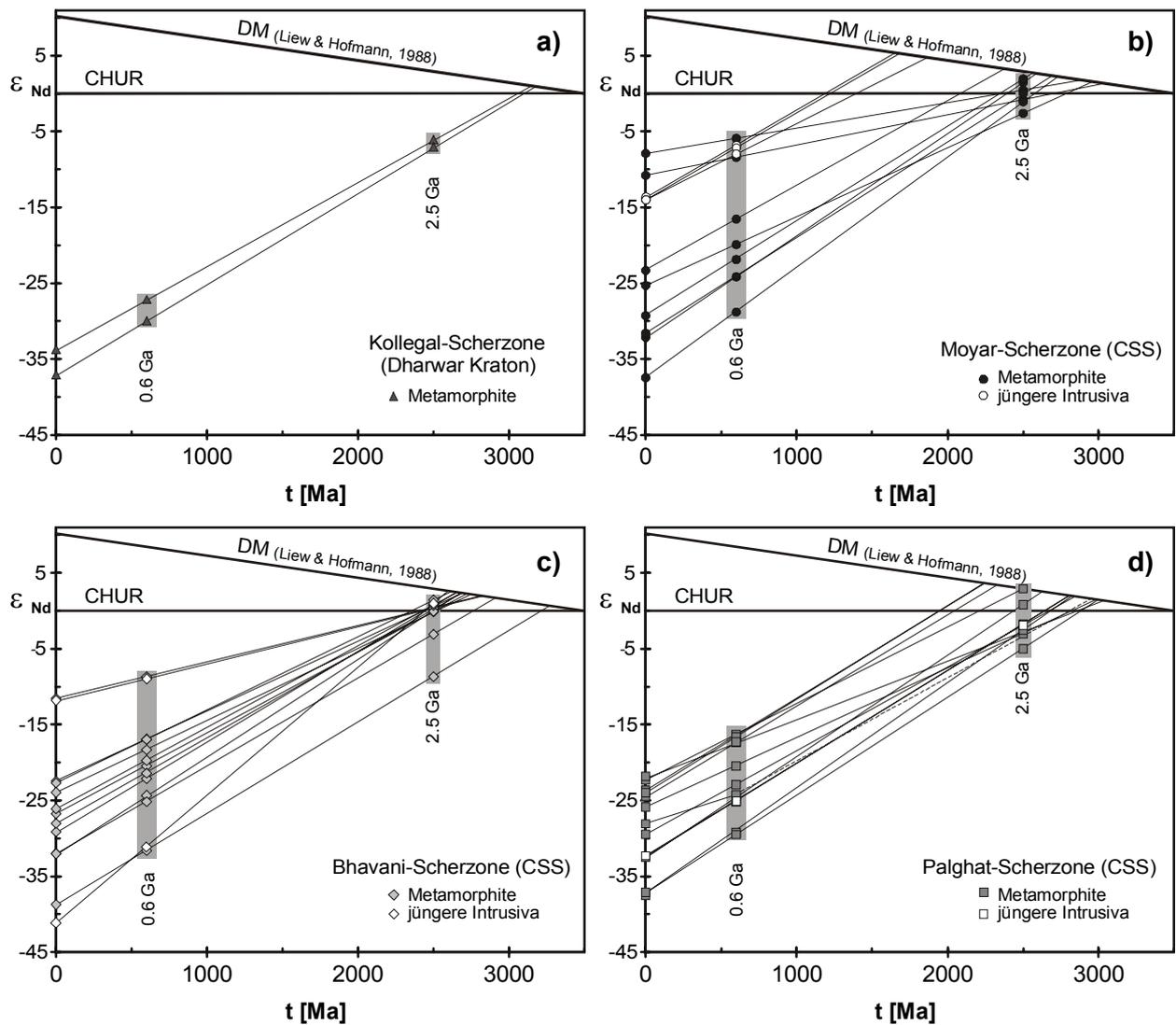


Abb. 7-22a-d: Nd-Entwicklungslinien der Gesteinsproben im ϵ_{Nd} -Zeit-Diagramm. Die CHUR-Linie ist die Nd-Entwicklungslinie des chondritischen Reservoirs nach DePaolo & Wasserburg (1976); DM bezeichnet die Nd-Entwicklungslinie des verarmten Mantels nach dem Modell von Liew & Hofmann (1988). Die Schnittpunkte der Probenlinien mit der Mantelentwicklungslinie entsprechen dem jeweiligen Modellalter. Graue Balken markieren die ϵ_{Nd} -Variation der Proben während des panafrikanischen Ereignisses vor etwa 600 Ma und zur Zeit der granulitfaziellen Regionalmetamorphose vor 2500 Ma. Die durchbrochene Linie in (d) zeigt die hypothetische zweistufige Nd-Entwicklung der Probe PS-I 171.

Um die Unterschiede zwischen konventionell berechneten T_{DM} und korrigierten T''_{DM} aufzuzeigen und die Gültigkeit der Korrektur zu überprüfen, wurden für alle hochmetamorphen Proben T''_{DM} -Daten erstellt. Als Zeitpunkt der innerkrustalen Sm-Nd-Fraktionierung wurde für die Gesteine von MSZ, BSZ und Kollegal-Scherzone das Alter der granulitfaziellen Überprägung vor 2.5 Ga (Buhl, 1986) definiert. Für die PSZ-Gesteine hingegen erfolgt die Korrektur auf die

hochgradige Metamorphose vor etwa 0.6 Ga¹⁹. Die Ergebnisse sind in Tab. 7-4 *kursiv* dargestellt. Sie zeigen, dass eine Korrektur auf 2.5 Ga die Modellalter in der Regel um weniger als 0.1 Ga verschiebt, d.h. im Hinblick auf die generellen Unsicherheiten der Modellalter-Methode nicht signifikant verändert. Nur für zwei Proben (MS-I 2C, MS-I 135B) mit

¹⁹ Granatalter aus der Palghat-Region (Probe PS-I 171, Kap. 7.4) und aus den angrenzenden Maddukarai- und Madurai-Einheiten (Mallick, 1997; Meißner et al., 2002) belegen hochgradige Überprägung vor 600 bis 500 Ma und geben *keinen* Hinweis auf eine Metamorphose vor 2.5 Ga.

Nd-Modellalter

Probe	Gestein	T _{CHUR} [Ga]	T _{DM} [Ga]	T ["] _{DM} [Ga]	Probe	Gestein	T _{CHUR} [Ga]	T _{DM} [Ga]	T ["] _{DM} [Ga]	T ["] _{DM} [Ga]
				t _M 2.5 Ga					t _M 0.6 Ga	t _M 2.5 Ga
Moyar Scherzone					Palghat-Scherzone					
MS-I 2B	Bi-Hbl-Gneis	2.39	2.59	2.60	PS-I 24*	Hbl-Bi-Gneis	2.68	2.82	3.27	
MS-I 2C	Gnt-Plag-Px-Granulit	2.71	3.04	2.76	PS-I 26*	Hbl-Bi-Gneis	2.89	3.00	3.29	
MS I-2E°	Bi-Hbl-Gneis	2.57	2.72	2.78	PS-I 27*	Hbl-Bi-Gneis	2.83	2.99	2.65	
MS I-2G°	Bi-Hbl-Gneis	2.05	2.34	-	PS-I 28A*	Hbl-Bi-Gneis	2.67	2.84	2.82	
MS-I 102A	Mylonitgranit	1.21	1.67	-	PS-I 28B*	Hbl-Bi-Gneis	2.44	2.63	2.94	
MS-I 102C	Metatonalit	1.40	1.87	-	PS-I 28C*	Hbl-Bi-Gneis	2.64	2.80	2.98	
MS-I 102C	Metatonalit ¹	1.39	1.85	-	PS-I 32*	Bi-Hbl-Gneismylonit	1.95	2.24	2.36	
MS-I 102E	Mylonitgranit	1.14	1.59	-	PS-I 33A*	Bi-Gneismylonit	2.05	2.33	2.43	
MS-I 135A	Hbl-Gneis	2.79	2.96	2.89	PS-I 33B	Amphibolit	2.22	2.50	2.35	
MS-I 135B	Hbl-Gneis	2.77	3.11	2.77	PS-I 114A	Granodiorit	2.64	2.80	-	
MS-I 155A	Gnt-Bi-Gneismylonit	2.50	2.68	2.70	PS-I 116B	Bi-Gneis	1.96	2.25	2.38	
MS-I 166A	Gnt-Bi-Gneismylonit	2.35	2.56	2.57	PS-I 118A	Charno-Enderbit	2.83	3.01	2.42	
MS-I 166A					PS-I 171A	Gnt-Bi-Gneis	[4.30]	[4.30]	2.92	
Bhavani-Scherzone					Kollegal-Scherzone (DC)					
<i>Westteil (Region Mettupalaiyam - Coimbatore)</i>										
BS-I 12A°	Bi-Hbl-Gneis	2.45	2.66	2.66	DC-I 150B	Granitgneis	3.04	3.13		3.13
BS-I 12B°	Bi-Hbl-Gneis	2.51	2.72	2.71	DC-I 154B	Granitgneis	3.08	3.16		3.20
BS-I 12K	Mylonitgranit	2.43	2.59	2.62						
BS-I 12L	Bi-Hbl-Gneis	2.52	2.74	2.72						
BS-I 104A	Bi-Hbl-Gneis	2.49	2.67	2.69						
BS-I 105A	Charno-Enderbit	2.77	2.91	2.92						
BS-I 105B	Dolerit	2.44	2.83	2.68						
Bhavani-Scherzone										
<i>Ostteil (Bhavanisagar Region)</i>										
BS-I 16*	Gnt-Sill-Gneis	2.42	2.82	2.68						
BS-I 17C	Gnt-Plag-Px-Granulit	2.51	2.71	2.71						
BS-I 124A	Gnt-Bi-Gneismylonit	2.43	2.66	2.65						
BS-I 124C	Enderbit	2.42	2.67	2.65						
BS-I 122D	Enderbit	2.36	2.62	2.60						
BS-I 180	Quarzit	3.21	3.26	3.31						
BS-I 180	Quarzit ¹	3.19	3.24	3.30						

T["]_{DM}: Nd-Modellalter gemäß zweistufiger Nd-Entwicklung mit Sm-Nd-Fraktionierung bei t_M. ¹) Doppelaufschluss

Mit * gekennzeichnete Daten von H. Köhler zur Verfügung gestellt; ° Vergleichsdaten aus der Diplomarbeit Deters-Umlauf (1997)

Tab. 7-4: Nd-Modellalter der untersuchten Gesteine. T_{DM}-Modellalter wurden mit den Mantelparametern von Liew & Hofmann (1988), korrigierte T["]_{DM}-Modellalter nach dem zweistufigen Entwicklungsmodell von Milisenda et al. (1994) berechnet.

¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd-Verhältnissen über 0.16 resultieren um 0.2 Ga erniedrigte T["]_{DM}-Werte. Beide Proben besitzen jedoch relativ niedrige SiO₂-Gehalte (<58%), so dass ihre hohen Sm/Nd-Verhältnisse eher auf primäre Differentiationsprozesse zurückzuführen sind und die Nd-Modellalterkorrektur nicht gerechtfertigt erscheint. Diese Annahme wird dadurch bestätigt, dass das konventionell berechnete T_{DM}-Alter der Probe MS-I 135B (3.1 Ga) mit dem der cogenetischen

Probe MS-I 135A (3.0 Ga) übereinstimmt und vom korrigierten T["]_{DM}-Wert (2.8 Ga) deutlich abweicht.

Die Modellalter-Korrektur auf das jüngere Ereignis vor 600 Ma verändert hingegen auch bei ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd-Werten, die geringfügig vom mittleren Krustenverhältnis abweichen, die Alterswerte deutlich. Die Anwendung des zweistufigen Entwicklungsmodells führt jedoch keineswegs zu einer besseren Übereinstimmung

der Nd-Modellalter aus der PSZ, so dass auch hier die Gültigkeit der korrigierten T_{DM}'' -Daten in Frage gestellt wird. Sinnvoll erscheint die Korrektur lediglich für den grobkörnigen Gnt-Bi-Gneis PS-I 171A, dessen konventionelles T_{DM} -Modellalter von 4.3 Ga geologisch implausibel erscheint. Der korrigierte T_{DM}'' -Wert hingegen liegt bei 2.9 Ga und fällt somit in den Bereich der übrigen Modellalter aus der PSZ-Region (Abb. 7-22d). Das hohe gemessene $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis von 0.146 wird in diesem Fall auf die Anreicherung von Sm im Zuge panafrikanischer Granatsprossung zurückgeführt. Die Gültigkeit des T_{DM}'' -Werts ist jedoch weiterhin unsicher, da eine ungenügende Handstückgröße als Ursache für den hohen $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Wert nicht vollkommen ausgeschlossen werden kann. Die Probe PS-I 171A wird daher bei der folgenden Interpretation der Nd-Modellalterwerte nicht berücksichtigt. Bei den übrigen Gesteinen wer-

den die konventionell berechneten T_{DM} -Daten herangezogen.

Interpretation der T_{DM} -Modellalter

Die Histogramme in Abb. 7-24 zeigen die Nd-Modellalter für jedes Untersuchungsgebiet in Abhängigkeit vom Gesteinstyp.

7.7.2.1 Kollegal-Scherzone

Die Gneise der Kollegal-Scherzone besitzen eine mittlere Krustenverweildauer von 3.1-3.2 Ga (Abb. 7-24a). Derartig hohe Nd-Modellalter sind typisch für das Gneis- und Granulitterrain des westlichen Dharwar Kratons (Abb. 7-25b), dem die untersuchten Gesteine zugeordnet werden. Untergeordnet besitzen jedoch auch die Gneise und Granite des östlichen Dharwar Kratons Nd-Modellalter von über 3 Ga (Jayananda et al., 2000), so dass anhand der Modellalter keine eindeutige Trennung der Dharwarprovinzen in einen älteren und einen jüngeren Teil möglich erscheint.

7.7.2.2 Cauvery-Scherzonen-System

Die Nd-Modellalter im Cauvery-Scherzonen-System streuen zwischen 1.6 und 3.3 Ga (Abb. 24 b-d). Es werden 3 Altersgruppen unterschieden:

1) *Gesteine mit $T_{DM} > 3.0$ Ga:* Die mittlere Krustenverweildauer für einen Gnt-Dist-Quarzit (BS-I 180), der in Assoziation mit Fuchsit-Quarziten in der nordöstlichen BSZ auftritt, liegt bei 3.3 Ga (Abb. 7-24c). Das Nd-Modellalter der Metasedimente bestätigt ihre Interpretation als Vertreter der Sathamangalam-Supergroup, die nach Ramakrishnan (1993) wiederum ein Äquivalent der archaischen Sargur-Serie darstellt. Die Sargur-Serie bildet mit 3.1-3.6 Ga altem Krustenmaterial die älteste Komponente des südlichen Dharwar Kratons (Nutman et al., 1992; Peucat et al., 1995; s. Tab. 2-1). Die Quarzit-Scholle wird folglich als allochthones Segment der angrenzenden Dharwar-Provinz angesehen.

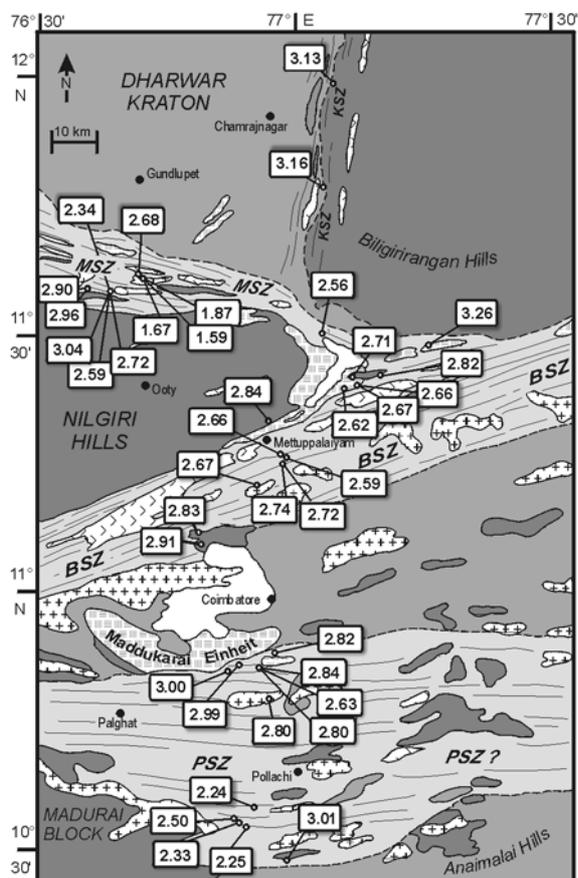


Abb. 7-23: Geographische Verteilung der T_{DM} -Modellalter [Ga] im Arbeitsgebiet

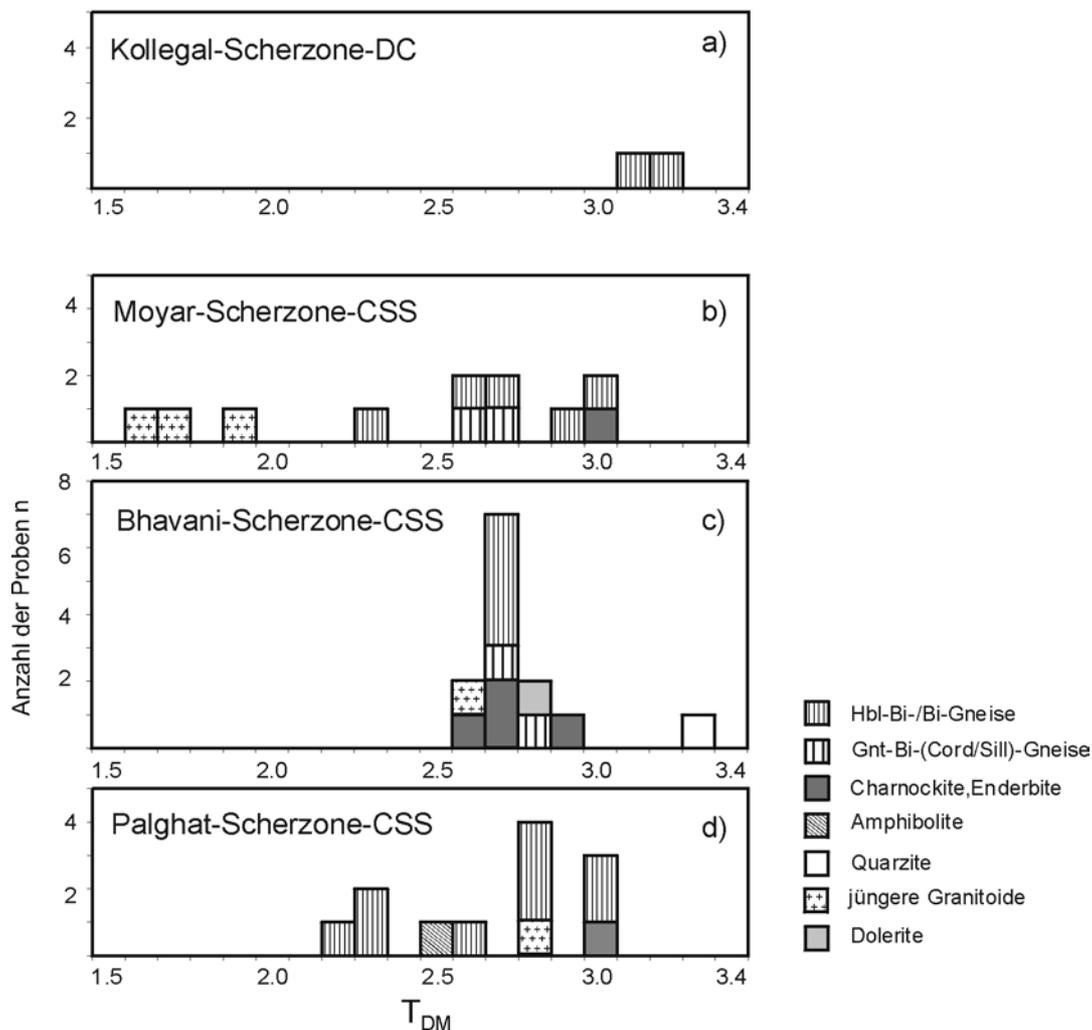


Abb. 7-24a-d: T_{DM} -Nd-Modellalter [Ga] der untersuchten Scherzonen in Abhängigkeit vom Gesteinstyp: a) Kollegal-Scherzone und b-d) Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzonen des westlichen CSS.

2) *Gesteine mit $T_{DM} = 2.2-3.0$ Ga:* Mit Ausnahme des Quarzits BS-I 180 besitzen alle hochmetamorphen Gesteine (Granulite, Hbl-Bi-Gneise, Gnt-führenden Paragneise und Amphibolite) aus den Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzonen trotz ihrer heutigen ϵ_{Nd} -Variationsbreite eine mittlere Krustenverweildauer zwischen 2.2 und 3.0 Ga (Abb. 7-24 b-d). Unabhängig vom Metamorphosegrad streuen die Modellalter dieser Gesteine um einen Mittelwert von 2.7 Ga. Dies korreliert mit der Interpretation der Gneise als deformierte Granulit-Äquivalente. Für die Metamorphite der BSZ resultiert ein deutliches Maximum bei 2.7 Ga, das eine relativ einheitliche Krustengeschichte erkennen lässt (Abb. 7-24c). Im Vergleich dazu zeigen die Gneise und Granulite aus MSZ und PSZ eine stärkere Varia-

tion der T_{DM} -Werte. Dies lässt auf die Beteiligung verschieden alten Krustenmaterials in beiden Gebieten schließen und wird durch teilweise subparallel verlaufende Entwicklungslinien (Abb. 7-22) ebenso zum Ausdruck gebracht. Intrusiva im Gebiet von BSZ und PSZ zeigen in etwa dieselbe Krustenverweildauer wie ihre hochmetamorphen Wirtsgesteine (Abb. 7-24c-d). Sie sind im wesentlichen als Wiederaufschmelzungsprodukte älterer Kruste einzustufen.

3) *Gesteine mit $T_{DM} < 2.0$ Ga:* Die Nd-Modellalterwerte der Intrusivsuite MS-I 102 aus der MSZ (Abb. 7-24b) liegen bei 1.6-1.9 Ga und definieren somit eine eigene petrogenetische Gruppe. Sie geben in der gesamten Region den ersten Hinweis auf eine deutlich jüngere

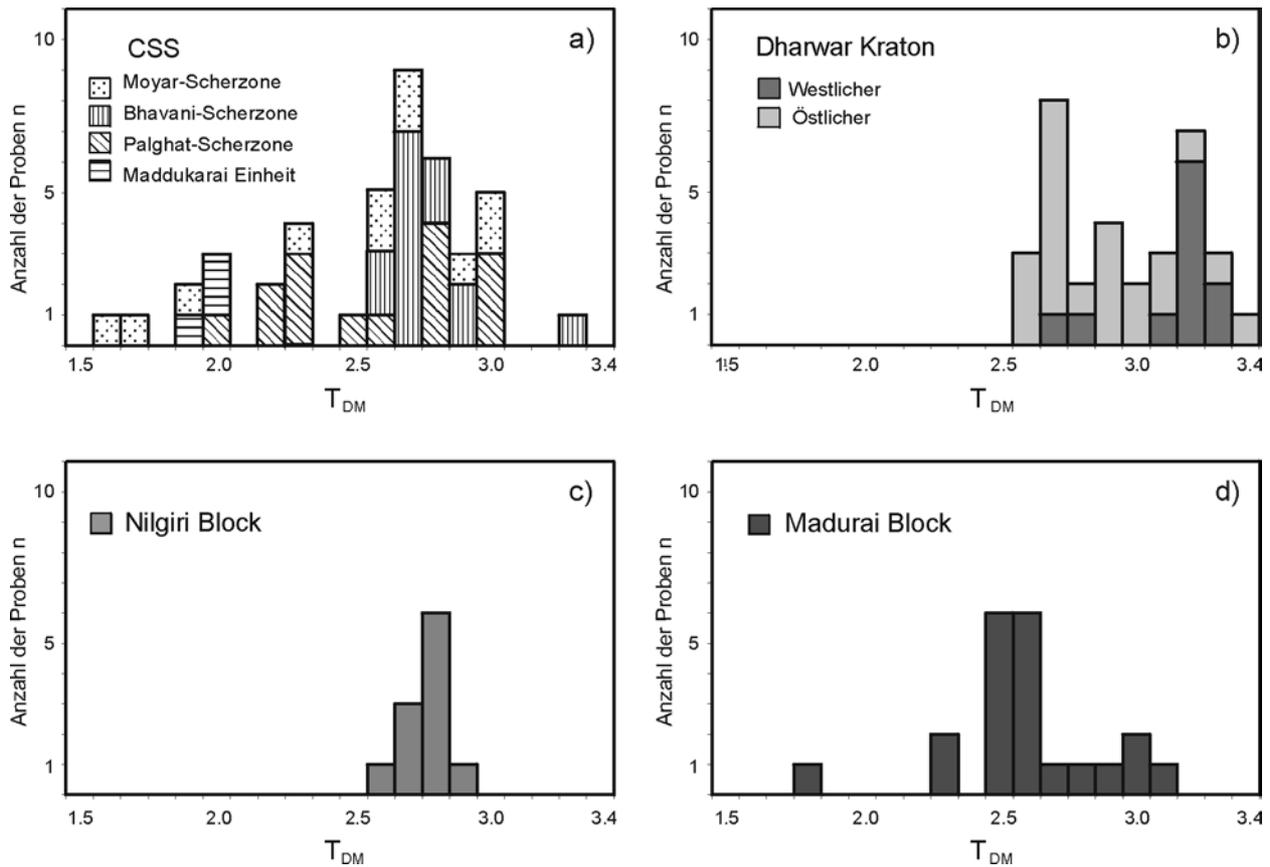


Abb. 7-25: (a) T_{DM} -Nd-Modellalter [Ga] des westlichen CSS incl. Maddukarai-Einheit (Daten aus: vorliegender Arbeit, Harris et al., 1994; Bhaskar Rao et al., 1996; Meißner et al., 2002). Zum Vergleich sind die T_{DM} -Literaturwerte der Gneise und Granulite aus angrenzenden Krustengebieten dargestellt: - (b) Dharwar-Kraton (Peucat et al., 1989; Peucat et al., 1993; Harris et al., 1994, Jayananda et al., 2000; Meißner et al., 2002), - (c) Nilgiri Block (Raith et al., 1999), - (d) Madurai Block (Harris et al., 1994; Brandon & Meen, 1994; Mallick, 1997).

Krustenneubildungsphase, die frühestens im Mittelproterozoikum stattgefunden hat. Da das Intrusionsalter der Gesteine panafrikanisch ist (U-Pb-Zirkonalter ~ 620 Ma; Kap. 6), liegt die Vermutung nahe, dass sich erst im Spätproterozoikum eine juvenile Krustenkomponente aus dem Mantel abgespalten hat, die im Zuge ihres Aufstiegs ältere Unterkruste assimilierte. Möglicherweise erfolgte eine Mischung mit der spätarchaischen Kruste aus der unmittelbaren Umgebung des Intrusivs. In diesem Sinne werden die Nd-Modellalter der Lokalität MS-I 102 als Mischalter interpretiert, die die mittlere Krustenverweildauer der beteiligten Komponenten widerspiegeln.

Abb. 7-25 illustriert die Nd-Modellalterverteilung im gesamten CSS im Vergleich zu benachbarten Krustengebieten. In Abb. 7-25a sind auch die Maddukarai-Metasedimente angetragen, die mit ihrer Position zwischen BSZ

und PSZ vermutlich eine allochthone Scholle innerhalb des CSS bilden (Meißner et al., 2002). Die Gesteine der Maddukarai-Suite besitzen eine auffällig junge mittlere Krustenverweildauer von etwa 1.9 Ga. Ihre Provinienz ist ungeklärt.

Die gesamte Schwankungsbreite der Nd-Modellalter im CSS spiegelt den heterogenen Aufbau der Scherzonen wider. Die jungen Intrusiva der MSZ wie auch die Maddukarai-Metasedimente stellen offenbar Krustensegmente dar, die keiner der benachbarten Modellalter-Provinzen eindeutig zugeordnet werden können.

Vergleicht man jedoch die Hauptgruppe der zwischen 2.2 und 3.0 Ga liegenden Nd-Modellalter mit den T_{DM} -Werten der angrenzenden Krustenblöcke, so liegt der Schluß nahe, dass die Scherzonen vorwiegend aus aufgearbeitetem Krustenmaterial der Nilgiri- und Madurai-Blöcke aufgebaut sind. Dies wird durch den geochemischen Datensatz unterstützt, demzufolge die

Metamorphite der Palghat-Region Affinität zum Madurai-Block und die Metamorphite der Moyar- und Bhavani-Gebiete Affinität zum Nilgiri-Krustentyp zeigen (s. Kap. 3.2.3.1). Nach dem Verteilungsmuster der Nd-Modellalter kann auch ein Beitrag aus dem östlichen Dharwar Kraton nicht ganz ausgeschlossen werden.

7.7.3 Folgerungen

Gneise der Kollegal-Scherzone besitzen eine mittlere Krustenverweildauer von 3.1 bis 3.2 Ga, wie sie für das hochmetamorphe Basement des westlichen Dharwar Kratons typisch sind. Die generelle Schwankungsbreite der Nd-Modellalter in den Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzonen (T_{DM} 3.3 – 1.6 Ga) spiegelt hingegen den heterogenen Aufbau des CSS wider:

- Ein allochthoner Quarzit aus der BSZ (BS-I 180) wird mit einem T_{DM} -Alter von 3.3 Ga als Äquivalent der archaischen Sargur-Serie aus dem Dharwar-Kraton interpretiert.
- Die Hauptgruppe der Gneise und Granulite aus dem CSS besitzt T_{DM} -Werte zwischen 2.2 und 3.0 Ga. Diese Metamorphite zeigen hinsichtlich ihrer Modellalter-Verteilung Affinität zu den angrenzenden Nilgiri- und Madurai-Provinzen.
- Für Granulite und Gneise der BSZ, deren gemeinsames Protolithalter bei 2520 ± 150 Ma liegt (s. Kap. 7.3), wird eine juvenile Bildung aus einem nicht-verarmten Mantelreservoir angenommen.
- Synkinematische Intrusiva aus der MSZ (T_{DM} 1.6–1.9 Ga) können wie auch die Maddukarai-Metasedimente ($T_{DM} \sim 1.9$ Ga; Meißner et al., 2002) aufgrund ihrer jungen Nd-Modellalter keiner der benachbarten Krustenprovinzen zugeordnet werden. Sie zeugen von mittel- bis spätproterozoischer Krustenneubildung im südindischen Basement. Für die Intrusivsuite MS-I 102 aus der MSZ gilt spätproterozoische Mantelabspaltung und Krustenassimilation im Kontext panafrikanischer Orogenese als sehr wahrscheinlich.

- Davon abgesehen wurde während des panafrikanischen Ereignisses, sofern es die Gesteine des CSS erfasste, im wesentlichen alte Kruste aufgearbeitet. Auch prä- bis syntektonische Granitoide aus der BSZ und PSZ und ein Pegmatit, der vor ~ 513 Ma postdeformativ in die Bhavani-Region eingedrungen ist (s. Kap. 7.3), bestehen vorwiegend aus wieder-aufgeschmolzener Kruste. Diese Kruste hat sich im Durchschnitt bereits 2 Ga früher vom Erdmantel abgespalten.

7.8. Korrelation der Nd- und Sr-Isotopie

Abb. 7-26 zeigt die $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ - und ϵ_{Nd} -Verhältnisse der untersuchten Proben im Variationsdiagramm nach DePaolo & Wasserburg (1979). Als Referenzwerte sind die Isotopenverhältnisse des chondritischen Reservoirs CHUR bzw. der silikatischen Gesamterde UR eingetragen. Dargestellt sind die heutigen Messwerte (Abb. 7-26a) und die auf den Zeitraum vor

2.5 Ga zurückgerechneten Werte für alle Proben mit $T_{\text{DM}} \geq 2.5$ Ga (Abb. 7-26b). Nicht berücksichtigt wurde die Probe PS-I 171, da für diese, wie in Kap. 7.7.2 dargelegt, eine sekundäre Veränderung der Nd-Isotopie durch interkrustale Elementfraktionierung angenommen wird.

Bei $t = 0$ (Abb. 7-26a) besetzt der Großteil der Datenpunkte, wie man es für Vertreter der präkambrischen LIL-angereicherten Kruste erwartet, den unteren Bereich des IV. Quadranten ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} > \text{UR}$ und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} < \text{CHUR}$). Die

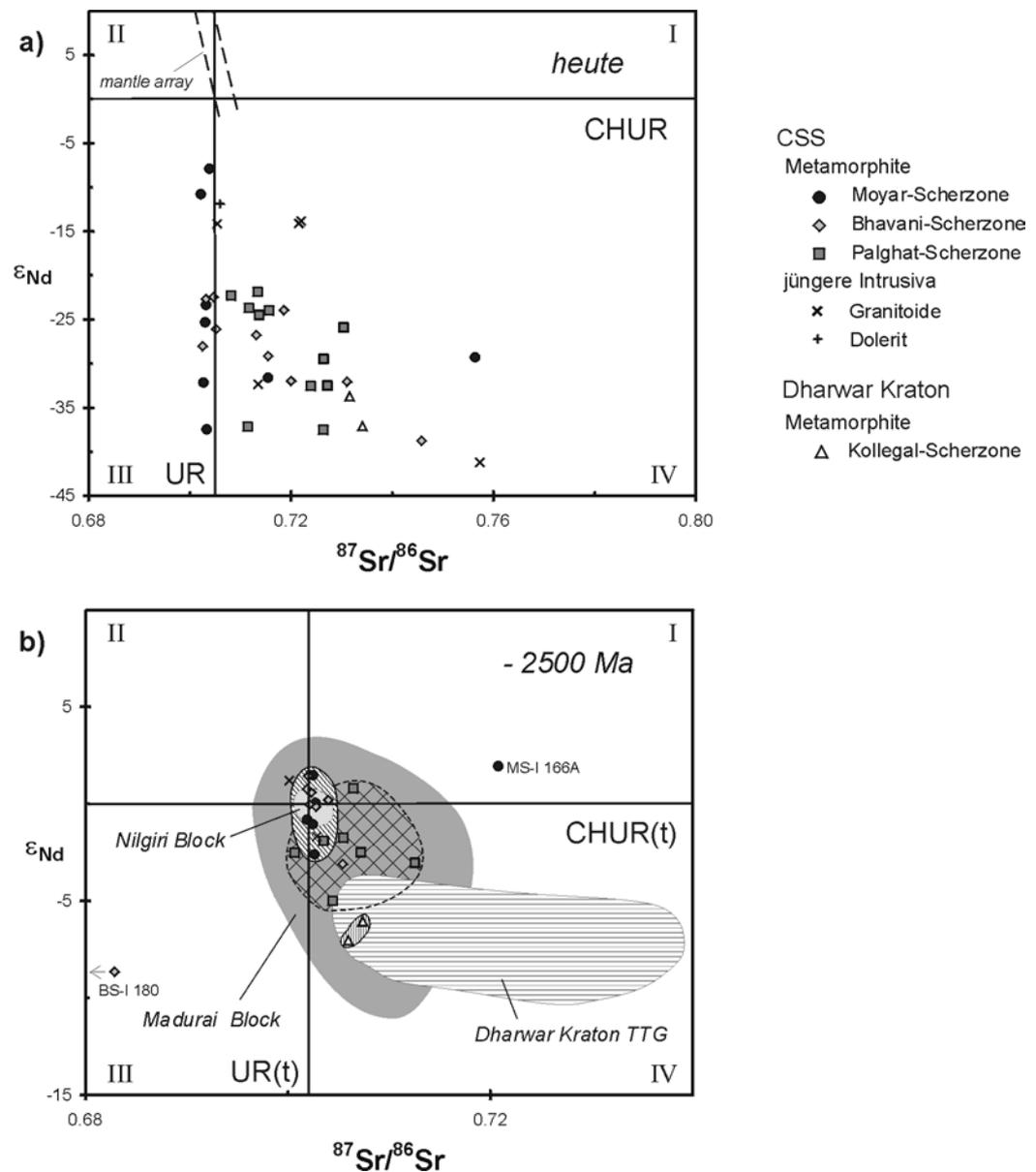


Abb. 7-26: Die Gesteinsproben aus dem Cauvery-Scherzonensystem und der Kollegal-Scherzone im $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ - ϵ_{Nd} -Korrelationsdiagramm (a) heute und (b) um 2500 Ma zurückgerechnet. Felder in (b) umfassen die Proben von Moyar- und Bhavani-Scherzone (schräg schraffiert), Palghat-Scherzone (kariert) und Kollegal-Scherzone (vertikal schraffiert). Zum Vergleich sind die Variationsfelder der Nilgiri Enderbite (Raith et al., 1999), der Gneise und Granulite des nördlichen Madurai Block (Mallick, 1997) und der TTG-Serie des Dharwar Kratons (Jayananda et al., 2000) angetragen.

Punkte der einzelnen Gebiete streuen deutlich und liegen nicht auf Mischungshyperbeln. Vier der jüngeren Intrusiva, die Granit-Tonalit-Suite der Lokalität MS-I 102 sowie der Dolerit BS-I 105, liegen im höheren Bereich des IV. Quadranten. Sechs Proben aus der MSZ und zwei aus der BSZ besitzen gegenüber der silikatischen Gesamterde (UR) ein veringertes $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ -Verhältnis und reihen sich daher links von der UR-Linie im III. Quadranten auf. Dies ist durch die Rb-Armut der Gesteine bedingt, die vermutlich auf der Mobilität von Rb unter hochgradiger Metamorphose beruht. Für derartige Proben ist auch bei einem hypothetisch gemeinsamen Ursprung der Protolithe keine Mischungshyperbel mehr zu erwarten.

Die Zurückrechnung der Datenpunkte auf die Archaikum/Proterozoikum-Wende wurde gewählt, da im nördlichen Arbeitsgebiet zu dieser Zeit in kurzer Abfolge Krustenbildung und hochgradige Metamorphose erfolgten. Die Darstellung der Daten in Abb. 7-26b liefert folgendes Bild: Zwölf von fünfzehn Metamorphitproben aus der MSZ und BSZ besitzen vor 2500 Ma eine Sr- und Nd-Isotopie, die nahe an der des Gesamterde-Reservoirs liegt. Mit ϵ_{Nd} -Werten zwischen -2.60 und $+1.49$ bzw. $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ -Werten von 0.7018 bis 0.7040 definieren sie ein Feld, in das auch die Nilgiri-Granulite (Vergleichsdaten: Raith et al., 1999) fallen. Dies wird als weiterer Hinweis auf die petrogenetische Verwandtschaft der Gesteine gewertet, die möglicherweise aus einer nicht-verarmten Mantelquelle (oder aus einer Mischung des verarmten Mantels und angereicherter Kruste) hervorgegangen sind. Eine erhebliche Abweichung von diesem Trend zeigen die Proben MS-I 166 und BS-I 180, deren Lage im I. Quadranten (ϵ_{Nd} positiv bei $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} > \text{UR}$) bzw. III. Quadranten (ϵ_{Nd} negativ bei $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr} < \text{UR}$) auf eine sekundäre Störung der Rb-Sr-Isotopie zurückgeführt wird. Zudem weist die Quarzitprobe BS-I 180 entsprechend ihrem hohen T_{DM} -Modellalter (3.3 Ga) vor 2500 Ma eine deutliche Krustensignatur ($\epsilon_{\text{Nd}} -8.6$) auf.

Die Metamorphite aus der PSZ zeigen vor 2500 Ma eine erhebliche isotopengeochemische

Heterogenität: sechs von sieben Datenpunkten liegen dabei deutlich unter der CHUR-Linie und bilden die zu diesem Zeitpunkt bereits durchlaufene Krustenentwicklung der Gesteine ab. Ihre Streuung im $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}-\epsilon_{\text{Nd}}$ -Korrelationsdiagramm ist zu diesem Zeitpunkt vergleichbar mit der $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}-\epsilon_{\text{Nd}}$ -Variation der Gneise und Granulite aus dem nördlichen Madurai Block (Vergleichsdaten: Mallick, 1997), die somit als Ausgangsmaterial für die in der Palghat-Scherzone überprägten Gesteine in Frage kommen. Die beiden Gneisproben aus der Kollegal-Scherzone besitzen vor 2500 Ma die Nd- und Sr-Isotopie älteren LIL-angereicherten Krustenmaterials. Wie zu erwarten, fallen ihre Datenpunkte im $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}-\epsilon_{\text{Nd}}$ -Korrelationsdiagramm der Abb. 7-26b in das Feld, das die >3.0 Ga alten Basementgneise des Dharwar Kratons nach Jayananda et al. (2000) aufspannen. Trotz der Unsicherheit, die sich aus der Anfälligkeit des Rb-Sr-Systems für sekundären Stoffaustausch ergibt, bestätigen sich somit durch die Korrelation der Nd- und Sr-Isotopendaten die Zuordnungen, die bereits auf Basis der Nd-Modellalter (Kap. 7.7.2) und aufgrund der Geochemie der Gesteine (Kap. 3.2.3) getroffen wurden.

7.9 Sm-Nd-Kleinbereichsanalyse an einer Bleichungsfront

Am Nordrand der Bhavani-Scherzone treten in den Granuliten der südlichen Nilgiri Hills N- bis NE-streichende Bruchstörungen auf, an denen mm- bis cm-große Versatzbeträge abzulesen sind (Lokalität BS-I 11, 5 km nördlich von Mettupalaiyam an der Straße nach Kotagiri). Der Transport wässriger Fluide an den spröden Bruchflächen führte zur lokalen Bleichung und retrograden Überprägung der Charno-Enderbite (Abb. 7-27), und es entstanden ähnliche Alterationen wie unter plastischer Scherdeformation in den duktilen Bhavani- und Moyar-Scherzonen (Kap. 3.2.1). Allerdings führte die Fluidimprägnation im vorliegenden Fall nicht zu einer vollständigen Destabilisierung der granulitfaziellen Mineralparagenese: In den gebleichten Charno-Enderbitten ist der ursprüngliche Mineralbestand $\text{Plag}+\text{Hyp}+\text{Gnt}+\text{Cpx}+\text{Kfsp}\pm\text{Bi}$ zwischen sekundär gebildeten Hornblende- und Biotit-Säumen stets reliktsch erhalten. Die Entfärbung der Gesteine wird auf die Lösung feinstkristalliner Chloritsäume zurückgeführt, die beim Strömen des Fluids durch die Intergranularräume abgeführt werden (Srikantappa & Prakash Narashima, 1990).



Abb. 7-27: Fluidimprägnation an einer Bruchstörung in Charno-Enderbitten der Lokalität BS-I 11 am Nordrand der BSZ (südliche Nilgiri Hills): Die Rehydratisierung führt zur Bleichung der ursprünglich dunklen Charno-Enderbite und lässt präexistierende migmatische Texturen deutlich hervortreten. Der rot markierte Bereich bezeichnet das untersuchte Kleinbereichsprofil.



Abb. 7-28: Kleinbereichsprofil BS-I 11. Die Gesteinschips wurden am oberen Ende der abgebildeten Platte abgesägt.

Um das Verhalten des Sm-Nd-Systems unter Fluidimprägnation an einer derartigen Bruchstörung zu studieren, wurde ein 10 cm langes Profil der Übergangszone von ungebleichtem zu gebleichtem Charno-Enderbit untersucht. Zu diesem Zweck wurde eine 10 cm lange und 1 cm dicke Gesteinsscheibe in zehn Kleinbereichsabschnitte unterteilt (Abb. 7-28). Es entstanden kleine Gesteinsklötze von 1 x 1 x 0.6 cm Kantenlänge, die isotopengeochemisch wie Gesamtgesteinsproben behandelt wurden. Die Kleinbereichschips 1 bis 4 der Probe umfassen den gebleichten Teil des Profils. Die Abschnitte 5 und 6 markieren das Ende der Bleichungsfront, die makroskopisch erkennbare 'Übergangszone'. Die restlichen Kleinbereiche 7 bis 10 des Charno-Enderbits wurden nicht von Rehydration erfasst.

7.9.1 Vergleich der Sm-Nd-Isotopie mit der Rb-Sr-Isotopie

Die Ergebnisse der Sm-Nd-Isotopenuntersuchungen an der Kleinbereichsscholle BS-I 11 sind in Tab. 7-5 aufgeführt. Sie werden unveröffentlichten Rb-Sr-Isotopendaten (Tab. 7-6) von H. Köhler gegenübergestellt.

7.9.1.1 Elementverteilung und Isotopie im Kleinbereichsprofil

Der Einfluss der Bleichung auf die Element- und Isotopenverteilung wird in den Profildarstellungen der Abb. 7-29 veranschaulicht:

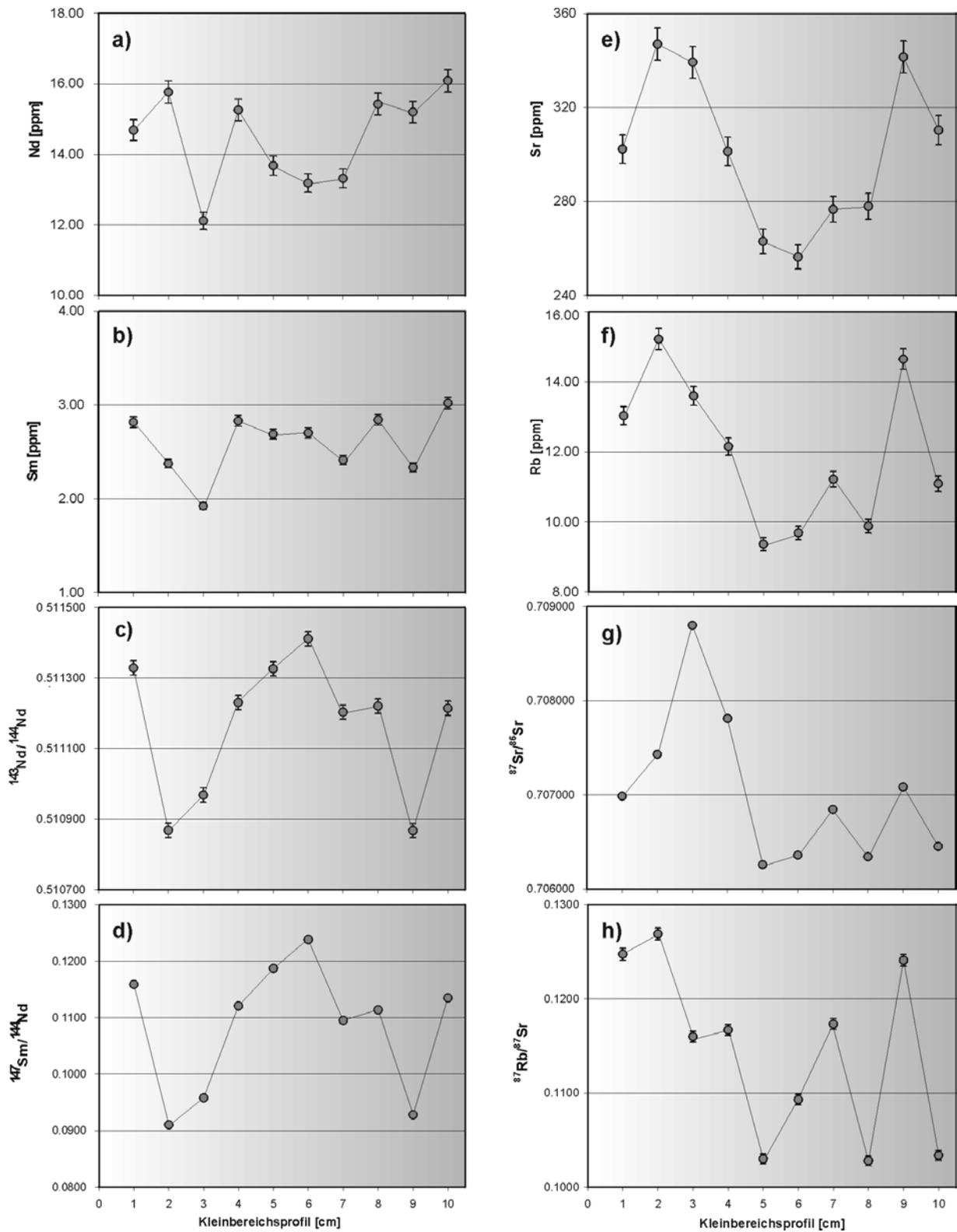


Abb. 7-29: Räumliche Verteilungsmuster der Elementkonzentrationen und Isotopenverhältnisse im Kleinbereichsprofil BS-I 11. Die ersten 4 cm des Profils liegen in der Bleichungszone, die folgenden 2 cm im Übergang zum ungebleichten Gestein. Sofern die Symbole nicht die jeweiligen 2σ -Fehlerbereiche abdecken, sind Fehlerbalken eingezeichnet.

Hinsichtlich ihrer Sm-, Nd-, Sr- und Rb-Elementgehalte zeigen die Kleinbereichsabschnitte eine deutliche Variation, die in erster Linie mit einer wechselnden Mineralzusammensetzung einhergeht (Abb. 7-29 a-b und e-f). Die Konzentrationsschwankungen über das Detailprofil hinweg liefern zunächst keine Trends, die auf einen systematischen Elementtransport in der Bleichungszone hindeuten könnten.

Die $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ und $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse verändern sich innerhalb des Kleinbereichsprofils proportional und zeigen ebenfalls keinen Trend vom ungebleichten Gestein in die Bleichungsfront hinein (Abb. 7-29 c-d). Hingegen sind die Verteilungsmuster der $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse im gebleichten Profilabschnitt nicht korrelierbar, da die Kleinbereiche 2 bis 4 abweichend hohe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aufweisen (Abb. 7-29 g-h).

Sm-Nd-Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen von Kleinbereichen des Charno-Enderbits BS-I 11

Probe	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 1\sigma$	$2\sigma_m$	ϵ_{Nd}	ϵ_{Nd} - 600Ma	ϵ_{Nd} - 2500Ma	T_{CHUR} [Ga]	T_{DM} [Ga]	
BS-I 11-1	14.7	2.82	0.1159	0.511329	+ 38	12	-25.54	-20.63	0.44	2.46	2.68
BS-I 11-2	15.8	2.38	0.0910	0.510869	\pm 39	12	-34.52	-27.71	-0.54	2.54	2.71
BS-I 11-3	12.1	1.92	0.0958	0.510969	\pm 28	7	-32.56	-26.12	-0.13	2.51	2.69
BS-I 11-4	15.3	2.83	0.1121	0.511231	\pm 33	10	-27.45	-22.25	-0.25	2.53	2.73
BS-I 11-5	13.7	2.69	0.1187	0.511326	\pm 29	7	-25.59	-20.90	-0.52	2.55	2.76
BS-I 11-6	13.2	2.70	0.1238	0.511412	\pm 28	8	-23.92	-19.62	-0.50	2.56	2.78
BS-I 11-7	13.3	2.41	0.1095	0.511204	\pm 46	12	-27.98	-22.59	0.05	2.50	2.70
BS-I 11-8	15.4	2.84	0.1114	0.511221	\pm 29	7	-27.65	-22.39	-0.21	2.52	2.72
BS-I 11-9	15.2	2.33	0.0928	0.510868	\pm 20	5	-34.53	-27.85	-1.12	2.59	2.75
BS-I 11-10	16.1	3.02	0.1135	0.511214	\pm 25	7	-27.77	-22.68	-1.03	2.60	2.79

Tab. 7-5: Sm-Nd-Elementgehalte und -Isotopenverhältnisse sowie Nd-Modellalter des Kleinbereichsprofils BS-I 11.

Rb-Sr-Isotopenverhältnisse und Elementkonzentrationen von Kleinbereichen des Charno-Enderbits BS-I 11 (*Vergleichsdaten H.Köhler)

Probe	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$	$2\sigma_m$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -600 Ma	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -2500Ma	
BS-I 11-1*	13.0	302	0.1248	0.706988	\pm 53	14	0.705921	0.702480
BS-I 11-2*	15.2	347	0.1269	0.707432	\pm 39	10	0.706346	0.702846
BS-I 11-3*	13.6	339	0.1160	0.708802	\pm 52	13	0.707809	0.704610
BS-I 11-4*	12.2	301	0.1167	0.707813	\pm 44	11	0.706814	0.703595
BS-I 11-5*	9.37	263	0.1030	0.706259	\pm 53	14	0.705377	0.702536
BS-I 11-6*	9.69	256	0.1093	0.706362	\pm 79	20	0.705427	0.702412
BS-I 11-7*	11.2	277	0.1173	0.706847	\pm 38	10	0.705843	0.702607
BS-I 11-8*	9.88	278	0.1028	0.706344	\pm 53	14	0.705464	0.702628
BS-I 11-9*	14.7	342	0.1241	0.707085	\pm 59	15	0.706023	0.702600
BS-I 11-10*	11.1	310	0.1034	0.706454	\pm 67	17	0.705569	0.702717

Tab. 7-6: Rb-Sr-Elementgehalte und -Isotopenverhältnisse des Kleinbereichsprofils BS-I 11 (unveröffentlichte Daten von H. Köhler).

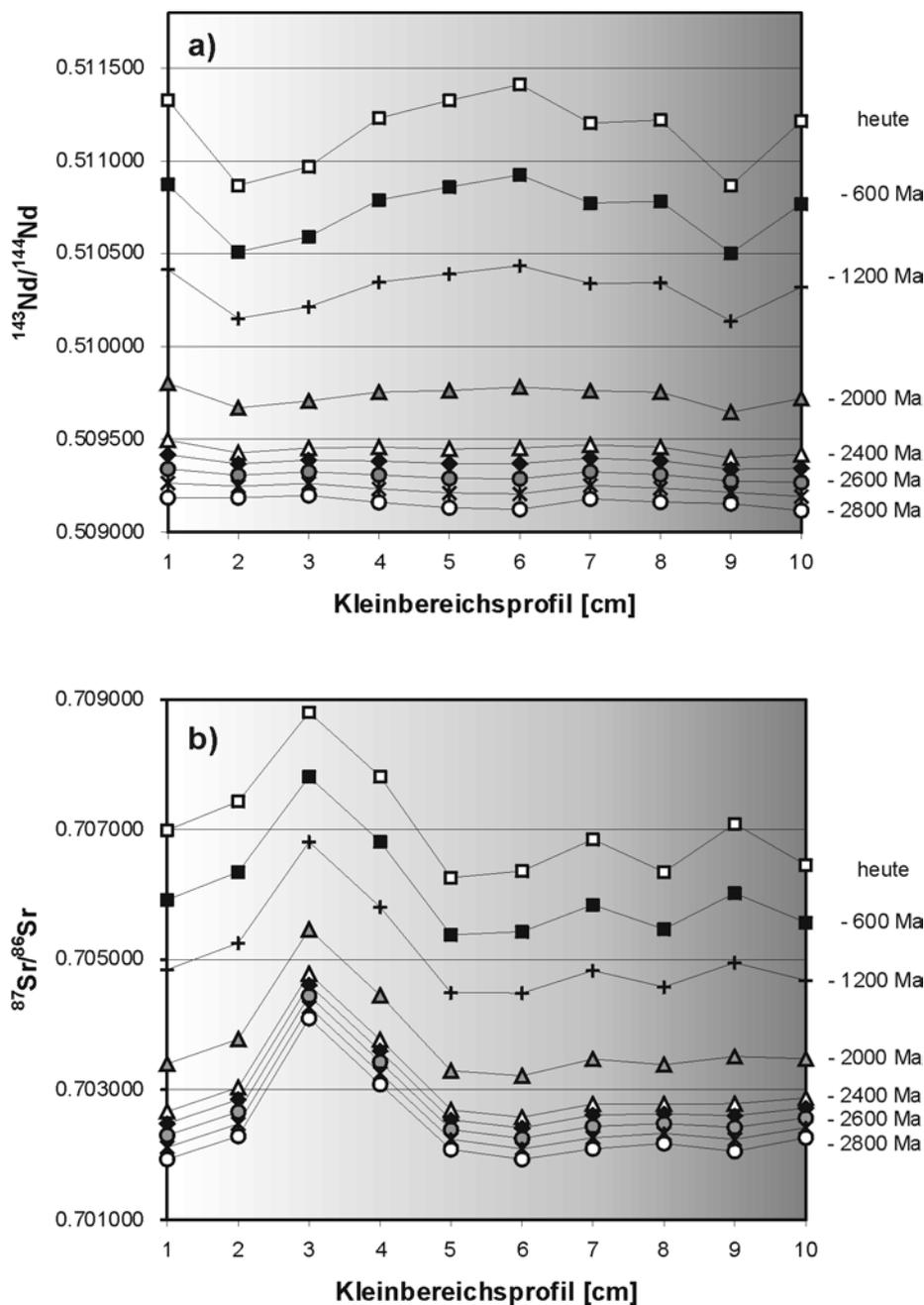


Abb. 7-30: Zeitintegrierte Modellierung der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verteilung im Kleinbereichsprofil BS-I 11. Die Nd-Initialverhältnisse zeigen eine Glättung zwischen 2.5 und 2.6 Ga. Eine Angleichung der Sr-Initialverhältnisse erhält man nur im ungebleichten Profiltail (rechts). Die rehydratisierte Partie (links) zeigt eine Störung der Rb-Sr-Isotopie an.

7.9.1.2 Modellierung der $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Isotopie

Die Modellierung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - bzw. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Variation (Abb. 7-30) für verschiedene Zeiten in der Vergangenheit zeigt, ob sich die Initialverhältnisse der Kleinbereiche zu einer bestimmten Zeit angleichen, oder ob ein initialer

räumlicher Gradient der Isotopie vorgelegen hat, der auf eine unvollständige isotopische (Re-)Equilibrierung im lokalen Maßstab zurückgeht (Bachmann & Grauert, 1986). Zu berücksichtigen ist dabei der Fehler, der durch die willkürliche Wahl der Kleinbereichsabschnitte entsteht und gewisse Feinheiten der Isotopenentwicklung über das gesamte Profil unterdrückt.

Die beste Angleichung der Nd-Isotopie zeigen die Kleinbereiche vor 2500 bis 2600 Ma. In den Kleinbereichen 5 bis 10, d.h. im nicht-alterierten Teil des Gesteinsprofils, gleichen sich die Sr-Initialverhältnisse in etwa im selben Zeitraum an. Die sprunghafte Erhöhung der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse in den Abschnitten 2 bis 4 der Bleichungszone bleibt hingegen in allen Zeitstufen erhalten. Diese Variation der Sr-Isotopie ist nicht mit einer Rehomogenisierung innerhalb des betrachteten Gesteinskörpers zu erklären. Auch lässt sie sich nicht auf Rb-Zu- oder Abfuhr während der Bildung von Sekundärmineralen zurückführen, da sich die Rb-Gehalte im gebleichten Gesteinsabschnitt nicht signifikant verändern. Vielmehr muss im Zuge der Bleichung ein komplexer Sr- (und Rb-)Isotopenaustausch mit dem durchströmenden Fluid erfolgt sein.

7.9.1.3 Kleinbereichsisochronen

Ein entsprechendes Ergebnis liefert die Auswertung der Isotopenverhältnisse mit der

Isochronenmethode: Im Sm-Nd-Isochronendiagramm (Abb. 7-31a) streuen die Datenpunkte aller Kleinbereiche um eine Regressionsgerade (MSWD = 3.3) mit einem Nd-Initialverhältnis von 0.5093 ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +0.6$). Auch die Datenpunkte von Gesamtgesteinsproben aus der gebleichten und ungebleichten Granulitpartie liegen im Rahmen ihrer Fehler auf dieser Geraden (Abb. 7-31a). Die Regressionsgerade kann nicht als Mischungslinie interpretiert werden, da die Kleinbereiche im $1/\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramm (Abb. 7-31b) keine lineare Beziehung aufweisen. Demzufolge spiegelt die Steigung der Ausgleichsgeraden die Schließung des Sm-Nd-Isotopensystems im Kleinbereichsmaßstab vor 2581 ± 250 Ma wider. Der hohe Altersfehler resultiert einerseits aus der für eine Datierung nicht ausreichende Variation der Sm-Nd-Verhältnisse in den Profilabschnitten. Zudem können kleinräumige Schwankungen der Initialverhältnisse, die sich im Gesamtgesteinsmaßstab aufheben, im cm-Profil eine starke Gewichtung erhalten.

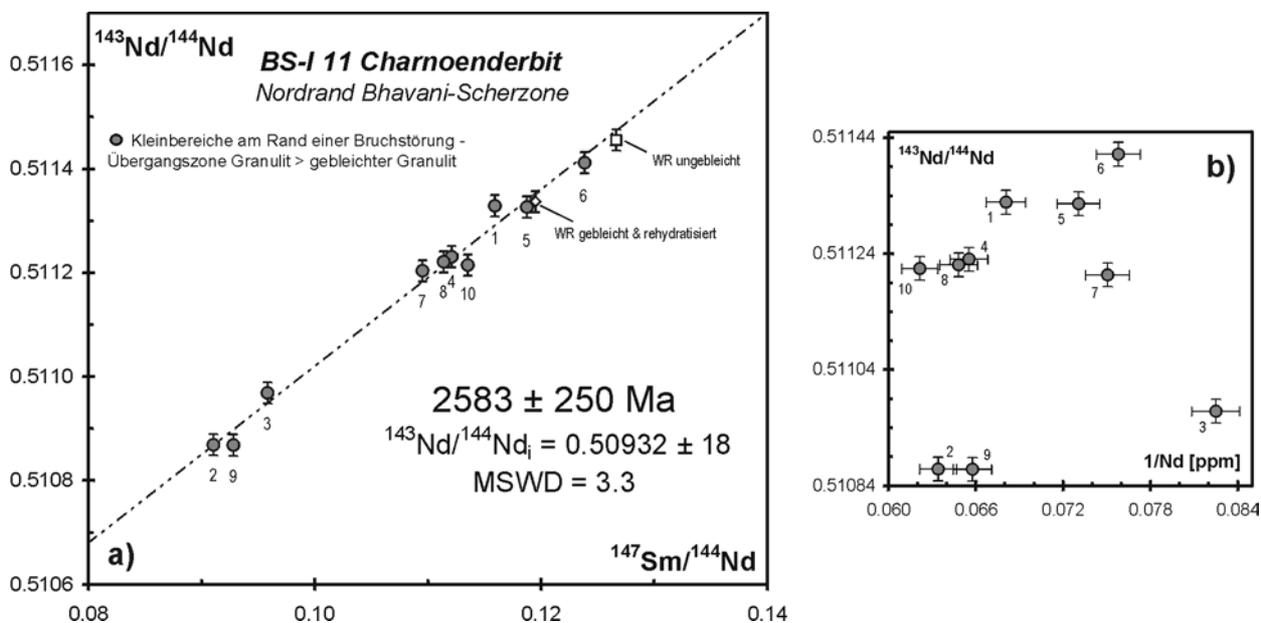


Abb. 7-31 (a): Die Ergebnisse der Kleinbereichsanalysen im Sm-Nd-Isotopendiagramm. Zum Vergleich sind Gesamtgesteinswerte (Daten von Köhler, publiziert in Raith et al., 1999) angetragen. (b) Die Kleinbereichsdaten im $1/\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Diagramm.

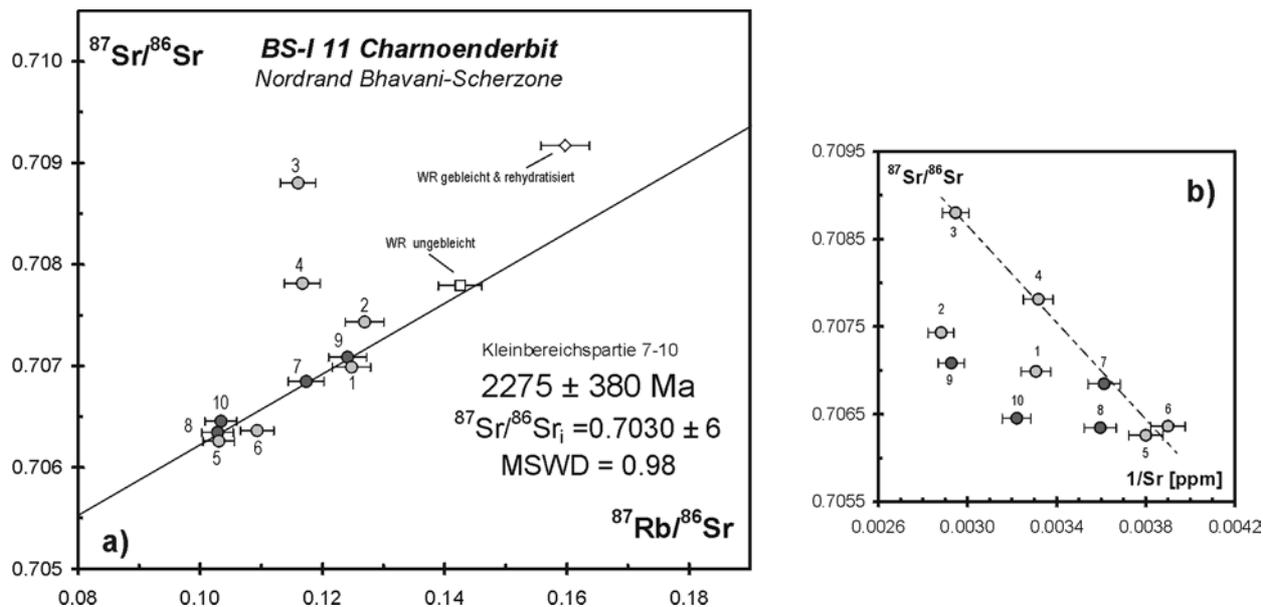


Abb. 7-32 (a): Die Ergebnisse der Kleinbereichsanalysen im Rb-Sr-Isotopendiagramm. Zum Vergleich sind Gesamtgesteinswerte (Raith et al., 1999) angetragen. (b) Die Kleinbereichsdaten im $1/\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm.

Der Alterswert aus der Sm-Nd-Kleinbereichsanalyse korrespondiert mit Sm-Nd-Gesamtgesteinsaltern aus der Bhavani-Scherzone ($2520 \pm 150 \text{ Ma}$; diese Arbeit) und aus den Nilgiri-Granuliten ($2506 \pm 70 \text{ Ma}$; Raith et al., 1999). Folglich dokumentiert das Sm-Nd-Kleinbereichsalter, analog zu den Gesamtgesteinsaltern, den isotopischen Gleichgewichtszustand bei der Gesteinsbildung.

Die Kleinbereichsabschnitte 3 bis 7 könnten gemäß ihrer linearen Anordnung im $1/\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm (Abb. 7-32b, gestrichelte Linie) eine Zwei-Komponenten-Mischung darstellen. Eine entsprechende Mischungslinie tritt allerdings im $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Korrelationsdiagramm (Abb. 7-32a) nicht auf. Stattdessen bilden lediglich die Datenpunkte der Kleinbereiche 7 bis 10 aus dem ungebleichten Profilabschnitt, die im $1/\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Diagramm (Abb. 7-32b) keine lineare Korrelation zeigen, eine Gerade. Die geringe Streuung dieser Datenpunkte führt zu einem schlecht definierten Isochronenalter ($2275 \pm 380 \text{ Ma}$; $\text{Sr}_i = 0.703$; MSWD = 1). Die übrigen Datenpunkte aus der gebleichten Zone (Kleinbereiche 1-4) und der Übergangzone (Kleinbereiche 5-6) erscheinen gegenüber dieser

Isochrone unsystematisch verschoben. Dies verdeutlicht die Störung des Rb-Sr-Haushalts durch Isotopenaustausch mit der im Intergranularraum wirkenden Fluidphase. Die Fluidkomponente besaß höhere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse, d.h. eine deutlichere Krustensignatur als die durchströmten granulitischen Unterkrustengesteine. Dies führte bei den Kleinbereichen 2 bis 4 und bei einer Gesamtgesteinsprobe aus der Bleichungszone zu erhöhten Sr-Isotopenverhältnissen (Abb. 7-32a).

Biotite aus dem Nilgiri-Granulitmassiv zeigen stark diskordante Alterswerte zwischen 874 und 1770 Ma, die auf Mineralebene ebenfalls eine unvollständige Rückstellung des Rb-Sr-Systems anzeigen und die als Mischalter verstanden werden (Deters-Umlauf, 1997; Raith et al., 1999). Das jüngste Biotit-Mischalter von $874 \pm 24 \text{ Ma}$ (Deters-Umlauf, 1997) stammt aus der Lokalität BS-I 11 und liefert das Maximalalter des Bleichungsprozesses. Die an Bruchstrukturen gebundene Fluidimprägnation mag jedoch jünger sein. Sie kann durchaus eine Randerscheinung von Pegmatitintrusionen darstellen, welche in der Bhavani-Scherzone das Ausklingen des panafrikanischen Deformationsereignisses vor etwa 500 Ma (s. Kap. 7.3.2) dokumentieren.

7.9.2 Folgerungen

- Die Kleinbereichsanalyse an einer störungsgebundenen Rehydrationsfront belegt, dass das Sm-Nd-Isotopensystem des untersuchten Gesteins im cm-Maßstab von Fluidimprägnation unbeeinflusst blieb, während sein Rb-Sr-Isotopensystem für diffusiven Austausch mit dem Fluid offen stand. Durch diesen Austausch wurde kein neues Rb-Sr-Isotopen-gleichgewicht hergestellt. Außerhalb der Rehydrationszone, im nicht-alterierten Charno-Enderbit, erfolgte jedoch keine wahrnehmbare Öffnung des Rb-Sr-Systems im Kleinbereichsmaßstab.
- Die Fluidphase selbst zeigt höhere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse als die durchströmten Gesteine und muß aus einer Krustenquelle stammen. Die Fluidimprägnation am Nordrand der BSZ könnte im Zusammenhang mit Krustenschmelzen des Typs BS-I 104A (Pegmatit) erfolgt sein, die unweit in der Bhavani-Region aufstiegen.

7.10 Zusammenfassung und Folgerungen

Die durchgeführten Rb-Sr- und Sm-Nd-Isotopenuntersuchungen geben Auskunft über die polyphase Entwicklungsgeschichte des Cauvery-Scherzonen-Systems:

7.10.1 Lithologische Komponenten im Cauvery-Scherzonen-System

In den Moyar-, Bhavani- und Palghat-Regionen treten Ortho- und Parametamorphite verschiedener Provenienz auf. Sie besitzen eine unterschiedliche mittlere Krustenverweildauer und deuten auf eine individuelle Metamorphosegeschichte der Gebiete hin. Der Großteil der Gesteine geht bereits auf spätarchaische Krustenbildung zurück (T_{DM} um 2.7 Ga).

In der Bhavani-Scherzone und vermutlich auch in der Moyar-Scherzone werden zu einem großen Teil Äquivalente der Nilgiri-Granulite mit Protolithaltern um 2.52 Ga aufgearbeitet. Vereinzelt kommen Paragesteine der Sargur-Serie aus dem Dharwar Kraton vor (T_{DM} ~3.3 Ga). Die hochgradige Überprägung dieser Komponenten wird auf die Regionalmetamorphose M1 im frühesten Paläoproterozoikum (Gnt-Alter ~2.34 Ga) zurückgeführt. Zu nennen sind darüber hinaus basische bis ultrabasische Magmatitkomplexe, die in der Bhavani- und Cauvery-Scherzone auftreten. Sie könnten nach Bhaskar Rao et al. (1996) bereits vor 2.9 Ga granulitisiert worden sein.

In der Palghat-Scherzone herrschen Gesteine vor, die hinsichtlich ihrer Genese (T_{DM} 3.0 bis 2.3 Ga) und Metamorphoseentwicklung Affinität zum Madurai Block zeigen. Ihre hochgradige Überprägung wird der panafrikanischen Metamorphose M3 an der Wende Proterozoikum/Phanerozoikum (~600-550 Ma) zugeordnet.

Zudem treten den vorliegenden Sm-Nd-Mineraldatierungen zufolge in der Bhavani-Scherzone reliktsche Granulite auf, welche vor

~1.7 Ga (M2a, im Westteil nahe Coimbatore) bzw. vor ~1.2 Ga (M2b, im Ostteil bei Bhavanisagar) thermisch überprägt wurden. Die Sm-Nd-Mineralalter um 1.2 Ga könnten als Hinweis auf die Fortsetzung der Bhavani-Scherzone bis zum mittelproterozoischen Eastern Ghats Orogen gewertet werden. Ein reproduzierbares Sm-Nd-Hornblendealter um 960 Ma aus der westlichen Bhavani-Scherzone spiegelt vermutlich eine Phase amphibolitfazieller Retrogression im Mittelproterozoikum wider.

Saure bis intermediäre Intrusiva dringen vor ~620 Ma in die bereits aktive Moyar-Scherzone ein. Ihre mittlere Krustenverweildauer (T_{DM} um 1.8 Ga) belegt einen mittel- oder spätproterozoischen Mantelabspaltungsprozeß unter der südindischen Kruste (vgl. Diskussion Kap. 8.3).

7.10.2 Panafrikanische Scherdeformation im Cauvery-Scherzonen-System

Mineralalter aus amphibolitfaziellen Myloniten und Gneisen dokumentieren die strukturgebundene neoproterozoische Überprägung im Cauvery-Scherzonen-System (Abb. 7-33). Die Ergebnisse deuten auf mehrphasige Scherzonenaktivität in der Moyar- und Bhavani-Scherzone hin, wie sie in Schwächezonen der Kruste typisch ist.

Eine erste Phase amphibolitfazieller Scherdeformation erfolgte vermutlich vor ~745 Ma in der Moyar-Scherzone (diese Arbeit; Kap. 7.2.2) bzw. vor ~730 Ma in der (östlichen) Bhavani-Scherzone (diese Arbeit, Kap. 7.3.3) und in der Cauvery-Scherzone (Bhaskar Rao et al., 1997). Diese Phase fällt bereits in die früh-panafrikanische Periode. Sie ist zeitlich eng mit anorogenen, alkalimagmatischen Intrusionen verknüpft, die im Cauvery-Scherzonen-System und in den angrenzenden Einheiten (z.B. Schleicher et al., 1998; Santosh et al., 1989) auftreten. Als Bildungsmilieu für die Alkalimagmatite nehmen Schleicher et al. (1998)

kontinentales Rifting an. Ein derartiges Regime könnte demzufolge vor 745 bis 730 Ma duktile Scherdeformation in den Moyar- und Bhavani-Regionen ausgelöst haben.

Für die Moyar-Scherzone ist eine zweite Phase neoproterozoischer Scherdeformation und strukturgebundener Metamorphose vor ~600-620 Ma durch konkordante Granatalter aus Gneismyloniten und Zirkonalter aus syndeformativen Intrusiva gut belegt (Abb.7-33). Zeitgleich findet in deformierten Gneisen eine Reequilibration des Rb-Sr-Systems im cm-Maßstab statt (Deters-Umlauf, 1997). Zu dieser Zeit durchlaufen weiter südlich gelegene Gebiete - der Bereich von Palghat-Scherzone (diese Arbeit), Maddukarai Einheit (Meißner et al., 2002) und Madurai Block (Mallick, 1997) - eine hochgradige Regional-

metamorphose (Abb. 7-33). Die Hebung des Nilgiri-Massivs, die an der Moyar-Scherzone relativ zum Dharwar Kraton erfolgt, ist daher vermutlich auf südlich davon ablaufende panafrikanische Krusteneinengung zurückzuführen. Während in der Moyar-Region vor ~590 Ma bereits ein postdeformatives Stadium eingeleitet ist (diese Arbeit), kommt es vor ~550 Ma in der Bhavani-Scherzone (Deters-Umlauf, 1997) und vor ~520 Ma in der Palghat-Scherzone (diese Arbeit) noch zu transpressiven Verformungen.

Die spät-panafrikanische tektonische Aktivität im Cauvery-Scherzonen-System scheint sich also von N nach S zu verlagern. Das Ende duktiler Scherbewegungen liegt nach den Ergebnissen vorliegender Arbeit in der westlichen

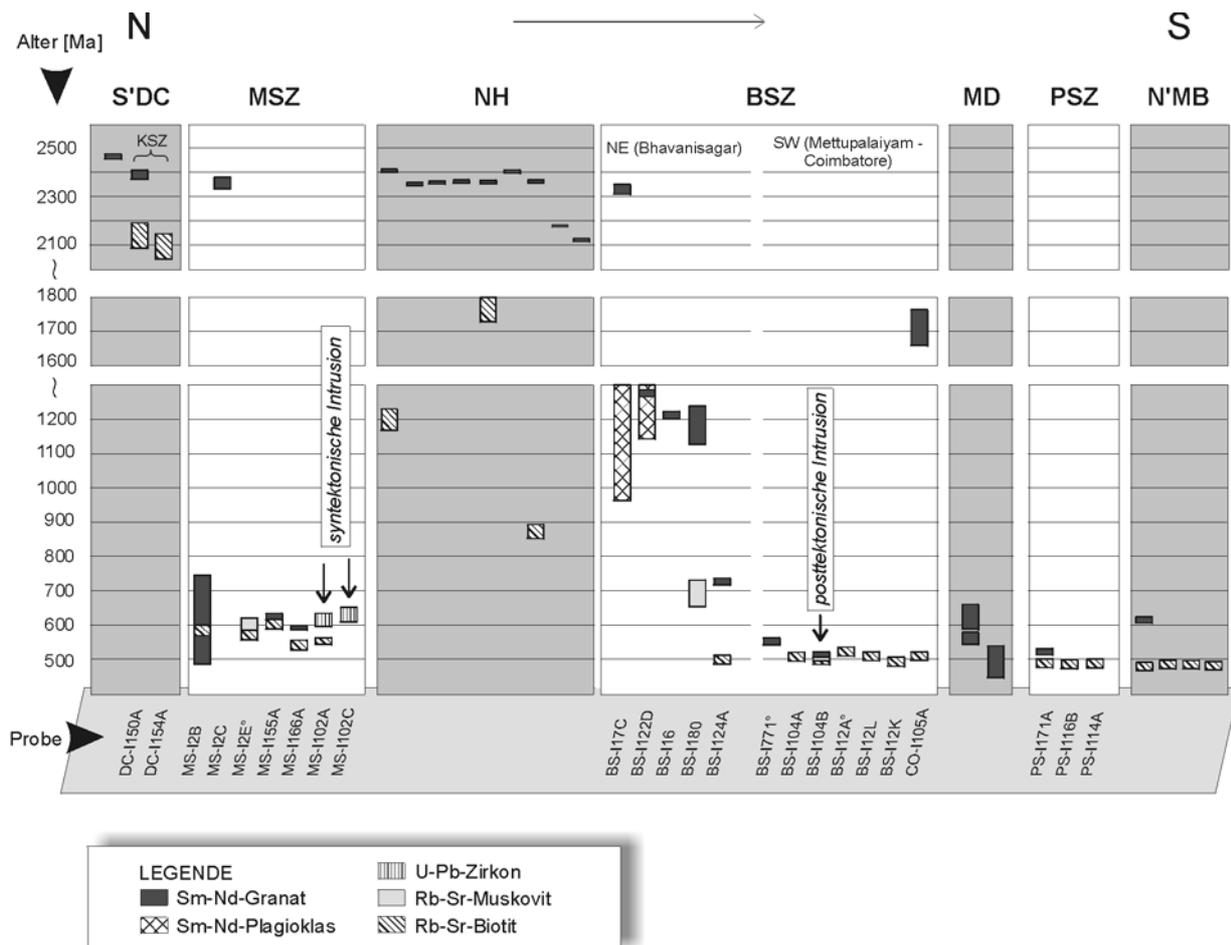


Abb 7-33: U-Pb-, Sm-Nd- und Rb-Sr-Mineralalter (2σ -Fehlerbalken) aus den Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzonen (diese Arbeit, Deters-Umlauf, 1997) im Vergleich mit Mineralaltern aus folgenden Krustengebieten: S'DC – südlicher Dharwar Kraton (Kollegal-Scherzone, diese Arbeit), NH - Nilgiri Hills (Deters-Umlauf, 1997; Raith et al., 1999), MD - Maddukarai-Einheit (Meißner et al., 2002) und N'MB - nördlicher Madurai Block (Mallick, 1997).

Bhavani-Scherzone bei spätestens ~510 Ma und in der Palghat-Scherzone bei spätestens ~490 Ma. Zu dieser Zeit steigen in der Bhavani-Region pegmatitische Teilschmelzen auf. Sprödrühe am Nordrand der Bhavani-Scherzone stehen möglicherweise mit diesen Intrusionen in Zusammenhang. Wässrige Lösungen, die von den Bruchflächen ausgehend retrograde Mineralreaktionen in Granuliten verursachen, führen eine lokale Störung der Rb-Sr-Isotopie herbei. Im Gegensatz dazu bleibt das Sm-Nd-Isotopensystem der Gesteine unberührt (Kap. 7.9).

7.10.3 Spät-Panafrikanische Abkühlung im Cauvery-Scherzonen-System

Ein Vergleich der gewonnenen Altersdaten zeigt, dass die spät-panafrikanische Scherzonen-tettonik im Norden des CSS vor ~590 Ma bereits zur Ruhe gekommen ist, während der Süden noch unter hochgradiger Überprägung steht.

Entsprechend zeitversetzt verläuft die post-deformative Abkühlung, wie bereits die regionale Verteilung der Biotitabkühlalter im Arbeitsgebiet (Abb. 7-34) zeigt. Deutlicher sichtbar wird der räumliche Abkühltrend im schematisierten N-S-Profil der Abb. 7-35: Panafrikanisch überprägte Gesteine der Moyar-Scherzone haben demnach die Biotit-Schließtemperatur, d.h. in etwa die 320°C-Isotherme, früher (Vendium-Unterkambrium) erreicht als die Metamorphite der Bhavani-Scherzone (Oberkambrium-Tremadoc) und die der Palghat-Scherzone (Arenig). Ein Vergleich mit Daten von Mallick (1997) zeigt, dass sich dieser Trend zu jüngeren Biotitaltern südwärts in die Anaimalai Hills (~ 480 Ma), d.h. in den nördlichen Madurai Block hinein, fortsetzt (Abb. 7-33).

Dieser offenkundige Abkühltrend könnte durch jüngere Hebungen erklärt werden, die zu einer Schrägstellung der Kruste und somit zur Exposition ehemals tiefergelegener Krusteneinheiten im Süden des Arbeitsgebiets führte. Da aber bereits die spät-panafrikanische Tektono-

metamorphose nicht-synchron verläuft, wird das Fortschreiten der Abkühlung von N nach S als Ausdruck zeitlich versetzter *panafrikanischer* Orogenese Prozesse im südindischen Schild interpretiert. Der geotektonische Kontext, in dem diese orogenen Prozesse abliefen, wird im nachfolgenden Kapitel 8 skizziert.

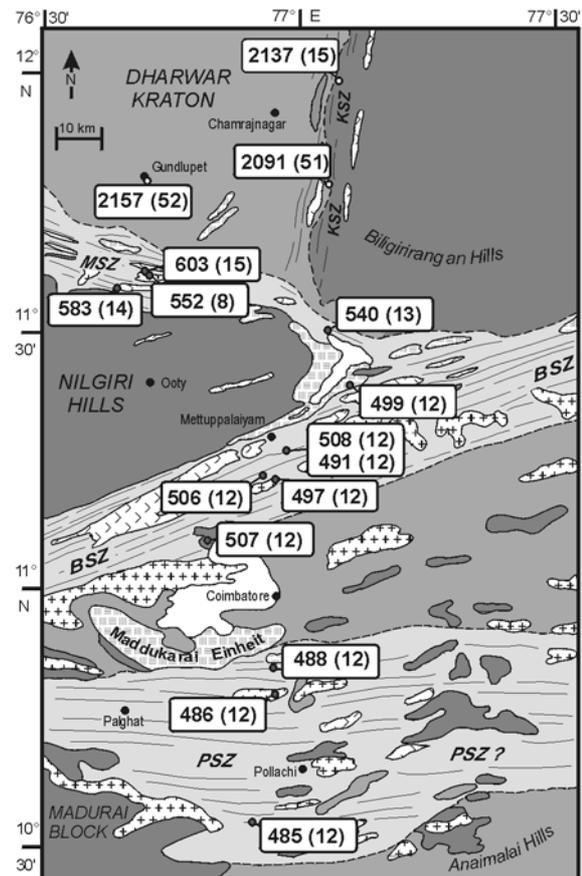


Abb 7-34. Kartenskizze des Arbeitsgebiets mit den Rb-Sr-Biotit-Abkühlaltern in [Ma] ($\pm 2 \sigma$ -Fehlern). Legende siehe Abb. 3-2.

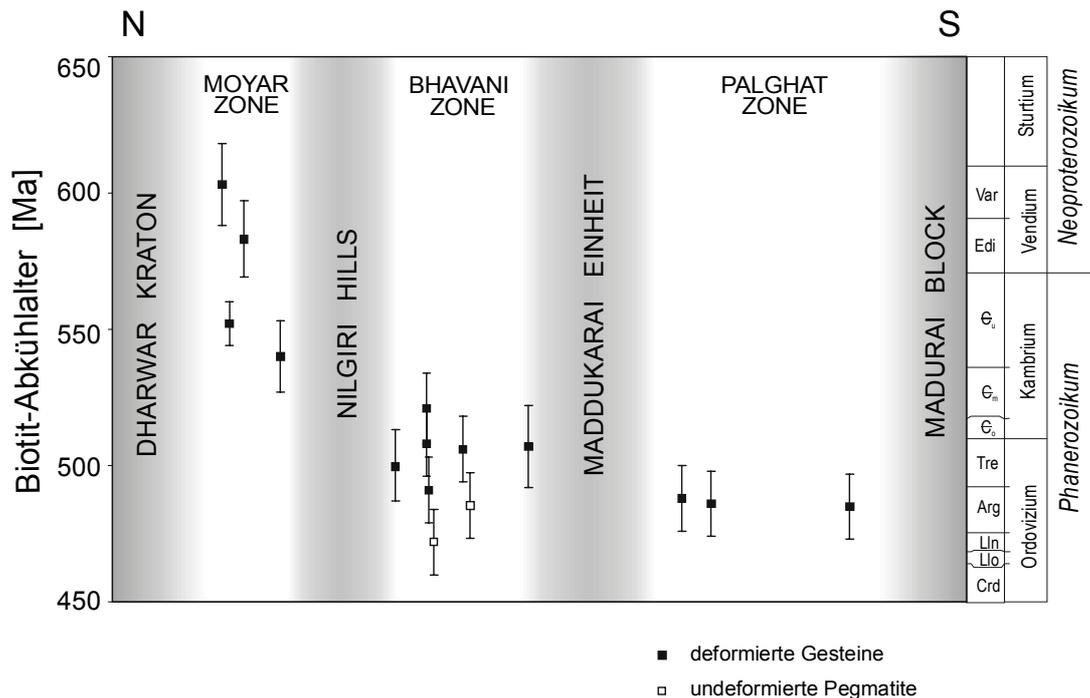


Abb 7-35. Die räumliche Verteilung der Rb-Sr-Biotit-Abkühlalter (2σ -Fehlerbalken) in einem schematisierten N-S Profil (Profillänge ca. 160 km) durch das westliche CSS (Daten aus vorliegender Arbeit und aus Deters-Umlauf, 1997): Im postdeformativen Stadium nach der panafrikanischen Tektonometamorphose wurde die mineralspezifische Schließtemperatur von etwa 320°C im Norden des CSS früher unterschritten als im Süden. Undeformierte Pegmatite (offene Symbole) intrudierten erst in der Abkühlphase in die deformierten Gneise (gefüllte Symbole) und zeigen eine entsprechend verzögerte Abkühlung.

7.10.4 Relation Cauvery-Scherzonen-System - Kollegal-Scherzone

Nach den vorliegenden Ergebnissen ist die Kollegal-Scherzone frühpaläozoischen Ursprungs (≥ 2.4 Ga; Tab. 7-3). Bei den aufgearbeiteten Gesteinen handelt es sich um Dharwar-Basementgneise (Peninsular Gneise) deren Krustenbildung im Archaikum ($T_{\text{DM}} \sim 3.2$ Ga) erfolgte. Eine panafrikanische (Re-)Aktivierung der Kollegal-Scherzone ist zumindest in den untersuchten Abschnitten auszuschließen. Umgekehrt gibt es im nördlichen Cauvery-Scherzonen-System bislang keinen Hinweis auf frühproterozoische Scherdeformation, obgleich Raith et al. (1999) dies mit ihrer Interpretation der Moyar-Scherzone als frühpaläozoische Sutur zwischen Dharwar Kraton und Nilgiri-Block vermuten. Es

besteht also kein Zusammenhang zwischen der vorwiegend sinistral-transpressiven Tektonik an der Kollegal-Scherzone und den duktilen Verformungen, die am Südrand des Dharwar Kratons in den panafrikanischen Moyar- und Bhavani-Scherzonen abgelaufen sind.

8. Geotektonische Aussagen

Die in den Kapiteln 6 und 7 vorgestellten isotopengeochemischen Ergebnisse dokumentieren, dass die Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzonen, die im westlichen Cauvery-Scherzonen-System (CSS) auftreten, aus verschiedenen Gesteinssegmenten aufgebaut sind. Die tektonometamorphe Entwicklung dieser Scherzonen ist insgesamt uneinheitlich. Die gewonnenen U-Pb-, Sm-Nd- und Rb-Sr-Mineralalter belegen amphibolitfazielle Deformationsvorgänge im Neoproterozoikum und Kambrium (745 – 520 Ma). Dieses Altersspektrum entspricht dem der panafrikanischen Orogenese, durch die Ost- und Westgondwana zu einem Superkontinent verschweißt wurden. Die Entwicklungsgeschichte der untersuchten Scherzonen wird daher im Folgenden im geotektonischen Kontext panafrikanischer Orogeneseprozesse betrachtet:

8.1 Das Cauvery-Scherzonensystem als Randzone panafrikanischer Überprägung

Das Gebiet des CSS bildet im südindischen Schild die Übergangszone zwischen dem archaischen Dharwar Kraton und den neoproterozoisch reaktivierten Madurai- und Trivandrum-Krustenblöcken (vgl. Harris et al., 1994). Die Madurai- und Trivandrum-Provinzen werden aufgrund ihrer gemeinsamen panafrikanischen Metamorphoseentwicklung auch unter der Bezeichnung "Südliches Granulit-Terrain" zusammengefasst (Abb. 2-1). Die vorliegenden geochronologischen Ergebnisse (Kap. 7) belegen, dass die Nordgrenze dieses 'proterozoischen mobilen Gürtels' am Südrand der Bhavani-Scherzone entlang läuft (in etwa auf Höhe der Lokalität BS-I 105; Abb. 8-1). Gesteine nördlich dieser Grenze sind geochemisch und isotopengeochemisch mehrheitlich zum Dharwar-Nilgiri-Komplex zu rechnen und wurden gemeinsam mit

diesem bereits an der Wende Archaikum/ Proterozoikum hochgradig metamorphisiert. Die jüngere panafrikanische Überprägung ist hier nicht durchgreifend wirksam, sondern an lokal auftretende jüngere Gefügestrukturen gebunden, welche durch duktile Deformation an den Moyar- und Bhavani-Scherzonen entstanden. Aus diesem Grunde treten hier auf engem Raum jüngere Mineralparagenesen neben älteren auf. Hingegen liegen innerhalb der Palghat-Scherzone Gesteine vor, die hinsichtlich ihrer geochemischen Zusammensetzung, ihrer Nd-Sr-Isotopensignaturen sowie ihrer mittleren Krustenverweildauer und Metamorphoseentwicklung eine deutliche Affinität zum Madurai Block zeigen. Dort hat die panafrikanische Überprägung regionalmetamorpher Charakter. Auch die Maddukarai-Sedimentabfolge, unmittelbar nördlich der Palghat-Scherzone anstehend, zeigt eine hochgradige panafrikanische Metamorphoseentwicklung (Meißner et al., 2001).

8.2 Das Cauvery-Scherzonensystem – eine Terranegrenze?

Stellt das CSS als Randzone panafrikanischer Überprägung eine echte Terranegrenze dar? Relikte eines Ozeanbodens und Deckenstrukturen, welche die Existenz eines konvergenten Plattenrandes und eine anschließende Kontinent-Kontinent-Kollision eindeutig belegen könnten, wurden bisher nicht identifiziert. Allerdings sprechen folgende Argumente für die Interpretation des CSS als tiefangeschnittene Orogenzone zwischen zwei Krustensegmenten (vgl. Ramakrishnan, 1993; Harris et al., 1994, Windley et al., 1999) und den Verlauf einer von Scherzonentektonik überlagerten Terranegrenze am Südrand der Bhavani-Scherzone:

1. Wie ein Vergleich von Literaturdaten nahelegt, ist der Madurai Block *nicht* die von protero-

zoischen Intrusionen und Sedimenten durchsetzte Fortsetzung des archaischen Dharwar Kratons. Von dort sind weder Relikte archaischer TGG-Serien oder Metasedimente noch Spuren eines thermischen Ereignisses vor 2.5 Ga bekannt. Die frühesten Protolithalter des Madurai Block sind bereits proterozoisch (vgl. Tab. 2-1).

2. Das CSS besteht, wie vorliegende Arbeit zeigt, aus mehreren lithologischen und tektonometamorphen Komponenten teils unbekannter Herkunft (Kap. 7). Diese könnten im Zuge der Kollisionsbewegungen zwischen Dharwar Kraton und Madurai Block akkretioniert worden sein.

3. Südlich der Bhavani-Scherzone, in der zwischen leukokraten Granuliten zahlreiche (archaische?) basische und ultrabasische Metaintrusiva auftreten, findet ein lithologischer Wechsel zugunsten granitoider Gesteine statt (Raith et al., 1990, 1999; diese Arbeit).

4. Eine Kontinent-Kontinent-Kollision würde das Ausmaß und die Intensität der hochgradigen panafrikanischen Metamorphose südlich des CSS erklären.

Sowohl im CSS wie auch im Madurai Block sind weitere strukturelle, isotopengeochemische und thermobarometrische Untersuchungen notwendig, um das in Abb. 8-1 skizzierte tektonische Szenario vollständig zu dokumentieren. Die von Drury et al. (1984) vorgeschlagene Kollision an einer N-vergente Subduktionszone ist eher unwahrscheinlich, da am Südrand des Dharwar Kratons keine Anzeichen eines panafrikanischen magmatischen Bogens vorhanden sind. Plausibler erscheint S-vergente Subduktion, die sich Rai et al. (1993) zufolge in der seismischen Tomographie des Untergrundes abzeichnet. Derartige Subduktionsvorgänge könnten die neoproterozoische Anatexis im Madurai Block ausgelöst haben. In diesem Kontext sei darauf hingewiesen, dass ein Teil der hochgradigen Orthogesteine aus der Palghat-Zone und dem Madurai Block, deren Protolithalter bisher noch unbekannt sind, eine geochemische Komposition besitzt, die auf das Bildungsmilieu an einem konvergenten Plattenrandes hindeutet (Kap. 3.2.3.1).

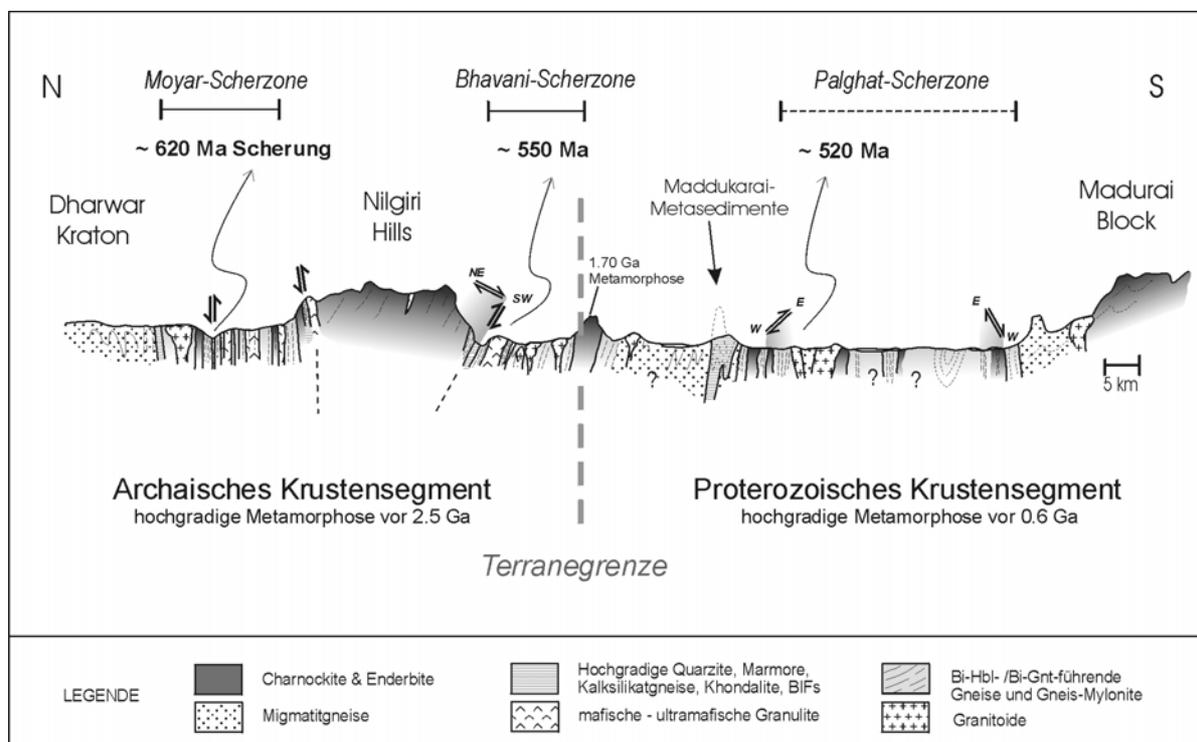


Abb. 8-1: N-S-Profil durch das Arbeitsgebiet (überhöht). Die gestrichelte Linie gibt den mutmaßlichen Verlauf der Terranegrenze zwischen archaischen Einheiten und dem proterozoischen mobilen Gürtel entlang der südlichen Bhavani-Scherzone wieder.

Als alternatives Szenario wäre auch eine Terranegrenze denkbar, die durch Blattverschiebungen entstanden ist und entlang der südlichen Bhavani-Scherzone verläuft.

8.3 Neoproterozoische Krustenneubildung in der Moyar-Scherzone

Die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Nd-Modellalter indizieren die Abspaltung von mittel- oder spätproterozoischem Mantelmaterial im Untergrund der Moyar-Scherzone ($T_{DM} = 1.9 - 1.6$ Ga), von dem sich letztlich die vor ~ 620 Ma syndeformativ eingedrungenen Magmen MS-I 102 ableiten (s. Kap. 6 und 7). Dass zeitgleich mit dieser Intrusion in die Moyar-Scherzone der Madurai Block hochgradig überprägt wurde (Jayananda et al., 1995; Mallick, 1997), legt den Schluß nahe, die Generation juveniler Kruste in der Moyar-Region auf Manteldelamination im Zuge spät-panafrikanischer Krustenstapelung zurückzuführen. Doch sind die hohen Nb- und Y-Gehalte der sauren bis intermediären Magmatite eher typisch für ein Intraplattenmilieu, als für Bildungen über einem konvergenten Plattenrand (Kap. 3.2.3.2). Hingegen könnte das Vorläufermaterial der Intrusiva MS-I 102 gemeinsam mit juvenilen Alkalimagmatiten entstanden sein, die nach Schleicher et al. (1998) und Möller et al. (2001) vor etwa 800 bis 760 Ma in die nordöstliche Verlängerung der Bhavani-Scherzone intrudierten. Die Differentiation dieser Gesteine aus primären Mantelschmelzen führen die Autoren auf ein intrakontinentales Extensionsregime zurück. Ein Äquivalent der neoproterozoischen Alkalimagmatite könnte in tieferen Krustenbereichen der Moyar-Scherzone entstanden sein (oder tektonisch dorthin transportiert worden sein) und durch partielle Schmelzbildung, die mit erneuten Scherbewegungen in der Moyar-Scherzone vor etwa 620 Ma einhergehend, ‚angezapft‘ worden sein.

8.4 Korrelation der Ostgondwana-Provinzen Südindien und Ostantarktis

Harris et al. (1994) vermuten, dass die Palghat-Cauvery-Scherzone, die von den Autoren als Grenze zwischen archaischen und proterozoischen Einheiten eingestuft wird²⁰, sich ostwärts innerhalb von Gondwana in die Antarktis hinein fortsetzt. Ihr dortiges Gegenstück soll die Grenze zwischen Napier-Komplex und Rayner-Komplex in der Enderby Land-Region darstellen. Diese These wird im folgenden diskutiert:

Tatsächlich nehmen Enderby Land und CSS in paläogeographischen Rekonstruktionen Gondwanas (z.B. Hofmann, 1996; Fitzsimons, 2000) eine benachbarte Lage ein (Abb. 8-2). Allerdings bestehen kontroverse Ansichten über die Zuordnung des Napier-Komplexes: das hochgradig-metamorphe archaische Gebiet wird interpretiert als: (a) ehemaliges Teilstück des südindischen Dharwar Kratons (Sheraton et al., 1996; Fitzsimons, 2000), (b) Äquivalent des ostindischen Eastern Ghats Belt (Sengupta et al., 1999) oder (c) exotisches Terrane, das kein Gegenstück auf der indischen Halbinsel besitzt (Mezger & Cosca, 1999). Im angrenzenden proterozoischen Rayner-Komplex ist wie im Eastern Ghats Belt (Shaw et al., 1997; Mezger & Cosca, 1999) granulitfazielle Metamorphose und Krustenneubildung vor etwa 1020-900 Ma charakteristisch (Black et al., 1987a; Young & Black, 1991; Shiraisi et al., 1997; Boger et al., 2000). Diese mesoproterozoischen Prozesse werden auf die Kollision Ostindiens und des Napier-Komplexes mit dem Kraton der südlichen Prince Charles Mountains zurückgeführt, durch die die Antarktis und Indien vor etwa 1000 Ma miteinander verschweißt wurden. Der Rayner-Komplex, die nördlichen Prince Charles Mountains

²⁰ Die Ergebnisse vorliegender Arbeit zeigen jedoch, dass die Bhavani-Scherzone die Terranegrenze zwischen archaischen Einheiten mit 2.5 Ga-Regionalmetamorphose und proterozoischen Einheiten mit hochgradig panafrikanischer Überprägung darstellt (Kap. 8.2).

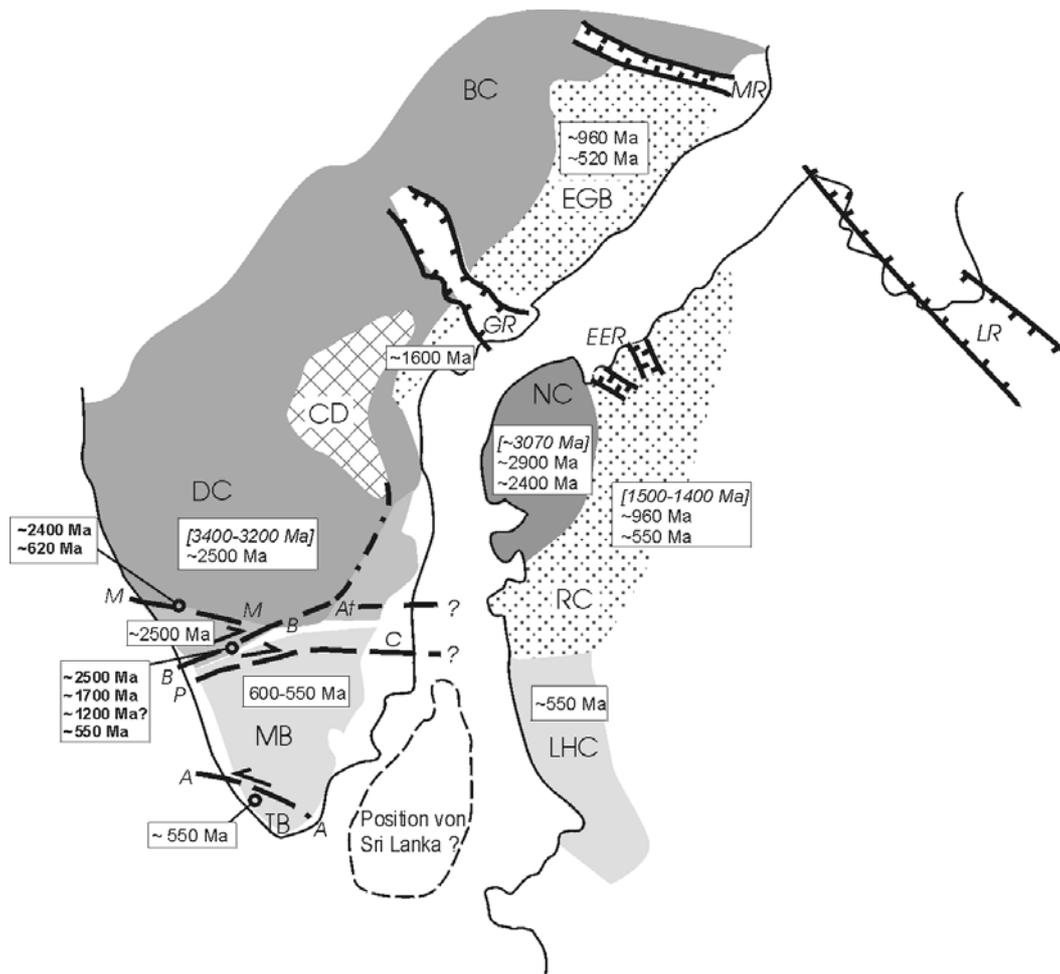


Abb. 8-2: Palaeogeographische Rekonstruktion der Ostgondwana-Kontinente Indien und Ostantarktis im Kambrium (nach Sengupta et al., 1999 und Mezger & Cosca, 1999) mit den wichtigsten Metamorphosealtern und Intrusionsaltern [kursiv]. Alterswerte, die aus vorliegender Arbeit stammen, sind fett gedruckt.

Abkürzungen geologischer Einheiten mit Literaturangaben: DC – Dharwar Kraton (Beckinsale et al., 1980; Peucat et al., 1993; Buhl, 1987), BC – Bastar Kraton, NH – Nilgiri Hills (Buhl, 1987; Raith et al., 1999), EGB – Eastern Ghats Belt (Mezger & Cosca, 1999), CD – Cuddapah Becken, MB – Madurai Block (Mallick, 1997; Bartlett et al., 1998; Jayananda et al., 1995), TB – Trivandrum Block (Buhl, 1987; Köhler et al., 1993; Bartlett et al., 1998), NC – Napier-Komplex (Black et al., 1986), RC – Rayner-Komplex (Black et al., 1987; Sheraton et al., 1987; Shiraisi et al., 1997; Kompilation in Fitzsimons, 2000a), LHC – Lützow-Holm-Komplex (Shiraisi et al., 1994).

Abkürzungen tektonischer Strukturen: M, – Moyar-, B – Bhavani-, C – Cauvery-, P – Palghat-, At – Attur- und A – Achankovil-Scherzonen. GR – Godavari Rift, MR – Mahanadi Rift, LR – Lambert Rift, EER – East Enderby Rift.

und der Eastern Ghats Belt (nördlich des Godavari Rifts) bilden nach dieser Interpretation Teile des entsprechenden Orogengürtels (Fitzsimons, 2000).

Darüber hinaus ist die Rayner-Provinz von moderater panafrikanischer Überprägung gekennzeichnet, von welcher der Napier-Komplex weitgehend verschont zu sein scheint (Fitzsimons, 2000). Einige geochronologische Arbeiten dokumentieren ein frühpanafrikanisches magmato-metamorphes Ereignis im Rayner-Komplex vor

800-700 Ma (Black et al., 1987; Shiraisi et al., 1997). Weitere geochronologische Daten (Sheraton et al., 1987; Black et al., 1987; Fitzsimons, 2000a) aus der Region belegen, dass das Gebiet auch vor 600-550 Ma, in der Spätphase des panafrikanischen Ereignisses, eine thermale Überprägung erfuhr, welche als retrograd eingestuft wird. Hinweise auf eine durchgreifend hochgradige Metamorphisierung, wie sie die südindischen Krustenprovinzen südlich der Bhavani-Scherzone erfuhren, sind allerdings nicht

bekannt. Diese Tatsache macht die Interpretation der Napier-Rayner-Terranegrenze als östliche Verlängerung des CSS im Sinne von Harris et al. (1994) eher unwahrscheinlich, denn das CSS trennt seinerseits archaische Krustenbereiche von der panafrikanisch hochgradig überprägten Madurai-Provinz mit vorwiegend paläoproterozoischen Krustenbildungsaltern. Die Grenze zwischen Napier- und Rayner-Komplex ist dagegen in erster Linie eine Grenze zwischen einem archaischen Kraton und einem Grenville-Orogen mit mesoproterozoischen Krustenbildungsaltern. Zudem stehen einzelne geochronologische Hinweise auf Metamorphoseereignisse vor ~ 1700 Ma und vor ~ 1200 Ma in Gesteinen der Bhavani-Scherzone (diese Arbeit, s. Kap. 7) nicht mit der Metamorphosegeschichte im Rayner-Komplex in Einklang.

Somit bleibt unklar, ob und in welcher Form sich die panafrikanischen Bhavani-(Attur-) und Palghat-Cauvery-Scherzonen ostwärts in die Antarktis hinein fortsetzen. Zu vermuten ist allerdings, dass eine solche Fortsetzung am Südrand der ostantarktischen Rayner-Provinz auftreten könnte, da der südlich anschließende Lützow-Holm-Komplex von hochgradiger panafrikanischer Überprägung gekennzeichnet ist (Shiraishi et al., 1994) – ebenso wie die indische Krustenregion südlich der Bhavani-Scherzone.

8.5 Korrelation der Ostgondwana-Provinzen Südindien und Madagaskar

Windley et al. (1994) haben in ihrer Ostgondwana-Rekonstruktion vorgeschlagen, Nordmadagaskar mit dem Dharwar Kraton zu korrelieren und die NS-streichende ‚Axial High Grade Zone‘ Zentralmadagaskars als westliche Fortsetzung des CSS²¹ zu interpretieren. Die südmadegassische Krustenprovinz könnte demnach das Gegenstück zum Trivandrum Block darstellen. Die sinistrale Ranotsara-Scherzone wird von den Autoren als Fortsetzung der Achankovil-Scherzone gesehen.

Nach Collins et al. (2000), die in einer tektonischen Neugliederung Madagaskars fünf Einheiten unterscheiden, entspricht der früher als ‚Axial High Grade Zone‘ bezeichnete Bereich dem östlichen Antananarivo-Block (Abb. 8-3). In dieser Einheit treten mehrere, im Detail nicht untersuchte Scherzonen auf. Tatsächlich ist das Antananarivo-Basement, bestehend aus Enderbiten und Charnockiten, retrograden Ortho- und Paragneisen und jüngeren Granitplutonen, dem CSS lithologisch ähnlich. Wie im CSS treten auch hier von spätarchaischen Hbl-Gneisen und Granuliten umgebene, stratiforme Basit-Ultrabasit-Komplexe auf (Tsaratanana-Decke nach Collins et al., 2000), die das Antananarivo-Basement in Synklinen strukturell überlagern. Allerdings sind diese Basit-Ultrabasit-Abfolgen nicht archaisch wie die im CSS auftretenden Bhavani- und Sittampundi-Komplexe (Bhaskar Rao et al., 1996), sondern jungproterozoisch und werden aufgrund ihrer U-Pb Zirkon-Alter als etwa 790 Ma alte Inselbogenderivate interpretiert (Guerrot et al., 1993; Handke et al., 1999).

Die Deformation im Antananarivo Block ist dem Intrusionsalter des posttektonischen Carion-Plutons zufolge älter als 556 Ma und - zumindest an einzelnen Störungen - vermutlich jünger als

²¹ Der gesamte Bereich der Moyar-, Bhavani-, Palghat- und Cauvery-Scherzonen wird von Windley et al. (1994) als Palghat-Cauvery-Scherzone bezeichnet.

770 Ma (Kröner et al., 2000). Die Protolithalter von Orthogesteinen im Antananarivo Block zeigen eine Entstehung (und/oder metamorphe Überprägung) in drei Episoden vor 2.52-2.50 Ga, 820-720 Ma und 640-520 Ma an (Handke et al., 1997, 1999; Tucker et al., 1999; Kröner et al., 2000). Nach den Nd-Modellaltern der Gesteine handelt es sich – wie bei den Gesteinen des CSS – um vorwiegend mittel- bis spätarchaisch gebildete Kruste (Tucker et al., 1999; Kröner et al., 2000). Wenige geochronologische Daten liefern vermutlich einen Hinweis auf ein untergeordnetes Metamorphoseereignis vor etwa 1.2 Ga (z.B. Vondrozo-Migmatit nach Cahen et al., 1984; Vachette & Hottin, 1976), das an die Metamor-

phosealter der Bhavani-Scherzone bei Bhavanisagar erinnert (um 1.2 Ga; diese Arbeit). Kröner et al. (2000) betonen allerdings, dass der im mittleren Neoproterozoikum (vor etwa 820-700 Ma) in Zentralmadagaskar (wie auch im Wann-Komplex Sri Lankas) deutlich ausgeprägte Inselbogenmagmatismus in Südindien fehle. Dieser Magmatismus macht für Zentralmadagaskar ab 820 Ma die Lage über einer W-abtauchenden Subduktionszone wahrscheinlich, deren Ausbildung mit dem Auseinanderbrechen Rodinias in Zusammenhang steht und die vor 700-650 Ma in eine Kontinent-Kontinent-Kollision mündet (Paquette & Nedelec, 1998; Handke et al., 1999; Kröner et al., 2000).

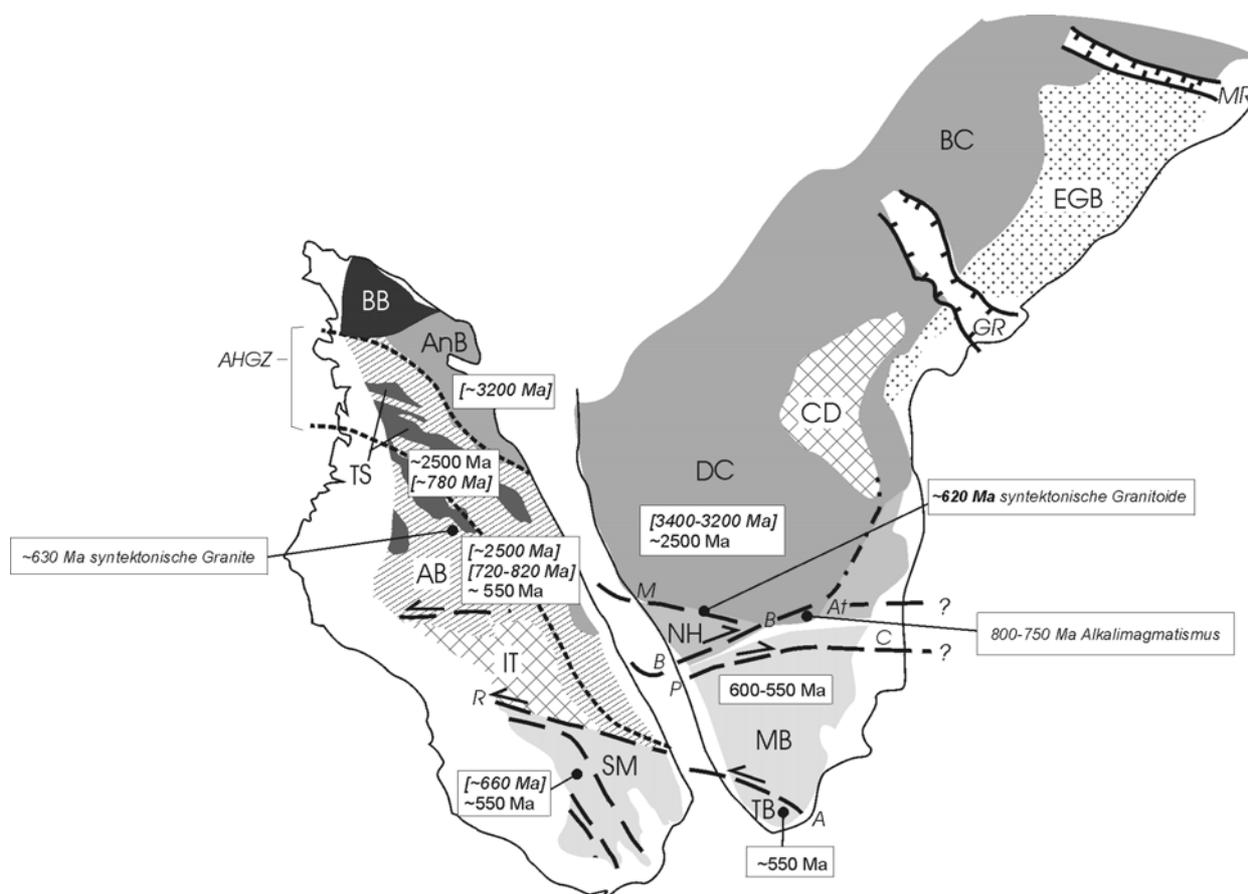


Abb. 8-3: Palaeogeographische Rekonstruktion der Ostgondwana-Kontinente Indien und Madagaskar im Kambrium (nach Sengupta et al., 1999) mit den wichtigsten Metamorphosealtern und Intrusionsaltern [*kursiv*]. Alterswerte, die aus vorliegender Arbeit stammen, sind fett gedruckt.

Abkürzungen: indische Einheiten vgl. Abb. 8-2, madagassische Einheiten (Einteilung nach Collins et al., 2000) mit Literaturangaben: AB – Antananarivo Belt (Paquette & Nedelec, 1998; Kröner et al., 2000; Tucker et al., 1999), TS – Tsaratanana Thrust Sheet (Guerrot et al., 1993; Tucker et al., 1999), BB – Bemarivo Belt, AnB – Antongil Block (Tucker et al., 1999), IT – Itremo Group, SM – Südmadagaskar (Paquette et al., 1994; Ashwal et al., 1998; Kröner et al., 1999). R – Ranotsara-Scherzone, AHGZ – Axial High-Grade Zone im Sinne von Windley et al. (1994).

Im Gegensatz dazu herrscht im CSS Südindiens vor 800-740 Ma vermutlich ein übergeordnet transtensives Regime vor, das durch scherdeformative Bewegungen (um 740 Ma; diese Arbeit) sowie durch an Störungen auftretenden Alkalimagmatite (800-750 Ma alte Granite, Syenite, Karbonatite und Gabbros; Santosh et al., 1989; Schleicher et al., 1997; Möller et al., 2001) gekennzeichnet ist. Diese Magmatite werden als anorogene, durch Dekompressionsschmelzen entstandene Bildungen interpretiert. Auch aus dem angrenzenden Dharwar Kraton (Thaluru Pluton) und dem Madurai Block (Munnar Pluton) sind einzelne ~750 Ma alte Alkaligranitoide bekannt (vgl. Kompilation in Rajesh & Santosh, 1996). Im mittleren Neoproterozoikum können sich folglich Zentralmadagaskar und das CSS Südindiens nicht in derselben geotektonischen Position befunden haben. Sollten Madagaskar und Südindien dennoch unmittelbar benachbarte Ostgondwana-Provinzen gewesen sein, so ist dies durch eines der beiden folgenden Szenarien zu erklären:

1. Die Subduktionszone NW-Madagaskars setzt sich als Transformstörung in das CSS Südindiens fort. Dies würde das veränderte Spannungsregime, das Fehlen von Inselbogenplutoniten und das Vorherrschen steiler Strukturen im CSS erklären.
2. Die Spur eines Inselbogens über einer (in Madagaskar W-, in Indien S-abtauchenden) Subduktionszone verläuft in Indien nicht durch das CSS, sondern durch den Madurai Block. Eine S-vergente Subduktion vermuten auch Rai et al. (1993) anhand der seismischen Tomographie des Untergrundes. Auch die Beobachtung, dass die geochemische Komposition von Orthomorphiten aus Palghat-Zone und Madurai Block auf das Bildungsmilieu eines konvergenten Plattenrandes hindeutet (Kap. 3.2.3.1), ist mit dieser Interpretation konsistent. Jedoch bleibt dieses Szenario rein spekulativ, solange die Protolithalter der Gesteine unbekannt sind.

Vor rund 620 Ma schließlich erscheint eine analoge plattentektonische Position von Zentral-

madagaskar und dem CSS durchaus plausibel. Die nahezu synchronen Intrusionen syntektonischer Alkaligranite mit Krusten- und Mantelsignatur in Zentralmadagaskar (U-Pb-Zirkonalter 633-627 Ma; Paquette & Nedelec, 1998) und in der Moyar-Scherzone (620 Ma; diese Arbeit) legen dies nahe. Auch die hochgradige Überprägung vor etwa 550 Ma, die wohl im Zuge anhaltender Kollision und Krustenverdickung stattfand, erfuhren Südmadagaskar und die indischen Krustengebiete südlich der Bhavani-Scherzone (Palghat-Zone, Maddukarai-Einheit, Madurai und Trivandrum Block) gemeinsam.

8.6 Panafrikanische Fluchtschollentektonik im CSS?

Die panafrikanische Kollision von West- und Ost-Gondwana führte nach Burke & Sengör (1986) und Stern (1994) zur Anlage von Transversalstörungen, entlang derer, als Reaktion auf die E-W gerichtete Kollision im Ostafrikanischen Orogen, seitwärts gerichtete Fluchtschollenbewegungen (*lateral escape*) einsetzten. Dieses Lateral-Escape-Modell wendeten Schmidt et al. (1979) zunächst auf das Najd-Störungssystem Saudi-Arabiens an (Abb. 8-4). Burke & Sengör (1986) stellten schließlich eine ganze Reihe NW-SE-gerichteter Scherstörungen, die im Ostafrikanischen Orogengürtel auftreten, in den Kontext von Fluchtschollentektonik. Nach der Modellvorstellung von Stern (1994) setzte sich diese Lateraltektonik, deren Entwicklung im Anschluß an das eigentliche Kollisionsereignis auf den Zeitraum vor etwa 630 bis 530 Ma beschränkt ist, auch in andere Gondwana-Regionen hinein fort. Diesem Modell zufolge (Abb. 8-4) könnte das gesamte indische Grundgebirge (*schraffiert*) zwischen der dextralen Bhavani-Scherzone im S und dem sinistralen Narmada-Son-Lineament im N als ostwärts bewegte Fluchtscholle interpretiert werden. Die Ergebnisse vorliegender Arbeit belegen, dass die (letzte) Aktivität der Moyar-, Bhavani- und Palghat-Scherzonen vor 620-520 Ma im Vendium/Kambrium tatsächlich in die von

Stern (1994) genannte Phase fällt (s. Kap. 7). Die dextralen Lateralbewegungen an den Bhavani- und Palghat-Scherzonen vor etwa 550-520 Ma könnten also durchaus in den Kontext der von Ostafrika ausgehenden panafrikanischen Fluchtschollentektonik gestellt werden. Auch die Rota-

tion des Nilgiri-Blocks zwischen den Moyar- und Bhavani-Scherzonen könnte somit als Ausweichbewegung verstanden werden, die durch die Kollision von Ost- und West-Gondwana hervorgerufen wurde.

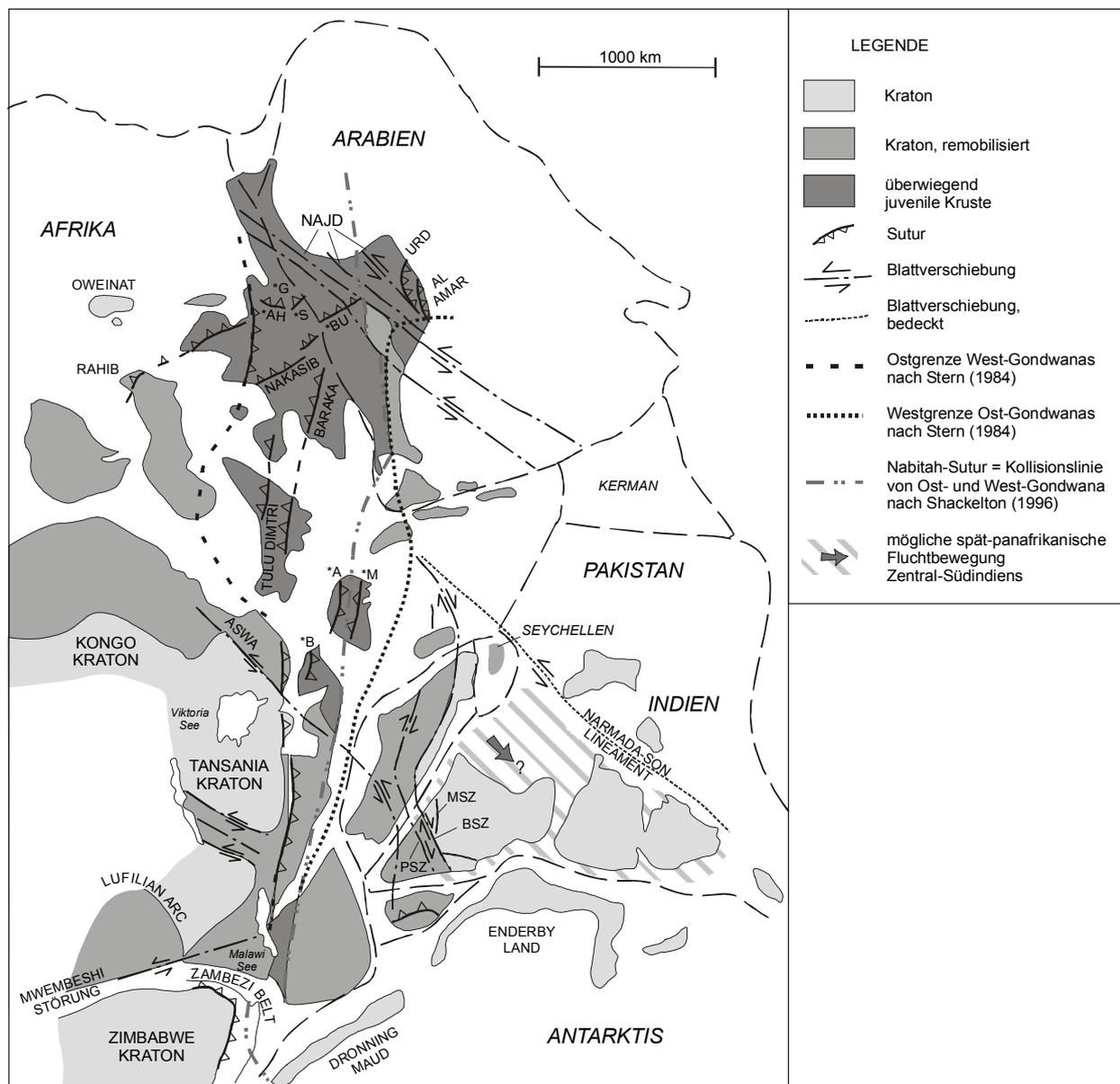


Abb. 8-4: Tektonische Strukturen des Ostafrikanischen Orogens mit angrenzenden Ostgondwana-Kontinenten im Kambrium (modifiziert nach Stern, 1984). Die dextralen Bhavani- (BSZ) und Palghat-Scherzonen (PSZ) könnten, mit dem sinistralen Narmada-Son-Lineament als Gegenstück, durch spät-panafrikanische Fluchtschollentektonik im Gondwana-Superkontinent (re-)aktiviert worden sein und eine relative Ausweichbewegung Zentralsüdindiens (*schräftigt*) bewirkt haben. Panafrikanische Ophiolithe und/oder Suturen sind mit * versehen: AH – Allaqi-Heiani-Sutur, A – Adola Ophiolith, B – Baragoi Ophiolith, BU – Bir Umq-Sutur, G – Gerf Ophiolith, M – Moyale Ophiolith, S – Sol Hamed-Sutur.

9. Analytik

9.1 Mechanische

Gesteinsaufbereitung

Die Gesteinsproben wurden gegebenenfalls von Verwitterungskrusten befreit und mit einer hydraulischen Presse in faustgroße Stücke zerteilt. Nach dem Reinigen mit H₂O* und Aceton (suprapur) erfolgte die Zerkleinerung der Probenstücke in einem Backenbrecher und anschließend in einer Stahlscheibemühle auf eine Korngröße von ~ 1 mm. Mit Hilfe von Riffelteilern wurden aus dem Mahlgut drei Gesamtgesteinsaliquote á 70-100 g erstellt, die in einer Scheibenschwingmühle 3 min lang auf eine Korngröße von $\leq 60 \mu\text{m}$ gemahlen wurden. Das erste Aliquot diente zur Reinigung der Mühle und wurde verworfen, das zweite Aliquot wurde zur Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) und das dritte zur Isotopenverdünnungsanalyse (ID) verwendet. Für die Gesamtgesteinsanalyse wurden aus dem ID-Aliquot über einen kleinen Riffelteiler Aliquotmengen von etwa 100 mg erstellt. Für die RFA-Analyse wurden aus je 0.8 g Probenaliquot und 4.8 g Li₂B₄O₇-Pulver (Spektromelt®) Schmelztabletten angefertigt.

9.2 Mineralseparation

Das in der Scheibemühle aufbereitete Probenmaterial wurde nach dem Abtrennen der Gesamtgesteinsaliquote in einer Siebanlage nach Korngrößenfraktionen (< 35 mesh, 35-50 mesh, 50-80 mesh, 80-100 mesh und >100 mesh) getrennt.

Glimmertrennung

Zur Anreicherung der Glimmerminerale wurden die geeigneten Kornfraktionen (Tab. 9-1) über einen Trockenschütteltisch geschickt. Um die Glimmer in feine Schichten zu zerlegen und von Einschlussmineralen zu befreien, wurde das

Glimmerreiche Präparat in einer Sinterkorundmühle zweimal 5 min unter Aceton gemahlen und nach jedem Mahlvorgang mehrfach unter Ultraschall in H₂O* geschlämmt und dekantiert. Eine mindestens 98%ige Anreicherung erfolgte schließlich durch mehrmalige Trennung in einem FRANTZ®-Magnetscheider. Die Reinheit des Präparats wurde durch Auszählen von 1000 Körnern unter einem Mikroskop geprüft. Eine nochmalige Reinigung des Präparats erfolgte durch dreifache Behandlung mit H₂O*** im Ultraschallbad und abschließend mit Aceton (suprapur).

Granat-, Feldspat- und Hornblendetrennung

Granat, Hornblende und Feldspat wurden in einem Horizontalmagnetscheider schrittweise von anderen Mineralen getrennt und anschließend unter dem Binokular handverlesen (Tab. 9-1). Es wurden jeweils Präparate von etwa 80-130 mg erstellt. Ein Teil der Granatproben wurde in einem Achatmörser unter Aceton zermahlen (Tab. 9-1). Sämtliche Granatfraktionen wurden einer mehrstündigen Leachingprozedur mit 5n HCl + konz. HNO₃ (Verhältnis 20:1) oder 30%iger HNO₃ im Reinstlabor unterzogen (Tab. 9-1). Abschließend wurde jedes Granat-, Feldspat- und Hornblende-Präparat mehrfach in H₂O*** unter Ultraschall gereinigt und unter Rotlicht getrocknet.

Zirkontrennung

Für die Zirkonseparation wurde der Schwermineralanteil der Siebfraktion >80 mesh über einen WILFLEY-Nassschütteltisch angereichert, getrocknet und mit einem Handmagneten von Eisenspänen und Magnetit befreit. Aufgrund des hohen Gehalts idiomorpher Zirkone in den untersuchten Proben konnte auf einen weiteren Trennungsgang mit Schwereflüssigkeiten verzichtet werden. Die Schwermineralfraktion wurde lediglich mit dem FRANTZ®-Magnetscheider bei 1.5 A und 10° Seitenneigung in einen magnetischen und einen nicht-magnetischen Anteil unterteilt. Die Zirkon-reiche, nicht-magnetische Fraktion wurde mit H₂O*** im Ultraschallbad

gereinigt, gespült und unter Rotlicht getrocknet. Die Zirkonpopulationen wurde unter dem Bino-kular mit Hilfe eines sauberen, feuchten Pinsels handverlesen. Dabei wurden pro Gestein zwei Präparate (à 30-40 Körner) aus möglichst idio-morphen, einschussfreien Zirkonen gleicher Morphologie und Farbe erstellt. Je ein Zirkon-Präparat pro Gestein wurde mit Eisenspänen ver-setzt und mehrere Stunden in einer druckluft-betriebenen Abrasionsmühle nach Krogh (1986) von Kornrandbereichen befreit, so dass schließ-lich von jeder Probe eine idiomorphe Fraktion und eine abradierte Kern-Fraktion vorlagen.

9.3 Präparation von Kleinbereichen

Für die Kleinbereichsanalyse BS-I 11 wurden aus einer 1 cm dicken Gesteinsscheibe

zehn Kleinbereichsabschnitte à 1 cm herausge-sägt. Die resultierenden Gesteinsklötze von etwa 1 x 0.6 x 1 cm Kantenlänge wurden im Ultra-schallbad mit H₂O*** und Aceton dreimal 15 min gereinigt.

9.4 Nasschemische Probenaufbereitung

9.4.1 Chemische Aufbereitung für die Rb-Sr- und Sm-Nd-Analytik

Die folgenden Arbeiten wurden in den staubfreien Labors des Instituts für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der LMU München durchgeführt. Die isotopengeochemische Zusam-

Überblick über die untersuchten Mineralfraktionen

Probe	Kornfraktion	Leaching	mit	Probe	Kornfraktion	Leaching	mit		
MS-I 2B	Gnt-1	80-100 mesh	7h	1	BS-I 104B	Gnt	1.5 cm	gemörsert, 7h	1
	Gnt-2	80-100 mesh	8h	2		Bi	1 cm	-	*
	Hbl	80-100 mesh	1h	1		Musk	1 cm	-	*
	Bi	80-100 mesh	-	*		Kfsp	3 cm	gemörsert, 4h	2
MS-I 2C	Gnt-1	50-80 mesh	7h	1	BS-I 105A	Gnt-1	50-80 mesh	7h	1
	Hbl	80-100 mesh	2h	1		Gnt-2	50-80 mesh	gemörsert, 7h	1
MS-I 2E	Musk	50-80 mesh	-	*		Gnt-3	50-80 mesh	gemörsert, 24h	2
MS-I 102A	Bi-1	> 100 mesh	-	*	Bi	50-80 mesh	-	*	
	Bi-2	> 100 mesh	-	*	BS-I 16	Gnt	50-80 mesh	7h	1
	Bi-3	> 100 mesh	-	*		BS-I 17C	Gnt-1	50-80 mesh	gemörsert, 3h
	Zr	> 100 mesh	-	*	Gnt-2		5 cm	gemörsert, 3h	1
MS-I 102C	Zr	> 100 mesh	-	*	Plag	50-80 mesh	-	*	
MS-I 135A	Hbl	50-80 mesh	-	*	BS-I 122D	Gnt	50-80 mesh	7h	1
	Plag	50-80 mesh	-	*		Plag	50-80 mesh	7h	1
MS-I 135B	Gnt-1	50-80 mesh	7h	1		Hbl	50-80 mesh	7h	1
	Gnt-2	50-80 mesh	gemörsert, 7h	2	BS-I 124A	Gnt	50-80 mesh	7h	1
	Hbl	50-80 mesh	-	*		Bi	80-100 mesh	-	*
MS-I 155A	Gnt	50-80 mesh	7h	1	BS-I 180	Gnt	50-80 mesh	gemörsert, 7h	2
	Bi	50-80 mesh	-	*		Musk	50-80 mesh	-	*
MS-I 166A	Gnt	50-80 mesh	7h	1	PS-I 114A	Bi	50-80 mesh	-	*
	Bi	80-100 mesh	-	*	PS-I 116B	Bi	50-80 mesh	-	*
BS-I 12K	Bi	> 100 mesh	-	*	PS-I 171A	Gnt	50-80 mesh	gemörsert, 7h	2
BS-I 12L	Bi	50-80 mesh	-	*		Bi	50-80 mesh	-	*
BS-I 104A	Hbl-1	50-80 mesh	1h	1	DC-I 150B	Gnt	50-80 mesh	7h	1
	Hbl-2	50-80 mesh	8h	1		Bi	50-100 mesh	-	*
	Bi	50-80 mesh	-	*	DC-I 154B	Bi	50-80 mesh	-	*

Leachingprozedur mit 1) 5n HCl + 65% HNO₃ (20:1) bzw. 2) 30% HNO₃. *) Reinigung mit H₂O*** im Ultraschallbad.

Tab. 9-1: Untersuchte Mineralpräparate. Bei durchgeführter Leachingprozedur sind Leachingdauer und die verwendete Säure angegeben.

mensetzung der verwendeten Spikelösungen ist Anhang H zu entnehmen.

Für die Rb-Sr- und Sm-Nd-Analytik an Gesamtgesteins- und Mineralproben wurde 80-120 mg Probensubstanz in verschleißbaren Teflonbomben eingewogen und mit einem Sr-Nd-Sm-Kombispike versetzt. Die Probe-Spike-Mischung wurde mit etwa 5 ml 48%iger HF zwei bis acht Tage lang erhitzt, bis das Material vollständig in Lösung vorlag. Gegebenenfalls wurde der Lösungsvorgang durch die wiederholte Behandlung in einem Ultraschallbad unterstützt. Anschließend wurde die HF zusammen mit entstandenem SiF_4 abgeraucht. Durch Zugabe von wenigen Tropfen 70%iger HClO_4 und anschließendem Eindampfen wurden unlösliche Fluoride in Perchlorate überführt. Der Rückstand wurde mit 5 ml 5n HCl versetzt und erneut eingedampft. Die nun als Chlorid vorliegende Probe wurde mit etwa 20 ml 2n HCl aufgenommen. Von dieser Lösung wurde eine definierte Teilmenge abgewogen und mit einer Rb-Spikelösung versetzt. Die übrige Lösung war für die Sr-, Sm- und Nd-Analyse bestimmt. Beide Splits wurden unter Rotlicht getrocknet.

Die abgewogenen Kleinbereichsproben wurden in 100ml Teflongefäßen mit 30 ml HF versetzt und mehrere Tage erhitzt. Des weiteren wurden die Kleinbereichsproben - unter Verwendung entsprechend größerer Säuremengen - wie Gesamtgesteinsproben behandelt. Das gesamte Aufschlussverfahren wurde gegebenenfalls wiederholt. Von der Probenlösung wurden anschließend zwei definierte Teilmengen abgewogen, mit der Sr-Sm-Nd-Kombispikelösung bzw. mit dem Rb-Spike versetzt und unter Rotlicht eingedampft.

Die Rb-, Sr- und REE-Elementtrennung der Proben erfolgte über mit DOWEX-Harz gefüllte Ionenaustauschersäulen. Die Separation von Sm und Nd wurde mit Hilfe von Teflonsäulen (Wirksubstanz HDEHP) durchgeführt. Die genaue Beschreibung der Trennvorgänge ist der Arbeit von Weber (1998) zu entnehmen.

9.4.2 Chemische Aufbereitung für die U-Pb-Analytik

Die nasschemische Aufbereitung der Zirkonproben erfolgte nach der Verdampfungsmethode (*vapour-digestion method*) von Wendt & Todt (1991) im Reinstlabor des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie der LMU München. Bei dieser Methode werden Uran und Blei nicht chemisch separiert. Aufschluss und Spike-Zugabe erfolgen, ohne das Probengefäß zu wechseln. Insgesamt wird damit die Pb-Kontamination bei der Aufbereitung minimiert und liegt bei <20 pg gesamt.

Vorbereitend wurden die handverlesenen und teilweise abradieren Zirkone mit halbkonzentrierter warmer HNO_3 über Nacht bei 50°C in 1ml-Teflonbomben gereinigt und anschließend mehrfach in H_2O gründlich gewaschen und unter Rotlicht getrocknet. Anschließend wurden unter dem Binokular einzelne Zirkonkörner ausgewählt. Die für die angewandte Aufschlussmethode präparierten Teflonbomben sind mit sechs schmalen Löchern versehen und ermöglichen es, gleichzeitig bis zu sechs Zirkonfraktionen einer Probe aufzuschließen. Die isolierten Löcher sind um eine größere zentrale Aussparung angeordnet, die mit 48%iger HF gefüllt wurde. Jedes mit ca. $3 \mu\text{l}$ 65%iger HNO_3 gefüllte Probenloch wurde mit Hilfe einer sauberen Nadel mit bis zu acht Zirkonkörnern bestückt und mit ca. $8 \mu\text{l}$ 48%iger HF aufgefüllt. Um die Zirkone im HF-Dampf vollständig zu lösen, wurden die Bomben in Stahlzylinder eingespannt und für ca. 48 h unter Druck im Ofen auf eine Temperatur von 180°C gebracht. Die in den Löchern der Teflonbomben vorliegende Probenlösung wurde eingedampft. Anschließend wurden je $3 \mu\text{l}$ ^{233}U - ^{205}Pb Mischspikelösung (Anhang H) und $3 \mu\text{l}$ 6N HCl zugegeben und die Bomben in den Druckzylindern nochmals 24 h lang im Ofen auf 180°C erhitzt, um die Proben-Spike-Mischung zu homogenisieren. Das Laden der Zirkonproben auf Heizbändchen erfolgte unmittelbar nach dem Eindampfen der Chloridlösung.

9.5 Messtechnik

9.5.1 Neodym-, Samarium- und Strontium-Messungen

Für den Großteil der Nd-, Sr- und Sm-Messungen wurden Rhenium-Zweibandquellen benutzt, ab Januar 2000 wurde Sr auf Wolfram-Einbandquellen gemessen.

Bei Verwendung von Rhenium wurden die als Chloride vorliegenden Sr-, Sm- und Nd-Proben in 2n HCl gelöst. Probenmengen von max. 400 ng Sr oder Nd bzw. von ca. 80 ng Sm wurden bei 1.0 A Ladestrom auf Filamente geladen, bei 1.5 A getrocknet und für etwa 1 sec auf dunkle Rotglut (~2.3 A) gebracht. Ab September 2000 wurde Nd mit 2%iger H₃PO₄ geladen. In diesem Falle entfiel das Glühen der Bänder, stattdessen wurde lediglich die Phosphorsäure bei ~ 2.0 A abgeraucht.

Wolfram-Filamente wurden zunächst mit 2x 0.7 µl TaF₅-Lösung geladen. Anschließend wurde die in 2n HCl gelöste Sr-Probe bei 1.0 A Ladestrom aufgebracht und nach dem Trocknen 30 sec bei dunklster Rotglut, 5 sec bei mittlerer Rotglut und 1 sec bei heller Rotglut gehalten. Die Nd-, Sm- und Sr-Isotopenverhältnisse wurden an einem FINNEGAN-Massenspektrometer MAT 261 mit variablem Multikollektor-System (fünf Faraday-Auffänger) am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der LMU München gemessen²². Die Steuerung der Messung und die Auswertung der Rohdaten erfolgte mit Hilfe der im Alterslabor überarbeiteten FINNEGAN-Software an einem HP 9920-Computer, die bei den gemessenen Daten automatisch eine Fraktionierungs-, Element- und Spikekorrektur vornimmt. Sämtliche Messungen wurden bei einer Beschleunigungsspannung von 10 kV und einem Vakuum von 2·10⁻⁸ bis 2·10⁻⁷ durchgeführt. Die Ergebnisse routinemäßig durchgeführter Kontrollmessungen

an Isotopen- und Gesteinsstandards sind Anhang G zu entnehmen.

Die Sr-Messungen erfolgten im statischen Betrieb bei folgender Konfiguration der fünf Faraday-Auffänger (Cup II-VI) :

II: ⁸⁸Sr III: ⁸⁷Sr IV: ⁸⁶Sr
V: ⁸⁵Rb VI: ⁸⁴Sr

Eine Sr-Messung bestand standardmäßig aus sechs Blöcken á zehn Verhältnissen bei einer Integrationszeit von jeweils 16 sec bzw. aus zehn Blöcken á zwanzig Verhältnissen bei einer Integrationszeit von jeweils 4 sec (ab März 2000). Vor und nach jedem Block wurde über 32 sec Integrationszeit der Untergrund bestimmt. Der Verstärkerabgleich erfolgte vor dem ersten Block. Bei Rhenium-Filamenten lagen die Heizströme um 3.2 A (Ionisierungsband) und bei 0.3-2.2 A (Evaporationsband). Bei Wolfram-Einbandquellen erfolgte die Sr-Messung bei 3.6-4.0 A.

Sm wurde ebenfalls statisch gemessen. Dies erfolgte bei der Massenbelegung:

II: ¹⁵⁴Sm III: ¹⁵²Sm IV: ¹⁴⁹Sm
V: ¹⁴⁷Sm VI: ¹⁴⁴Sm(+¹⁴⁴Nd)

Das Messexperiment für Sm umfasste vier Blöcke zu zehn Verhältnissen á 8 sec Integrationszeit. Die Untergrundmessung und der Verstärkerabgleich wurden dem Messprogramm vorangestellt. Die Heizströme betragen etwa 4.2-4.4 A auf dem Ionisierungsband und 1.8-2.4 A auf dem Evaporationsband.

Die Nd-Messung wurde im dynamischen Modus durchgeführt, um Messfehler auszuschließen, die durch schwankende Registrierwahrscheinlichkeiten der Faraday-Auffänger verursacht werden. Die dynamische Messung erfolgte durch eine zyklische Verstellung der Magnetfeldstärke zwischen den folgenden beiden Cup-Konfigurationen:

Jump 1:

II: ¹⁴⁶Nd III: ¹⁴⁵Nd IV: ¹⁴⁴Nd(+¹⁴⁴Sm)
V: ¹⁴³Nd VI: ¹⁴²Nd

Jump 2:

II: ¹⁴⁷Sm III: ¹⁴⁶Nd IV: ¹⁴⁵Nd
V: ¹⁴⁴Nd(+¹⁴⁴Sm) VI: ¹⁴³Nd

²² Die Prinzipien der massenspektrometrischen Messtechnik sind den Arbeiten von Brunnee & Voshage (1964) und Duckworth et al. (1986) ausführlich dargestellt.

Es wurden sechs Messblöcke mit je zehn Verhältnissen über je 16 sec aufgenommen. Bei sehr geringen Lademengen wurde die Integrationszeit auf 8 sec reduziert. Der Untergrund wurde vor und nach jedem Block über eine Integrationszeit von 32 sec bestimmt. Der Verstärkerabgleich wurde vor dem ersten Block durchgeführt. Die Heizströme lagen in der Regel für das Verdampferband bei 1.6-2.2 A und für das Ionisierungsband bei 4.2-4.4 A bzw. bei 4.7- 5.0 A, wenn Phosphorsäure zum Laden benutzt wurde.

9.5.2 Rubidium-Messungen

Rubidiumproben wurden in H₂O*** gelöst. Eine Lademenge von 40 ng wurde bei 1.0 A auf Rhenium-Zweibandquellen aufgebracht und bei 1.5 A getrocknet. Die Messung der Rb-Isotopenverhältnisse erfolgte an einem FINNEGAN Quadrupol-Massenspektrometer THQ am Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie der LMU München. Das Messexperiment bestand aus 5 Blöcken zu je 10 Verhältnissen, die über eine Integrationszeit von 4 sec pro Masse bestimmt wurden. Der Untergrund wurde vor jedem zweiten Block über 16 sec gemessen. Bei der Messung wurden das Ionisierungsband auf 2.2 A und das Verdampferband auf durchschnittlich 600 mA gehalten. Pro Magazin wurden unter möglichst identischen Messbedingungen zwei RbCl-Standardproben gemessen, um die durchschnittliche Massenfraktionierung zu überprüfen (Anhang G-4) und gegebenenfalls die Resultate der Probenmessung diesbezüglich zu korrigieren.

9.5.3 Uran- und Blei-Messungen

Die gespikten Zirkonproben wurden für die Uran- und Bleimessung mit 3 µl (H₃PO₄ + Silicagel) bei 1 A auf Rhenium-Einbandquellen geladen und bei etwa 2.3 A geglüht. Beide Elemente wurden im FINNEGAN-Massenspektrometer

MAT 261 des Instituts für Mineralogie, Petrologie und Geochemie über den Verstärker (SEV) im dynamischen Verfahren (*peak-hopping*) gemessen. Der Verstärkerabgleich erfolgte, um nicht unnötig Probensubstanz zu verlieren, bereits vor der ersten Probenmessung über die Standardmessung des jeweiligen Elements.

Das Messexperiment für Pb umfasste fünf Blöcke mit je 10 scans. Dabei wurden nacheinander die Massen 206, 207, 208, 203 (zur Elementkorrektur auf ²⁰⁵Tl), 204 und 205 angefahren. Die Integrationszeit betrug 4 s bei ²⁰⁶Pb und 2 s bei den übrigen Massen. Der Untergrund wurde zu Beginn jeden Blocks bei der Masse 204.5 über eine Integrationszeit von 16 s ermittelt. Der Heizstrom des Verdampferbandes, bei dem für ²⁰⁶Pb ein Signal von > 100 mV erreicht wurde, lag zwischen 1.9 und 2.3 A.

Die U-Messung wurde ebenfalls dynamisch mit dem SEV durchgeführt. Die Datensammlung der Isotopenverhältnisse erfolgte bei einem Heizstrom von etwa 2.35 A und Signalintensitäten um 20 mV in ein bis zwei Blöcken mit je 10 Messungen à 4 sec Integrationszeit für die Massen 265 (Spikeisotop ²³³UO₂) und 270 (Probenisotop ²³⁸UO₂). Zur Untergrundbestimmung wurde auf der Masse 267.5 über 32 sec pro Block integriert.

9.5.4 Röntgenfluoreszenz-Analysen

Die RFA-Analysen erfolgten an einem wellenlängendispersiven Röntgenspektrometer (Typ *Phillips PW 1480*) am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der LMU München und am Bayerischen Geologischen Landesamt.

9.6 Auswertung der Messergebnisse

9.6.1 Korrekturen der gemessenen Isotopenverhältnisse

Fraktionierungskorrektur

Während der massenspektrometrischen Messung kommt es, da die Isotope eines Elements aufgrund ihrer verschiedenen Massen unterschiedlich schnell verdampfen, zur Massenfraktionierung. Diese Fraktionierung bewegt sich im Promillebereich und übersteigt somit bei weitem die relative Messgenauigkeit, mit der die Isotopenverhältnisse bestimmt werden (10^{-5} - 10^{-6}). Für die Korrektur der Fraktionierungseffekte werden zwei Verfahren angewandt:

(a) *Normalisierung auf einen internen Standard:*

Strontium, Neodym und Samarium besitzen, abzüglich des Spikeisotops, mindestens zwei Isotope, die in einem unveränderlichen Isotopenverhältnis zueinander stehen. Dies erlaubt die Normalisierung auf einen internen Standardwert. Die verwendeten Verhältnisse lauten: $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ (Nier, 1938), $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ (Carlson et al., 1981) und $^{152}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} = 1.78308$ (Wasserburg et al., 1981).

(b) *Normalisierung auf einen externen Standard:*

Obige Bedingung ist bei Rubidium, Uran und Blei nicht erfüllt. Bei diesen Elementen erfolgt die Normierung auf einen externen Standardwert. Dieser wird durch Mehrfachmessungen eines Isotopenstandards bekannter Zusammensetzung ermittelt. Die Standardmessungen müssen unter experimentellen Bedingungen ablaufen, die denen der Probenmessung möglichst identisch sind.

Ein Maß für die Fraktionierung eines Elements ist der Fraktionierungsfaktor α , welcher die Abweichung des gemessenen vom wahren Isotopenverhältnis beschreibt. Nach dem linearen Fraktionierungsmodell (Wasserburg et al., 1981), das bei dynamischen Nd-Messungen angewandt

wurde, ist die Fraktionierung direkt proportional zur Massendifferenz ΔM . So ergibt sich beispielhaft für das Element Nd folgende Formel:

$$\alpha = \left(\frac{^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_N}{^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m} \right) - 1 \text{ [‰ p.m.u.]} \quad (9.1)$$

N = natürliches, m = gemessenes Isotopenverhältnis

Dieses Modell ist allerdings nur im Bereich +1 bis -1 ‰ zulässig (Wasserburg et al., 1981). Eine bessere Annäherung liefert das exponentielle Fraktionierungsmodell (Wasserburg et al., 1981), das bei statischen Messungen verwendet wurde:

$$\alpha = \left(\frac{^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_N}{^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_m} \right)^{1/\Delta M} - 1 \text{ [‰ p.m.u.]} \quad (9.2)$$

Bei gespickten Proben ist allerdings zu berücksichtigen, dass das zur Normalisierung verwendete Isotopenverhältnis des betreffenden Elements (z.B. $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) auf einer Mischungslinie zwischen dem natürlichen Isotopenverhältnis und dem nicht-natürlichen Verhältnis in der Spikelösung liegt. Das Meßprogramm des MAT 261 ermittelt den tatsächlichen Normalisierungswert (*true value of normalizing ratio*) bei der Auswertung der Rohdaten automatisch (s. Weber, 1998).

Für die externe Korrektur der Massendiskriminierung wurden bei Pb und U die folgenden durchschnittlichen Fraktionierungsfaktoren (Wendt, mdl. Mitt.) verwendet:

$$\text{Pb: } \alpha = 1.3 \pm 0.6 \text{ ‰ p.m.u.}$$

$$\text{U: } \alpha = 9.9 \pm 0.4 \text{ ‰ p.m.u.}$$

Der Korrekturfaktor für die Massenfraktionierung von Rb wurde für jedes Magazin über die Abweichung der Standardmessungen vom Nierwert (Nier, 1938) bestimmt (vgl. Anhang F-2 und G-4). Dieser Korrekturfaktor liegt bei einem Mittelwert von 1.0001 für das Verhältnis von $(^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb})_N$ zu $(^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb})_{\text{Probe}}$ bzw. bei einem α -Wert von $0.1 \pm 0.5 \text{ ‰ p.m.u.}$.

Spikekorrektur

Die Zugabe einer Spikelösung verändert alle natürlichen Isotopenverhältnisse, da die Spikelösung nicht vollkommen monoisotopisch ist. Die Korrektur der gemessenen Isotopenverhältnisse in Abhängigkeit vom Spike/Natur-Verhältnis erfolgte im Rahmen der Messexperimente gemäß folgender Formel (Beispiel Nd):

$$\left(\frac{{}^{145}\text{Nd}_S}{{}^{144}\text{Nd}_N}\right) = \frac{\left(\frac{{}^{144}\text{Nd}}{{}^{145}\text{Nd}}\right)_m - \left(\frac{{}^{144}\text{Nd}}{{}^{145}\text{Nd}}\right)_N}{1 - \left(\frac{{}^{145}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_m \cdot \left(\frac{{}^{145}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_S^{-1}} \quad (9.3)$$

S = Spike, N = Natur, m = gemessen

Für die resultierenden ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse war zusätzlich die folgende, durch laborinterne Spikeeichungen ermittelte Korrektur nach Miethig (1989) erforderlich:

$$\left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_{\text{korrr}} = \left(\frac{{}^{143}\text{Nd}}{{}^{144}\text{Nd}}\right)_m + \left(\frac{{}^{145}\text{Nd}_S}{{}^{144}\text{Nd}_N}\right) \cdot 1.177 \times 10^{-4} \quad (9.4)$$

Elementkorrektur

Da die Elementtrennung mittels Ionenaustauschersäulen unter Umständen nicht vollständig ist und Isobare wie ${}^{87}\text{Rb}$ - ${}^{87}\text{Sr}$, ${}^{144}\text{Sm}$ - ${}^{144}\text{Nd}$, ${}^{148}\text{Sm}$ - ${}^{148}\text{Nd}$, ${}^{150}\text{Sm}$ - ${}^{150}\text{Nd}$ und ${}^{205}\text{Pb}$ - ${}^{205}\text{Tl}$ massenspektrometrisch nicht getrennt werden, muss an den gemessenen ${}^{87}\text{Sr}/{}^{86}\text{Sr}$ -, ${}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd}$ und ${}^{205}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ -Verhältnissen eine Elementkorrektur durchgeführt werden. Diese Korrektur erfolgte jeweils über ein mitgemessenes nicht-interferierendes Isotop des interferierenden Elements, d.h. gegebenenfalls über ${}^{85}\text{Rb}$ bei Sr, über ${}^{147}\text{Sm}$ bei Nd und über ${}^{203}\text{Tl}$ bei Pb.

Korrektur auf Blindwert-Blei und initiales gewöhnliches Blei

Um aus den gemessenen U-Pb-Isotopenverhältnissen Alterswerte berechnen zu können, muß der Anteil nicht-radiogenen Bleis abgezogen werden. Dieser besteht aus dem initialen gewöhn-

lichen Blei, das in der Probe vorhanden ist, und aus dem Blankeintrag von Blei, durch das die Probe während der Aufbereitung kontaminiert wird. Dieser Blindwert-Eintrag spielt bei der U-Pb-Analyse wegen der kleinen Probenmengen einerseits und der verhältnismäßig hohen natürlichen Bleigehalte in der Umgebung andererseits eine besonders große Rolle. Der in dieser Arbeit berücksichtigte, durch eine Blindprobe ermittelte Blankeintrag liegt bei < 20 pg. Die im Reinstlabor des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geologie der LMU München ermittelten mittleren Isotopenverhältnisse lauten nach Weber (1998):

$${}^{206}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb} = 18.15 \pm 0.18$$

$${}^{207}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb} = 15.63 \pm 0.15$$

$${}^{208}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb} = 38.14 \pm 38.$$

Die Fehlerkorrelationen liegen nach Weber (1998) bei:

$${}^{206}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb} - {}^{207}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb} = 0.95$$

$${}^{206}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb} - {}^{208}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb} = 0.85.$$

Für den Anteil nicht-radiogenen initialen Bleis, das während der Kristallisation in die Zirkone eingebaut wurde, wurden die Isotopenverhältnisse aus dem Entwicklungsmodell von Stacey & Kramers (1975) verwendet. Diese liegen, zurückgerechnet auf das ungefähre Bildungsalter der untersuchten Minerale vor 600 Ma, bei:

$${}^{206}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb} = 17.753$$

$${}^{207}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb} = 15.572$$

$${}^{208}\text{Pb} / {}^{204}\text{Pb} = 37.521.$$

9.6.2 Berechnung der Elementkonzentrationen

Die Rb-, Sr-, Nd- und Sm-Konzentrationen wurden mit Hilfe der Isotopenverdünnungsanalyse (*isotope dilution* ID) bestimmt (Faure, 1986). Hierbei wird einer abgewogenen Probenmenge zur Untersuchung des Elementgehalts eine genau bekannte Menge desselben Elements mit möglichst anderer Isotopie (*Spike*) zugesetzt, so dass sich das Isotopenverhältnis des Elements in kontrollierter Weise verändert. Der Vorteil der Methode besteht darin, dass nach der Homogeni-

sierung von Probe und Spike bei der chemischen Aufbereitung Substanzverluste auftreten dürfen, ohne dass sich die Isotopenzusammensetzung der Proben-Spike-Mischung verändert.

Die Konzentration $C_{P(j)}$ des Bezugsisotops j (z.B. $^{144}\text{Nd}_N$) in der Probe [mol/g] ergibt sich aus der Probeneinwaage E_P [g], der Einwaage E_S der Spikelösung [g], der Konzentration $C_{S(i)}$ des Spikeisotops i in der Spikelösung (z.B. $^{145}\text{Nd}_S$) [mol/g] und dem gemessenen Spike/Natur-Verhältnis (z.B. $^{145}\text{Nd}_S/^{144}\text{Nd}_N$):

$$C_{P(j)} = \frac{E_S \cdot C_{S(i)}}{\left(\frac{S_i}{N_j}\right)_m \cdot E_P} \quad (9.5)$$

Die Elementkonzentration C_P ergibt sich zu:

$$C_P = C_{P(j)} \cdot k \quad (9.6)$$

wobei in den Faktor k die Verhältnisse aller Isotope j zum Bezugsisotop i und ihre Molgewichte $A(i)$ eingehen:

$$k = \sum_{\text{alle Isotope } j} \frac{i}{j} \times A(i) \quad (9.7)$$

Die isotopische Zusammensetzung der in dieser Arbeit verwendeten Spikelösungen ist Anhang H zu entnehmen. Da die Einwaagen der untersuchten Einzelzirkone nicht bestimmt wurden, war die Berechnung der U- und Pb-Konzentrationen nicht möglich.

9.6.3 Berechnung der Mutter/Tochter-Nuklidverhältnisse

Da für Rb und Sr getrennte Spikelösungen verwendet wurden, wurden die $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse aus den Konzentrationsverhältnissen abgeleitet:

$$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}} = \frac{C(^{87}\text{Rb})}{C(^{86}\text{Sr})} \quad (9.8)$$

Bei Sm und Nd bzw. U und Pb wurden jeweils Kombispikelösungen verwendet, die die

Spikeisotope ^{149}Sm und ^{145}Nd bzw. ^{205}Pb und ^{233}U in einem festen Verhältnis enthalten. Die Einwaagen von Probe und Spikelösung gehen in diesen Fällen nicht in die Berechnung der Mutter/Tochter-Nuklidverhältnisse ein. Letztere werden direkt aus den Spike/Natur-Verhältnissen abgeleitet:

$$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} = \frac{^{145}\text{Nd}_S / ^{144}\text{Nd}_N}{^{149}\text{Sm}_S / ^{147}\text{Sm}_N} \times \frac{^{149}\text{Sm}_S}{^{145}\text{Nd}_S} \quad (9.9)$$

$$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}} = \frac{^{205}\text{Pb}_S / ^{206}\text{Pb}_N}{^{233}\text{U}_S / ^{238}\text{U}_N} \times \frac{^{233}\text{U}_S}{^{205}\text{Pb}_S} \quad (9.10)$$

Die Bestimmung von $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ erfolgt analog.

9.6.4 Berechnung der Alterswerte

Die (scheinbaren) $^{238}\text{U}/^{205}\text{Pb}$ -, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ - und $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Alter wurden mit dem Programm PBDAT (Ludwig, 1991) errechnet. Die Kalkulation der Rb-Sr- und Sm-Nd-Alter und die Auswertung der U-Pb-Daten im Concordia-Diagramm erfolgte mit dem Programm ISOPLOT/EX 2.01 (Ludwig, 1999) unter Verwendung z.T. modifizierter Algorithmen von York (1969).

Bei einem niedrigen MSWD (*mean square of weighted deviates*) um 1 erfolgt die Regressionsberechnung im ISOPLOT/EX 2.01 unter Verwendung des Originalalgorithmus von York (1969). Bei diesem Modell (*Model-1 Yorkfit*) wird vorausgesetzt, dass die Abweichung der Datenpunkte von der Regressionsgeraden ausschließlich durch statistische Unsicherheiten bedingt ist. Die Punkte werden gemäß dem inversen Quadrat ihrer Fehler gewichtet.

Bei einer stärkeren Streuung der Datenpunkte und entsprechend höheren MSWD-Werten wird angenommen, dass neben analytischen auch geologische Fehler auftreten, die durch eine Variation der Initialverhältnisse bedingt sind. In diesem Fall wird ein modifiziertes Regressionsverfahren (*Model-3 Yorkfit*) angewandt (Ludwig, 1999).

9.6.5 Kontrollmessungen

Sämtliche Kontrollmessungen, die im Verlauf dieser Arbeit durchgeführt wurden, sind in Anhang G aufgeführt. Der internationale BHVO-Basaltstandard lieferte Mittelwerte von 0.703482 ± 31 (1σ ; $n=7$) für $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und 0.512978 ± 18 (1σ ; $n=7$) für $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Mittelwert des SrCO_3 -Standards NBS 987 liegt bei 0.710257 ± 22 (1σ , $n=12$). Das mittlere $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis ergab sich zu 0.512651 ± 15 (1σ ; $n=26$) für Nd-Salz (Merck) und zu 0.512145 ± 15 (1σ ; $n=5$) für Ames Nd-Metall. Aus Leeraufschlüssen (Anhang G-3) resultieren Blankwerte von etwa 1 ng Sr, 45 pg Rb, 100 pg Nd und < 20 ng Pb. Der Sm-Leeraufschluß lieferte sehr schwache Intensitäten unterhalb der Messgrenze.

9.7 Fehlerbetrachtung

Schließt man grobe Fehler (z.B. Ablesefehler, Probenverwechslung/-kontamination) sowie systematische Fehler (z.B. Justierungsfehler, Cup-Effekte, Eichfehler, Kontamination durch Verwendung unreiner Chemikalien) aus, die durch routinemäßige Standardmessungen erkannt werden, so treten bei der massenspektrometrischen Messung dennoch zufällige Fehler auf. Diese zufälligen Fehler sind in ihrer Richtung weder vorhersehbar noch kontrollierbar und im Gegensatz zu systematischen Fehlern nicht vermeidbar. Die Größe des zufälligen Fehlers kann durch mehrmaliges Wiederholen einer Messung reduziert werden. Dennoch kann der wahre Wert einer Messgröße nicht exakt bestimmt werden. Die Verteilung der Messwerte folgt der Gauß'schen Normalverteilungskurve. Das Maß für den mittleren Fehler der Einzelmessung ist die Standardabweichung σ :

$$\sigma = \pm \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}} \quad (9.11)$$

\bar{x} = arithmetisches Mittel = $1/n(x_1+x_2+\dots+x_n)$
 x_i = Einzelmesswert, n = Anzahl der Messungen

Die Standardabweichung σ liefert eine Aussage über die Wahrscheinlichkeit, mit der ein weiterer Messwert im angegebenen Fehlerintervall liegt. Bei einer Gaußverteilung liegt der wahre Wert der gemessenen Größe mit einer Wahrscheinlichkeit von 68.3% im Fehlerintervall $\pm 1\sigma$, von 95.4% im $\pm 2\sigma$ -Intervall und von 99.7% im $\pm 3\sigma$ -Intervall.

Der mittlere Fehler des Mittelwerts σ_m ist abhängig von der Anzahl der Messungen n und verkleinert sich mit steigendem Stichprobenumfang.

$$\sigma_m = \pm \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (9.12)$$

σ_m ist ein Maß für die Unsicherheit des Mittelwerts. Der wahre Messwert liegt mit einer Wahrscheinlichkeit von 68.3% im σ_m -Vertrauensbereich bzw. von 95.4% im $2\sigma_m$ -Intervall. In den Tabellen dieser Arbeit sind jeweils die σ - und $2\sigma_m$ -Fehler angegeben. Für die Qualität des Messsystems ist jedoch die Standardabweichung σ die kennzeichnende Größe (Müller-Sohnius et al., 1987).

Für die Berechnung der Rb-Sr- und Sm-Nd-Isochronenalter wurden die mittleren Reproduzierbarkeiten (2σ) der Isotopenverhältnisse verwendet, sofern die $2\sigma_m$ -Fehler nicht höher lagen. Die mittleren Reproduzierbarkeiten wurden aus Mehrfachaufschlüssen internationaler Gesteinsstandards (Anhang G-1) und eigener Gesteinsproben (Anhang G-2) abgeleitet. Sie liegen bei folgenden Werten:

0.005 % für $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 0.5 % für $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$,
 0.006 % für $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ und 2.5 % für $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

Anhang A

Verzeichnis der Probenlokalitäten und Präparate

Probe	Gestein	Lokalität	Long N	Lat E	Dümschliff	WR-RFA	WR-ID	Gnt	Plag	Hbl	Mu	Bi	Kfsp	Zr	Kb
Moyar Scherzone															
MS-I 2B	Bi-Hbl-Gneis	Masinagudi	11° 34,8'	76° 34,8'	x	x	x	x		x		x			
MS-I 2C	Gnt-Plag-Px-Granulit	Masinagudi	11° 34,8'	76° 34,8'	x	x	x	x							
MS-I 2E°	Bi-Hbl-Gneis	Masinagudi	11° 34,8'	76° 34,8'	x	x	x				x				
MS-I 2O	Bi-Hbl-Gneis	Masinagudi	11° 34,8'	76° 34,8'	x										
MS-I 100	Qz-Fsp-Gneis	N Bandipur	11° 40,7'	76° 38,0'	x										
MS-I 102A	Mylonitgranit	Moyar	11° 36,2'	76° 42,0'	x	x	x					x		x	
MS-I 102C	Metatonalit	Moyar	11° 36,2'	76° 42,0'	x	x	x							x	
MS-I 102E	Mylonitgranit	Moyar	11° 36,2'	76° 42,0'	x	x	x								
MS-I 127A,B	Gnt-Plag-Px-Granulit	S Mavhanalla	11° 32,0'	76° 41,5'	x										
MS-I 128	Bi-Hbl-Gneis	Mavhanalla	11° 32,5'	76° 40,9'	x										
MS-I 129A	Hbl-Gneis	E Masinagudi	11° 35,2'	76° 40,2'	x										
MS-I 135A	Hbl-Gneis	Mudumalai	11° 34,8'	76° 35,1'	x	x	x		x	x					
MS-I 135B	Hbl-Gneis	Mudumalai	11° 34,8'	76° 35,1'	x	x	x	x	x	x					
MS-I 136A	Phyllonit	N Mudumalai	11° 37,1'	76° 35,4'	x										
MS-I 136B	Bi-Gneis	N Mudumalai	11° 37,2'	76° 35,4'	x										
MS-I 139	Metagranit	Bandipur	11° 38,4'	76° 35,9'	x										
MS-155A,B	Gnt-Bi-Gneismylonit	Moyar	11° 36,1'	76° 42,2'	x	x	x	x				x			
MS-166A,B	Gnt-Bi-Gneismylonit	W Kottamangalam	11° 29,4'	77° 05,5'	x	x	x	x				x			
Bhavani-Scherzone															
<i>Westteil (Region Mettupalaiyam - Coimbatore)</i>															
BS-I 11kb*	Charno-Enderbit	N Mettupalaiyam	11° 20,3'	76° 56,3'	x	x	x								x
BS-I 11A,B°	Charno-Enderbit	N Mettupalaiyam	11° 20,3'	76° 56,3'	x										
BS-I 11 D	Charno-Enderbit	N Mettupalaiyam	11° 20,3'	76° 56,3'	x										
BS-I 12K	Mylonitgranit	S Mettupalaiyam	11° 16,7'	76° 57,5'	x	x	x					x			
BS-I 12L	Bi-Hbl-Gneis	S Mettupalaiyam	11° 16,7'	76° 57,5'	x	x	x					x			
BS-I 12M	Bi-Gneis	S Mettupalaiyam	11° 16,7'	76° 57,5'	x										
BS-I 12P	Bi-Gneis	S Mettupalaiyam	11° 16,7'	76° 57,5'	x										
BS-I 12Q	Bi-Gneis	S Mettupalaiyam	11° 16,7'	76° 57,5'	x										
BS-I 104A,C	Bi-Hbl-Gneis	SW Mettupalaiyam	11° 13,6'	76° 55,0'	x	x	x			x		x			
BS-I 104B	Pegmatit	SW Mettupalaiyam	11° 13,6'	76° 55,0'				x			x	x	x		
BS-I 105A,C	Charno-Enderbit	NW Coimbatore	11° 05,1'	76° 49,2'	x	x	x	x						x	
BS-I 105B	Dolerit	NW Coimbatore	11° 05,1'	76° 49,2'	x	x	x								
BS-I 119A	Hbl-Bi-Gneis	N Coimbatore			x										
BS-I 120	Hbl-Bi-Gneis	Alamamedu	11° 06,2'	76° 47,0'	x										
BS-I 161	Dolerit	NW Coimbatore	11° 05,1'	76° 49,2'	x										
BS-I 162	Dolerit	NW Coimbatore	11° 05,1'	76° 49,2'	x										
<i>Ostteil (Bhavanisagar Region)</i>															
BS-I 16*	Sill-Gnt-Gneis	E Bhavanisagar				x	x	x	x						
BS-I 17C	Gnt-Plag-Px-Granulit	Bhavanisagar	11° 26,2'	77° 08,9'	x	x	x	x	x						
BS-I 124A	Gnt-Bi-Gneismylonit	S Bhavanisagar	11° 26,4'	77° 08,1'	x	x	x	x				x			
BS-I 124C	Enderbit	S Bhavanisagar	11° 26,4'	77° 08,1'	x	x	x	x							
BS-I 122A	Enderbit	S Bhavanisagar	11° 26,4'	77° 08,1'	x										
BS-I 122D	Enderbit	S Bhavanisagar	11° 26,4'	77° 08,1'	x	x	x	x	x	x					
BS-I 122E	Enderbit	S Bhavanisagar	11° 26,4'	77° 08,1'	x			x	x	x					
BS-I 180	Metaquarzit	W Sathyamangalam	11° 30,0'	77° 15,9'	x	x	x	x			x				

x = angefertigte Präparate; * = Proben von Prof. H. Köhler bzw. ° von P. Deters-Umlauf zur Verfügung gestellt.

kb = Kleinbereichspräparate

Anhang A

Verzeichnis der Probenlokalitäten und Präparate

Probe	Gestein	Lokalität	Long N	Lat E	Dünnschliff	WR-RFA	WR-ID	Gnt	Plag	Hbl	Mu	Bi	Kfsp	Zr	Kb
Palghat-Scherzone															
PS-I 28 *	Hbl-Bi-Gneis	Tirumalaipalayam	10° 52,4'	76° 55,8'	x	x	x								
PS-I 30 *	Bi-Hbl-Gneis	N Pollachi	10° 50,3'	77° 00,9'	x	x	x								
PS-I 32 *	Bi-Hbl-Gneis	NW Anaimalai	10° 35,9'	76° 56,0'	x	x	x								
PS-I 33B	Amphibolit	W Anaimalai	10° 35,2'	76° 54,3'	x	x	x								
PS-I 109A	Khondalit	Maddukarai	10° 54,2'	76° 56,2'	x										
PS-I 111B	Hbl-Bi-Gneis	Maieripallayam	10° 52,4'	77° 01,9'	x										
PS-I 114A	Granodiorit	NW Pollachi	10° 48,2'	76° 58,1'	x	x	x						x		
PS-I 116A	Bi-Gneis	W Anaimalai	10° 34,8'	76° 54,6'	x	x	x						x		
PS-I 116C	Amphibolit	W Anaimalai	10° 34,8'	76° 54,6'	x										
PS-I 118A	Charno-Enderbit	S Pollachi	10° 29,5'	76° 58,9'	x	x	x								
PS-I 118B	Hbl-Bi-Gneis	S Pollachi	10° 29,5'	76° 58,9'	x	x	x								
PS-I 171A	Gnt-Bi-Gneis	SE Coimbatore	10° 52,0'	76° 57,7'	x	x	x	x					x		
Kollegal Scherzone															
DC-I 150A,B	Granitgneis	NE Chamrajnagar	11° 58,6'	77° 04,1'	x	x	x	x					x		
DC-I 154A,B	Granitgneis	SE Chamrajnagar	11° 53,8'	77° 01,1'	x	x	x						x		

x = angefertigte Präparate; * = Proben von Prof. H. Köhler bzw. ° = von P. Deters-Umlauf zur Verfügung gestellt.

kb = Kleinbereichspräparate

Anhang B

Mineralbestand der Gesteinsproben

Probe	Gestein	Qz	Kfsp	Plag	Hbl	Bi	Opx	Cpx	Mu	Gnt	Ap	Cord	Sill	Dist	Tit	Ort	Zr	Zoi	Erz	Cc [^]	Ep/Kz [^]	Ser [^]	Chl [^]
Moyar Scherzone																							
MS-I 2B	Bi-Hbl-Gneis	XX	x	XX	x	x				+	+						*	*	*				
MS-I 2C	Gnt-Plag-Px-Granulit	+	+	XX	X	*	X	XX		X	*						*	*	*				
MS-I 2E	Bi-Hbl-Gneis	XX	x	X	x	X			+		+						*	*	*	+		+	
MS-I 2O	Bi-Hbl-Gneis	XX	x	X	X	X			*		+						*	*	*	*	+		+
MS-I 102A,E	Mylonitgranit	XX	XX,p,m	X	x	+					+			*	*	*	*	*	*	*			
MS-I 102C	Metatonalit	XX	x	XX	XX	x	*t				+						*	*	*	*			
MS-I 127A	Gnt-Plag-Px-Granulit		x	XX	+	*	X	XX		XX								*	*	*			
MS-I 135A	Hbl-Gneis	X	XX	XX	XX	+					+						*	*	*	*		*	*
MS-I 135B	Hbl-Gneis	XX	XX	XX	XX	*				+	*								+			*	*
MS-155 A,B	Gnt-Bi-Gneismylonit	XX	+	XX		X				X		+					*	*	*	*		*	*
MS-166 A,B	Gnt-Bi-Gneismylonit	XX	X,p,m	X		X				X	+						*	*	*	*			
Bhavani-Scherzone																							
<i>Westteil (Region Mettupalaiyam - Coimbatore)</i>																							
BS-I 11A	Charno-Enderbit	XX	X,p,m	XX		+	X			X	+						*	*	*	*		*	*
BS-I 11B	Charno-Enderbit	XX	X,p	XX	x	X	x	*	+	x	+								*	*	*	*	*
BS-I 12K	Mylonitgranit	XX	XX,p,m	*		x			+		*						*	+	*	*	*	*	*
BS-I 12L,P	Bi-Hbl-Gneis	XX	x,p,m	XX	x	X					+						*	*	+	X	*	*	*
BS-I 12M	Bi-Gneis	XX	XX,p,m	X		x			*		*						*	+	+	*	*	*	*
BS-I 104A,C	Bi-Hbl-Gneis	XX	+,p,m	XX	X	X					+			+			*	*	*	+	*	*	*
BS-I 105A,C	Charno-Enderbit	XX	XX,p,m	XX		x	X			X	*						*	+	*	*		*	*
BS-I 105B	Dolerit			XX	+	+		XX											+				
BS-I 161	Dolerit			XX	x	x	X	XX											+			*	*
<i>Ostteil (Bhavanisagar-Region)</i>																							
BS-I 16	Sill-Gnt-Gneis	XX	+	X		x		+	*	X	+	X					*	*	*	*	*	*	*
BS-I 17C	Gnt-Plag-Px-Granulit		x	XX	x	+	X	X		X									+				
BS-I 124A	Gnt-Bi-Gneismylonit	XX	x	x		x			*	x	*						*	*	*	*		*	*
BS-I 124C	Enderbit	XX	*	XX	x	+	X	X		x	*						*	+	*	*			
BS-I 122A	Enderbit	XX		XX	X	*	X	X		+	*								*	*			
BS-I 122D	Enderbit	XX	*	XX	X	+	x	X		X	*								*	*		*	*
BS-I 180	Metaquarzit	XX							x	+				+			*	*	*	*			

Abgeschätzter Mineralbestand in Dünnschliffpräparaten: XX => 20%, X = 10-20%, x = 5-10%, + = 1-5%, * = Akzessorium, ^ = sekundäre Phase.

Qz = Quarz, Kfsp = Alkalifeldspat, Plag = Plagioklas, Hbl = Hornblende, Bi = Biotit, Opx = Orthopyroxen, Cpx = Klino-pyroxen, Mu = Muskovit, Gnt = Granat, Ap = Apatit, Cord = Cordierit, Sill = Sillimanit, Dist = Disthen, Tit = Titanit, Ort = Orthit, Zr = Zirkon, Zoi = Zoisit, Cc = Calcit, Ep/Kz = Epidot/Klinozoisit, Ser = Serizit, Chl = Chlorit. m = Mikroklin, p = perthitisch, t = Titanaugit.

Anhang B

Mineralbestand der Gesteinsproben

Probe	Gestein	Qz	Kfsp	Plag	Hbl	Bi	Opx	Cpx	Mu	Gnt	Ap	Cord	Sill	Dist	Tit	Ort	Zr	Zoi	Erz	Cc [^]	Ep/Kz [^]	Ser [^]	Chl [^]
Palghat-Scherzone																							
PS-I 28	Hbl-Bi-Gneis	X	*	XX	X	X					+								*				
PS-I 30	Bi-Hbl-Gneis	x	XX,m,p	X	x	X			*		+						*		*	*	*		*
PS-I 32	Bi-Hbl-Gneis	XX	XX,p	X	+	x					+				*	*			*		*		
PS-I 33B	Amphibolit	X	*	XX	XX	x					+						*		+				
PS-I 114	Granodiorit	XX	XX	XX	x	x			+		+						*		*				
PS-I 116	Bi-Gneis	XX	+	XX	X	X		+			+						*		+				
PS-I 118A	Charno-Enderbit	XX	XX	XX	x	+	X	x			*						*		+	*			
PS-I 118B	Hbl-Bi-Gneis	XX	XX	XX	X	x		*			+				*	*			x			*	
PS-I 171A	Gnt-Bi-Gneis	XX	X	XX	X	X			*	X							*		*	*	*	*	*
Kollegal Scherzone																							
DC-I 154A,B	Granitgneis	XX	X,m,p	XX	X	X					+			*		*			*	*	*		*
DC-I 150A,B	Granitgneis	XX	XX,m,p	XX	x	X				x	+					*			*	*	*		*

Abgeschätzter Mineralbestand in Dünnschliffpräparaten: XX = > 20%, X = 10-20%, x = 5-10%, + = 1-5%, * = Akzessorium, ^ = sekundäre Phase.

Qz = Quarz, Kfsp = Alkalifeldspat, Plag = Plagioklas, Hbl = Hornblende, Bi = Biotit, Opx = Orthopyroxen, Cpx = Klinopyroxen, Mu = Muskovit, Gnt = Granat, Ap = Apatit, Cord = Cordierit, Sill = Sillimanit, Dist = Disthen, Tit = Titanit, Ort = Orthit, Zr = Zirkon, Zoi = Zoisit, Cc = Calcit, Ep/Kz = Epidot/Klinozoisit, Ser = Serizit, Chl = Chlorit. m = Mikroklin, p = perthitisch, t = Titanaugit.

Anhang C

RFA-Daten

Moyar-Scherzone										
	MS-I 2B	MS-I 2C	MS-I 2E ^o	MS-I 2G ^o	MS-I 102A	MS-I 102C	MS-I 135A	MS-I 135B	MS-I 155A	MS-I 166A
SiO ₂	67.44	51.92	69.6	64.05	71.91	53.56	59.82	57.47	63.15	74.54
TiO ₂	0.59	0.95	0.48	1.36	0.32	1.5	0.73	1.0	0.62	0.67
Al ₂ O ₃	15.49	14.81	15.36	15.36	13.11	17.69	15.58	15.23	16.22	10.08
Fe ₂ O ₃	0.59	1.88	0.47	1.09	0.38	1.35	1.19	1.61	1.16	1.19
FeO	3	9.56	2.42	5.58	1.92	6.91	6.09	8.22	5.91	6.07
FeOT	3.53	11.25	2.84	6.56	2.26	8.12	7.16	9.67	6.95	7.14
Fe ₂ O ₃ T	3.92	12.5	3.16	7.29	2.51	9.03	7.96	10.75	7.72	7.94
MnO	0.043	0.19	0.00	0.10	0.04	0.13	0.12	0.17	0.11	0.13
MgO	1.42	5.45	0.98	1.83	0.35	3.75	3.61	3.96	3.15	1.31
CaO	4.49	10.01	3.75	5.2	1.13	6.77	6.73	7.02	3.21	1.96
Na ₂ O	4.24	3.12	4.64	3.74	4.07	4.5	4.07	3.35	3.15	1.73
K ₂ O	0.67	0.34	0.86	0.87	4.94	1.77	0.57	0.39	1.9	1.25
P ₂ O ₅	0.17	0.1	0.17	0.47	0.09	0.55	0.16	0.15	0.02	0.1
LOI	1.22	-0.08	1.2	1	0.34	0.72	0.62	0.70	0.61	0.24
Total	99.69	99.31	100.20	101.27	98.81	99.97	99.97	100.19	99.86	99.95
Rb	1	1	4.7	3.1	82	39	1	11	43	42
Sr	625	236	575	614	118	685	439	357	351	125
Zr	158	67	141	531	168	327	130	134	264	373
Ba	441	146	641	555	426	604	216	257	1130	548
Cr	107	177	29	27	96	49	140	175	235	154
Ni	12	78	70	78	0	69	54	91	121	57
Zn	52	95	41	95	299	50	35	108	53	74
V	61	277	43	86	12	104	111	127	138	13
Nd	11	10	19	51	40	58	18	13	19	46
La	-	-	41	46	61	54	9	17	35	67
Nb	<5	<2	5	16	20	34	16	<5	<5	<5
Y	9	29	6	30	42	14	<5	16	31	42
Q	27.59	1.57	29.14	23.2	26.33	0	12.71	12.32	22.22	50.06
C	0	0	0.33	0	0	0	0	0	3.22	2.55
Or	4.04	2.05	5.15	5.16	29.74	10.63	3.42	2.34	11.4	7.47
Ab	36.51	26.82	39.71	31.72	35.01	38.62	34.86	28.72	27	14.76
An	21.63	25.8	17.84	22.6	2.92	23.15	22.83	25.7	16.04	9.23
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	0.06	20.01	0	0.45	1.93	6.36	8.33	7.3	0	0
DiWo	0.03	10.07	0	0.22	0.94	3.21	4.2	3.65	0	0
DiEn	0.01	4.77	0	0.09	0.24	1.58	2.04	1.62	0	0
DiFs	0.02	5.17	0	0.14	0.75	1.57	2.08	2.03	0	0
Hy	7.79	18.93	5.85	11.66	2.7	13.19	14.34	18.99	17.17	12.68
HyEn	3.6	9.09	2.48	4.5	0.65	6.61	7.1	8.43	7.99	3.31
HyFs	4.18	9.84	3.37	7.16	2.05	6.58	7.24	10.56	9.19	9.37
Ol	0	0	0	0	0	1.95	0	0	0	0
OlFo	0	0	0	0	0	0.93	0	0	0	0
OlFa	0	0	0	0	0	1.02	0	0	0	0
Mt	0.87	2.77	0.69	1.59	0.56	1.99	1.75	2.37	1.71	1.74
Il	1.14	1.84	0.92	2.59	0.62	2.89	1.41	1.93	1.19	1.29
Ap	0.38	0.22	0.38	1.03	0.2	1.22	0.35	0.33	0.04	0.22
C_I	9.86	43.54	7.46	16.29	5.81	26.38	25.83	30.58	20.08	15.71
D_I	68.14	30.44	73.99	60.08	91.07	49.25	50.98	43.39	60.62	72.29

Anhang C

RFA-Daten

Bhavani-Scherzone											
	BS-I 12A°	BS-I 12B°	BS-I 12K	BS-I 12L	BS-I 16*	BS-I 17C	BS-I 104A	BS-I 105A	BS-I 105B	BS-I 122D	BS-I 118A
SiO2	64.3	63.02	69.43	63.06	56.52	53.13	67.24	59.71	49.73	58.17	61.01
TiO2	0.46	0.49	0.57	0.49	0.81	0.95	0.35	0.72	0.77	0.58	1.62
Al2O3	14.94	15	14.06	15.46	14.39	22.21	15.26	15.73	15.78	16.18	13.15
Fe2O3	0.75	0.81	0.44	0.75		1.02	0.53	1.52	1.79	1.23	1.35
FeO	3.83	4.15	2.26	3.82		5.22	2.7	7.73	9.15	6.26	6.9
FeOT	4.5	4.88	2.66	4.49		6.14	3.18	9.09	10.76	7.36	8.11
Fe2O3T	5	5.42	2.95	4.99	13.82	6.82	3.53	10.11	11.96	8.18	9.02
MnO	0.07	0.08	0.03	0.08	0.15	0.08	0.04	0.13	0.19	0.15	0.14
MgO	2.18	2.44	0.55	2.21	5.5	2.75	1.38	4.1	6.35	4.45	1.69
CaO	4.25	4.6	1.4	4.15	3.78	6.95	3.15	2.84	12.07	7.34	4.68
Na2O	3.61	3.87	2.88	3.75	2.21	5.68	3.71	2.35	1.94	3.46	2.97
K2O	3.06	2.74	6.24	3.4	1.26	0.89	3.94	3.02	0.33	0.76	3.97
P2O5	0.171	0.191	0.13	0.19	0.131	0.44	0.16	0.1	0.1	0.15	0.59
LOI	0.83	0.95	0.54	0.23	0.61	0.58	0.71	0.57	0	0.69	0.85
Total	98.87	98.80	98.78	98.01	99.18	100.48	99.47	99.38	99.22	100.11	99.69
Rb	65	55	174	77	22	17	87	75	7	8	63
Sr	522	523	318	507	165	1353	306	306	221	329	520
Zr	141	159	585	122	82	341	151	168	50	118	492
Ba	867	792	1624	835	348	828	1161	1036	157	194	1810
Cr	266	135	145	81	336	33	49	347	91	152	43
Ni	104	36	<9	11	99	30	14	97	47	64	<5
Zn	71	78	33	72	163	107	49	90	90	27	64
V	101	109	45	90	178	116	75	152	253	103	57
Nd	21	20	48	28	12	6	15	30	9	17	61
La	32	11	80	18	15	15	11	26	-	<5	34
Nb	25	28	8	<4	18	<5	<3	8	<5	18	41
Y	3	5	13	22	<5	14	11	44	21	<5	19
Q	18.49	15.94	24.5	15.25	15.7	0	21	17.44	1.16	10.83	15.59
C	0	0	0.29	0	2.86	0.19	0	3.71	0	0	0
Or	18.54	16.64	37.67	20.66	7.65	5.3	23.67	18.24	1.99	4.55	23.94
Ab	31.25	33.58	24.84	32.55	19.18	46.66	31.85	20.28	16.7	29.62	25.6
An	15.86	15.84	6.31	15.68	18.48	32.14	13.51	13.79	33.94	26.68	10.99
Ne	0	0	0	0	0	0.91	0	0	0	0	0
Di	3.91	5.34	0	3.59	0	0	1.18	0	21.81	7.69	7.77
DiWo	1.97	2.69	0	1.81	0	0	0.59	0	11.05	3.9	3.82
DiEn	0.94	1.3	0	0.87	0	0	0.27	0	5.65	2.02	1.25
DiFs	1	1.34	0	0.91	0	0	0.31	0	5.12	1.77	2.7
Hy	9.56	10.06	4.35	9.78	31.18	0	6.99	22.68	20.05	17.39	9.66
HyEn	4.64	4.96	1.4	4.8	14.12	0	3.23	10.47	10.52	9.25	3.06
HyFs	4.92	5.11	2.95	4.98	17.06	0	3.76	12.21	9.53	8.14	6.6
Ol	0	0	0	0	0	10.53	0	0	0	0	0
OlFo	0	0	0	0	0	4.85	0	0	0	0	0
OlFa	0	0	0	0	0	5.69	0	0	0	0	0
Mt	1.11	1.21	0.65	1.12	3.08	1.49	0.78	2.25	2.64	1.81	2
Il	0.9	0.96	1.11	0.96	1.58	1.82	0.68	1.4	1.49	1.12	3.14
Ap	0.38	0.43	0.29	0.43	0.29	0.97	0.35	0.22	0.22	0.33	1.31
C_I	15.48	17.57	6.11	15.44	35.84	13.84	9.62	26.33	45.99	28	22.57
D_I	68.28	66.17	87	68.46	42.53	52.87	76.51	55.95	19.84	45	65.13

*) Analysenwerte von Prof.Köhler zur Verfügung gestellt, °) Daten nach Deters-Umlauf (1997)

Anhang C

RFA-Daten

	Bhavani-Scherzone			Palghat-Scherzone						
	BS-I 124A	BS-I 124C	BS-I 180	PS-I 24*	PS-I 26*	PS-I 27*	PS-I 28A*	PS-I 28B*	PS-I 28C*	PS-I 32*
SiO2	68.04	56.23	93.59	68.47	66.02	61.43	59.64	68.92	66.50	63.19
TiO2	0.25	0.67	0.05	0.42	0.56	0.78	1.29	0.42	0.56	0.88
Al2O3	16.13	15.29	5.13	14.73	16.14	13.79	14.83	14.80	15.45	16.56
Fe2O3	0.4	1.62	0.06	0.52	0.64	1.13	1.16	0.53	0.51	0.61
FeO	2.04	8.26	0.32	2.67	3.27	5.78	5.91	2.68	2.62	3.13
FeOT	2.4	9.71	0.37	3.14	3.84	6.79	6.95	3.16	3.08	3.68
Fe2O3T	2.67	10.8	0.42	3.49	4.27	7.56	7.73	3.51	3.43	4.10
MnO	0.06	0.15	0.02	0.03	0.05	0.10	0.08	0.03	0.03	0.12
MgO	1.0	4.94	0.08	1.25	1.89	3.77	2.33	1.28	0.84	1.10
CaO	3.29	8.15	0	3.47	4.74	4.61	4.35	3.49	2.53	2.60
Na2O	4.53	3.27	0	3.35	4.00	3.25	3.54	3.39	3.85	4.72
K2O	2.2	0.74	0.29	2.80	1.30	3.00	4.14	2.83	4.96	4.92
P2O5	0.1	0.07	0.02	0.12	0.18	0.33	0.76	0.12	0.21	0.29
LOI	0.66	0.26	0.39	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Total	98.93	100.57	99.99	98.65	99.65	99.11	99.20	99.29	98.87	98.97
Rb	20	16	4	51	21	97	141	113	165	62
Sr	646	217	6	280	307	566	647	680	652	499
Zr	125	75	117	202	266	260	412	213	351	770
Ba	768	211	62	1849	1147	959	1493	1866	1706	3533
Cr	78	170	139	80	56	177	70	76	54	8
Ni	<5	119	67	31	52	52	42	32	32	13
Zn	<5	97	<5	51	63	88	97	50	43	113
V	31	210	<5	60	84	125	119	56	58	41
Nd	12	17	11	26	21	48	100	12	38	116
La	31	<5	15	62	38	38	90	49	45	143
Nb	20	<5	<5	40	39	35	48	41	53	53
Y	<5	11	<5	6	5	19	27	7	18	27
Q	24.07	7.14	92.54	28.15	23.51	14.28	9.99	28.01	18.01	9.19
C	0.52	0	4.84	0.13	0	0	0	0.07	0	0
Or	13.27	4.4	1.72	16.94	7.78	18.09	24.96	16.97	29.93	29.65
Ab	39.05	27.81	0	28.94	34.22	28.01	30.53	29.08	33.16	40.67
An	16.06	24.97	0	16.86	22.48	14.46	12.56	16.86	10.37	9.6
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di	0	12.68	0	0	0.22	5.67	4.07	0	0.98	1.55
DiWo	0	6.39	0	0	0.11	2.87	2.03	0	0.49	0.77
DiEn	0	3.07	0	0	0.06	1.47	0.86	0	0.19	0.32
DiFs	0	3.22	0	0	0.05	1.33	1.17	0	0.31	0.46
Hy	5.72	19.19	0.69	7.11	9.37	15.56	11.98	7.15	5.24	6.09
HyEn	2.55	9.36	0.2	3.2	4.73	8.16	5.09	3.25	1.97	2.48
HyFs	3.17	9.84	0.49	3.92	4.64	7.4	6.89	3.9	3.27	3.61
Ol	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
OlFo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
OlFa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	0.59	2.36	0.09	0.77	0.94	1.67	1.72	0.78	0.75	0.9
Il	0.48	1.28	0.1	0.82	1.08	1.52	2.5	0.81	1.09	1.71
Ap	0.22	0.15	0	0.27	0.4	0.74	1.7	0.27	0.48	0.64
C_I	6.8	35.52	0.88	8.7	11.6	24.41	20.26	8.74	8.06	10.25
D_I	76.4	39.35	94.27	74.04	65.52	60.38	65.48	74.06	81.1	79.51

*) Analysenwerte von Prof.Köhler zur Verfügung gestellt

Anhang C

RFA-Daten

	Palghat-Scherzone						Kollegal-Scherzone	
	PS-I 33A*	PS-I 33B	PS-I 114A	PS-I 116B	BS-I 118A	PS-I 171A	DC-I 150B	DC-I 154B
SiO ₂	66.48	54.30	59.07	67.65	61.01	62.92	73.27	69.74
TiO ₂	0.66	1.23	0.71	0.63	1.62	0.58	0.12	0.41
Al ₂ O ₃	14.74	16.44	17.10	14.94	13.15	15.02	13.97	15.02
Fe ₂ O ₃	0.47	1.47	0.94	0.46	1.35	1.74	0.15	0.43
FeO	2.41	7.50	4.79	2.33	6.9	8.89	0.75	2.19
FeOT	2.83	8.82	5.63	2.74	8.11	10.45	0.88	2.58
Fe ₂ O ₃ T	3.15	9.80	6.26	3.05	9.02	11.62	0.98	2.86
MnO	0.07	0.17	0.08	0.07	0.14	0.24	0.02	0.04
MgO	0.67	3.48	2.32	0.7	1.69	2.7	0.27	0.98
CaO	1.68	6.47	4.52	1.59	4.68	2.12	1.39	2.43
Na ₂ O	4.07	5.69	4.02	4.02	2.97	1.74	4.42	4.48
K ₂ O	5.60	1.34	4.27	5.53	3.97	2.95	3.72	2.5
P ₂ O ₅	0.16	0.36	0.38	0.15	0.59	0.03	0.03	0.14
LOI	0.50	0.55	0.70	0.27	0.85	0.05	0.23	0.4
Total	97.78	99.83	99.43	98.6	99.69	99.97	98.42	99.00
Rb	55	10	82	62	63	79	88	87
Sr	288	419	816	253	520	207	381	324
Zr	635	205	315	596	492	218	111	238
Ba	2239	430	1901	1750	1810	2103	290	258
Cr	24	17	50	10	43	122	89	80
Ni	17	<5	30	10	<5	146	<5	13
Zn	79	76	39	42	64	40	<5	20
V	37	140	76	11	57	107	9	21
Nd	102	39	57	93	61	12	10	26
La	133	37	58	122	34	17	6	35
Nb	52	24	18	37	41	<5	22	28
Y	26	5	8	19	19	57	5	8
Q	16.74	0	5.01	18.19	15.59	26.76	30.12	26.88
C	0	0	0	0	0	5.22	0.2	0.83
Or	34.14	8.05	25.72	33.35	23.94	17.64	22.43	15.03
Ab	35.48	48.16	34.6	34.64	25.6	14.86	38.08	38.49
An	5.52	15.57	16.24	6.46	10.99	10.46	6.85	11.43
Ne	0	0.37	0	0	0	0	0	0
Di	1.8	12.41	3.6	0.58	7.77	0	0	0
DiWo	0.89	6.22	1.81	0.29	3.82	0	0	0
DiEn	0.32	2.76	0.81	0.11	1.25	0	0	0
DiFs	0.59	3.43	0.98	0.18	2.7	0	0	0
Hy	3.95	0	11.22	4.53	9.66	21.33	1.8	5.6
HyEn	1.39	0	5.09	1.68	3.06	6.82	0.69	2.49
HyFs	2.56	0	6.13	2.86	6.6	14.51	1.11	3.11
Ol	0	10.1	0	0	0	0	0	0
OlFo	0	4.25	0	0	0	0	0	0
OlFa	0	5.84	0	0	0	0	0	0
Mt	0.7	2.17	1.39	0.68	2	2.55	0.22	0.63
Il	1.3	2.37	1.37	1.22	3.14	1.11	0.23	0.79
Ap	0.36	0.8	0.84	0.33	1.31	0.07	0.07	0.31
C_I	7.76	27.05	17.59	7.01	22.57	24.99	2.25	7.03
D_I	86.36	56.58	65.32	86.19	65.13	59.27	90.63	80.41

*) Analysenwerte von Prof.Köhler zur Verfügung gestellt

Anhang D

Ergebnisse der U-Pb-Isotopenmessungen an Einzelzirkonen

Probe		A) Rohdaten der U- und Pb-Messungen										
		<i>Anzahl,</i>										
MS-I	Zirkontyp	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_m\%$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$2\sigma_m\%$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$2\sigma_m\%$	$^{206}\text{Pb}/^{205}\text{Pb}$	$2\sigma_m\%$	$^{270}\text{U}/^{265}\text{U}$	$2\sigma_m\%$	
102A-1	3 lp	1020	3.6	13.4678	0.313	6.68410	0.181	10.9795	0.800	0.959780	0.298	
102A-2	4 p	1381	7.9	14.5161	0.293	7.76090	0.227	31.7008	0.845	2.780529	0.438	
102A-3	1 lp	740	4.9	12.5791	0.915	5.79403	0.924	8.91761	0.560	0.783779	0.522	
102A-4	3 lp, abr	1056	6.3	13.7430	0.322	7.00123	0.480	17.3580	0.718	1.453403	0.558	
102A-5	4 lp,abr	924	13.9	12.6206	0.997	5.94032	0.794	13.4408	0.786	0.908294	0.769	
		B) Radiogene Isotopenverhältnisse und Alterswerte										
		$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$2\sigma_m\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$2\sigma_m\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$2\sigma_m\%$	rho	$^{207}/^{206}$ t	$\pm 2\sigma$	$^{207}/^{235}$ t	$^{206}/^{238}$ t
		[Ma]										
102A-1		0.101588	0.73	0.840884	1.27	0.0600335	0.985	0.6351	617	21	620	621
102A-2		0.101481	0.97	0.819241	1.85	0.0585499	1.48	0.6044	550	32	607	623
102A-3		0.099830	0.80	0.830067	2.28	0.0603048	2.04	0.4571	615	44	614	613
102A-4		0.105778	0.93	0.864411	1.88	0.0592687	1.54	0.5836	577	33	633	648
102A-5		0.130665	1.14	1.151650	4.09	0.0639236	3.68	0.4803	739	76	778	792
Probe		A) Rohdaten der U- und Pb-Messungen										
		<i>Anzahl und</i>										
MS-I	Zirkontyp	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma_m\%$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$2\sigma_m\%$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$2\sigma_m\%$	$^{206}\text{Pb}/^{205}\text{Pb}$	$2\sigma_m\%$	$^{270}\text{U}/^{265}\text{U}$	$2\sigma_m\%$	
102C-3	3 lp	938	4.3	13.1722	0.463	3.91909	0.238	10.9997	0.446	0.965847	0.357	
102C-4	5 p,abr	130	1.2	5.91888	0.329	2.20065	0.232	1.06291	0.192	0.079595	0.538	
102C-5	8 p,abr	135	1.9	5.97661	0.770	2.15861	0.234	1.71944	0.351	0.131219	0.426	
102C-6	7 p,abr	96	0.8	4.75654	0.199	1.83029	0.126	1.27813	0.165	0.098912	0.414	
		B) Radiogene Isotopenverhältnisse und Alterswerte										
		$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$2\sigma_m\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$2\sigma_m\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	$2\sigma_m\%$	rho	$^{207}/^{206}$ t	$\pm 2\sigma$	$^{207}/^{235}$ t	$^{206}/^{238}$ t
		[Ma]										
102C-3		0.100524	0.60	0.842802	1.47	0.0608069	1.27	0.5140	632	27	621	618
102C-4		0.099974	1.53	0.825828	3.63	0.0599106	3.1	0.5316	600	67	611	614
102C-5		0.100229	1.05	0.853171	5.01	0.0617362	4.65	0.4331	665	100	626	616
102C-6		0.091719	1.24	0.777179	3.35	0.0614552	2.92	0.5110	655	63	584	566

Zirkontypen: lp = langprismatisch, p = prismatisch, abr = abradert

$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ -, $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ *, $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ -Verhältnisse berechnet mit PBDAT (Ludwig, 1986), korrigiert für gewöhnliches initiales Pb vor 600 Ma (Stacey & Kramers, 1975), Pb-Blank (20 pg) und Fraktionierung. * = radiogen

Anhang E-1

Neodym Messungen und Einwaagen

Chem. Nr.	Probe	Typ	Spike	N	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^1$	$\pm 1 \sigma\text{-tot}$	$\pm 2 \sigma_m$	ε	$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_n$	$\pm 2 \sigma_m$	Einwaage	Spike	Nd
							[%]	143/144		[%]	[g]	[g]	[ppm]
Moyar Scherzone													
727	MS-I 2B	WR	C1	60	0.510990	0.000033	0.0017	-32.15	0.042054	0.0164	0.13259	0.04764	10.6
734	MS-I 2B	Gnt-1	C1	60	0.511123	0.000063	0.0032	-29.55	0.051598	0.0315	0.12142	0.02436	4.82
859	MS-I 2B	Gnt-2	C1	60	0.511092	0.000088	0.0046	-30.16	0.068717	0.0360	0.06672	0.02110	5.70
778	MS-I 2B	Hbl	C1	60	0.511238	0.000074	0.0037	-27.30	0.078698	0.0247	0.09384	0.10660	17.9
728	MS-I 2C	WR	C1	60	0.512086	0.000023	0.0012	-10.77	0.060144	0.0108	0.10549	0.05088	9.94
735	MS-I 2C	Gnt	C1	19	0.522495	0.000152	0.0131	192.3	0.092391	0.0739	0.13003	0.02244	2.32
779	MS-I 2C	Hbl	C1	60	0.512051	0.000069	0.0035	-11.45	0.033440	0.0441	0.10028	0.06686	24.7
729	MS-I 102A	WR	C1	40	0.511929	0.000034	0.0022	-13.82	0.046342	0.0521	0.11731	0.17624	40.2
910	MS-I 102C	WR-1	C1	59	0.511913	0.000048	0.0024	-14.15	0.039867	0.0254	0.10927	0.20280	57.7
920	MS-I 102C	WR-2	C1	57	0.511916	0.000031	0.0016	-14.08	0.053864	0.0156	0.07735	0.19569	58.2
036	MS-I 102E	WR	C1	58	0.511916	0.000038	0.0020	-14.09	0.039831	0.0173	0.10429	0.15324	45.7
911	MS-I 135A	WR	C1	50	0.511340	0.000086	0.0049	-25.32	0.026918	0.1064	0.12229	0.04692	17.7
934	MS-I 135A	Hbl	C1	60	0.511563	0.000036	0.0019	-20.96	0.020245	0.0683	0.14676	0.08188	34.1
059	MS-I 135A	Plag	C1	59	0.511207	0.000217	0.0111	-27.91	0.216356	0.0212	0.07102	0.02006	1.62
078	MS-I 135B	WR	C1	60	0.512176	0.000050	0.0025	-9.01	0.042006	0.0217	0.11553	0.05113	13.1
031	MS-I 135B	Gnt-1	C1	60	0.514450	0.000053	0.0038	35.34	0.211175	0.0213	0.11801	0.02228	1.11
074	MS-I 135B	Gnt-2	C1	30	0.514446	0.000278	0.0197	35.26	0.141342	0.0651	0.08164	0.00931	1.00
042	MS-I 135B	Hbl	C1	60	0.512126	0.000093	0.0047	-9.99	0.050609	0.0160	0.09812	0.10272	25.6
039	MS-I 155A	WR	C1	56	0.511018	0.000024	0.0013	-31.60	0.033595	0.0658	0.09788	0.04988	18.8
032	MS-I 155A	Gnt	C1	60	0.513769	0.000039	0.0019	22.07	0.046398	0.0335	0.11246	0.01558	3.70
038	MS-I 166A	WR-ID	C1	60	0.511137	0.000042	0.0022	-29.28	0.050988	0.0134	0.13470	0.25549	46.1
041	MS-I 166A	WR-IC	C1	60	0.511121	0.000035	0.0018	-29.59	-	-	0.14728	-	-
033	MS-I 166A	Gnt	C1	59	0.517073	0.000057	0.0029	86.51	0.108158	0.1750	0.08470	0.01951	2.64
Bhavani-Scherzone													
<i>Westteil (Region Mettupalaiyam - Coimbatore)</i>													
223	BS-I 11-1	Kb-1	B1	39	0.511329	0.000038	0.0024	-25.54	0.032241	0.0675	0.10587	0.04642	14.7
224	BS-I 11-2	Kb-2	B1	45	0.510869	0.000039	0.0023	-34.52	0.030520	0.0492	0.10283	0.04582	15.8
225	BS-I 11-3	Kb-3	B1	60	0.510969	0.000028	0.0014	-32.56	0.047754	0.0116	0.09694	0.05195	12.1
226	BS-I 11-4	Kb-4	B1	45	0.511231	0.000033	0.0019	-27.45	0.023285	0.0707	0.11046	0.03634	15.3
227	BS-I 11-5	Kb-5	B1	59	0.511326	0.000029	0.0015	-25.59	0.028064	0.0299	0.11916	0.04237	13.7
228	BS-I 11-6	Kb-6	B1	57	0.511412	0.000028	0.0015	-23.92	0.039640	0.0291	0.11348	0.05493	13.2
229	BS-I 11-7	Kb-7	B1	57	0.511204	0.000046	0.0024	-27.98	0.038271	0.0551	0.10309	0.04866	13.3
230	BS-I 11-8	Kb-8	B1	60	0.511221	0.000029	0.0015	-27.65	0.031759	0.0445	0.11385	0.05164	15.4
231	BS-I 11-9	Kb-9	B1	59	0.510868	0.000020	0.0010	-34.53	0.026421	0.0165	0.11753	0.04371	15.2
232	BS-I 11-10	Kb-10	B1	65	0.511214	0.000025	0.0013	-27.77	0.028966	0.0229	0.13749	0.05932	16.1
725	BS-I 12K	WR	C1	40	0.510526	0.000056	0.0015	-41.21	0.012824	0.0250	0.12034	0.05934	47.6
726	BS-I 12L	WR	C1	60	0.511411	0.000042	0.0022	-23.94	0.047287	0.0315	0.10352	0.11158	28.2
724	BS-I 104A	WR	C1	60	0.510999	0.000056	0.0030	-31.98	0.039327	0.0330	0.11266	0.05204	14.6
780	BS-I 104A	Hbl-1	C1	40	0.511226	0.000079	0.0049	-27.54	0.113254	0.0355	0.16379	0.13140	8.78
857	BS-I 104A	Hbl-2	C1	60	0.511181	0.000043	0.0022	-28.41	0.072159	0.0314	0.11879	0.05362	7.75
733	BS-I 104A	Gnt	C1	20	0.525930	0.000277	0.0230	259.3	0.232749	0.0584	0.11922	0.02306	1.03
776	BS-I 104B	Bi	C1	55	0.512643	0.000117	0.0061	0.09	0.278038	0.0121	0.10824	0.01822	0.75
077	BS-I 104B	Kfsp	C1	40	0.512513	0.000200	0.0247	-2.44	0.184185	0.0730	0.20243	0.00515	0.17
722	BS-I 105A	WR	C1	60	0.510995	0.000035	0.0018	-32.04	0.045641	0.0281	0.11541	0.12758	30.0
736	BS-I 105A	Gnt1	C1	48	0.515352	0.000066	0.0037	52.94	0.014499	0.1123	0.10023	0.00972	8.30
737	BS-I 105A	Gnt2	C1	59	0.516723	0.000044	0.0022	79.69	0.025325	0.0375	0.07431	0.00994	6.55
080	BS-I 105A	Gnt3	C1	59	0.521761	0.000229	0.0112	178.0	0.061878	0.1051	0.03950	0.00690	3.51
723	BS-I 105B	WR	C1	50	0.512029	0.000048	0.0027	-11.87	0.046055	0.0299	0.15123	0.04984	8.87

Anhang E-1

Neodym Messungen und Einwaagen

Chem. Nr.	Probe	Typ	Spike N	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^1$	$\pm 1 \sigma_{\text{tot}}$	$\pm 2 \sigma_{\text{m}}$	ϵ	$^{145}\text{Nd}_y/^{144}\text{Nd}_n$	$\pm 2 \sigma_{\text{m}}$	Einwaage [g]	Spike [g]	Nd [ppm]	
						[%]	143/144		[%]				
Bhavani-Scherzone													
<i>Osteil (Bhavanisagar Region)</i>													
347	BS-I 16*	WR	B1	60	0.512046	0.000035	0.0018	-11.61	0.022993	0.0327	0.11326	0.02809	11.7
319	BS-I 16*	Gnt	B1	60	0.518599	0.000060	0.0035	116.1	0.069669	0.0208	0.11059	0.02628	3.69
999	BS-I 17C	WR	C1	58	0.511201	0.000057	0.0029	-28.04	0.021703	0.0879	0.12608	0.07275	32.9
997	BS-I 17C	Gnt-1	C1	60	0.519814	0.000063	0.0032	140.0	0.049940	0.0248	0.10683	0.02488	5.79
996	BS-I 17C	Gnt-2	C1	60	0.516914	0.000053	0.0026	83.40	0.022052	0.0754	0.15423	0.01990	7.26
998	BS-I 17C	Plag	C1	49	0.510816	0.000209	0.0118	-35.54	0.019774	0.1945	0.12387	0.01742	8.81
913	BS-I 122D	WR	C1	60	0.511475	0.000094	0.0049	-22.69	0.025309	0.0114	0.12807	0.04398	16.8
931	BS-I 122D	Gnt	C1	59	0.516907	0.000057	0.0029	83.27	0.082896	0.0260	0.10880	0.03086	4.25
932	BS-I 122D	Plag	C1	60	0.511086	0.000074	0.0038	-30.27	0.036464	0.0570	0.14206	0.01539	3.68
933	BS-I 122D	Hbl	C1	59	0.511549	0.000077	0.0040	-21.25	0.013959	0.1078	0.10388	0.05731	49.0
912	BS-I 124A	WR	C1	58	0.511301	0.000068	0.0035	-26.09	0.038921	0.0452	0.11907	0.04500	12.0
930	BS-I 124A	Gnt	C1	50	0.514513	0.000045	0.0025	36.57	0.089857	0.0335	0.11617	0.03385	4.02
037	BS-I 124C	WR	C1	60	0.511488	0.000043	0.0022	-22.44	0.057286	0.0100	0.11741	0.09296	17.1
040	BS-I 180	WR-1	C1	60	0.510651	0.000038	0.0020	-38.75	0.054850	0.0437	0.09398	0.04642	11.2
179	BS-I 180	WR-3	C1	60	0.510655	0.000027	0.0015	-38.67	0.062816	0.0152	0.09198	0.04878	10.5
075	BS-I 180	Gnt	C1	86	0.511381	0.000072	0.0030	-24.52	0.027071	0.0360	0.09045	0.00836	4.23
Palghat-Scherzone													
289	PS-I 24*	WR	B1	60	0.510715	0.000031	0.0016	-37.57	0.024347	0.0232	0.1656	0.09957	26.1
291	PS-I 26*	WR	B1	60	0.510735	0.000082	0.0042	-37.16	0.020952	0.0884	0.076	0.03075	20.9
292	PS-I 27*	WR	B1	48	0.510311	0.000048	0.0027	-25.91	0.011655	0.0570	0.05899	0.11387	48.0
293	PS-I 28A*	WR	B1	59	0.511127	0.000032	0.0016	-29.51	0.016415	0.0292	0.14657	0.09629	100
294	PS-I 28B*	WR	B1	60	0.510971	0.000027	0.0013	-32.62	0.049132	0.1510	0.11088	0.0592	11.7
295	PS-I 28C*	WR	B1	60	0.510973	0.000027	0.0014	-32.52	0.016623	0.0246	0.12118	0.07117	38.2
296	PS-I 32*	WR	B1	40	0.511425	0.000145	0.0092	-23.72	0.022112	0.1322	0.06032	0.14262	116
297	PS-I 33A*	WR	B1	50	0.511393	0.000125	0.0050	-24.94	0.019154	0.1066	0.06283	0.11359	102
917	PS-I 33B	WR	C1	30	0.511496	0.000021	0.0016	-22.28	0.050795	0.0206	0.10373	0.16519	38.8
914	PS-I 114A	WR	C1	40	0.510980	0.000022	0.0014	-32.34	0.044165	0.0162	0.08126	0.16373	56.5
915	PS-I 116B	WR	C1	40	0.511410	0.000020	0.0012	-23.96	0.049605	0.0092	0.07432	0.27519	92.5
916	PS-I 118A	WR	C1	40	0.511518	0.000030	0.0020	-21.85	0.043646	0.0179	0.12563	0.27094	61.2
060	PS-I 171A	WR	C1	57	0.511199	0.000093	0.0048	-28.08	0.089309	0.0239	0.11945	0.10613	12.3
066	PS-I 171A	Gnt	C1	60	0.513714	0.000050	0.0025	21.00	0.062054	0.0089	0.08707	0.01948	4.47
Kollegal-Scherzone (DC)													
918	DC-I 150B	WR	C1	59	0.510909	0.000038	0.0020	-33.73	0.056256	0.0161	0.12667	0.05847	10.2
929	DC-I 150B	Gnt	C1	38	0.521935	0.000081	0.0049	181.3	0.141703	0.0383	0.12021	0.03432	2.50
919	DC-I 154B	WR	C1	40	0.510736	0.000020	0.0013	-37.09	0.037502	0.0251	0.09939	0.07797	25.9

*) Daten von H. Köhler zur Verfügung gestellt. ¹⁾ Korrektur nach Miethig (1989), vgl. Kap. 9.6.1.

Anhang E-2

Samarium Messungen und Einwaagen

Chem. Probe Nr.	Typ	Spike	N	$^{154}\text{Sm}/^{147}\text{Sm}$	$\pm 1 \sigma\text{-tot}$	$\pm 2 \sigma_m$ [%]	ϵ 154/147	$^{149}\text{Sm}_s/^{147}\text{Sm}_n$	$\pm 2 \sigma_m$ [%]	Einwaage [g]	Spike [g]	Sm [ppm]	
Moyar Scherzone													
727	MS-I 2B	WR	C1	40	1.517201	0.000123	0.0026	1.08	0.313408	0.0088	0.13259	0.04764	1.61
734	MS-I 2B	Gnt-1	C1	30	1.517361	0.000222	0.0053	2.14	0.282186	0.0219	0.12142	0.02436	1.00
859	MS-I 2B	Gnt-2	C1	40	1.517363	0.000152	0.0032	2.15	0.404615	0.0076	0.06672	0.02110	1.10
778	MS-I 2B	Hbl	C1	-	-	-	-	-	-	-	0.09384	0.10660	-
728	MS-I 2C	WR	C1	40	1.517198	0.000141	0.0030	1.07	0.249200	0.0152	0.10549	0.05088	2.72
735	MS-I 2C	Gnt	C1	40	1.517030	0.000137	0.0029	-0.04	0.075841	0.0269	0.13003	0.02244	3.20
779	MS-I 2C	Hbl	C1	-	-	-	-	-	-	-	0.10028	0.06686	-
729	MS-I 102A	WR	C1	40	1.517256	0.000132	0.0027	1.45	0.295886	0.0091	0.11731	0.17624	7.15
910	MS-I 102C	WR-1	C1	38	1.517296	0.000059	0.0013	1.71	0.231980	0.0064	0.10927	0.20280	11.3
920	MS-I 102C	WR-2	C1	40	1.517286	0.000077	0.0016	1.65	0.315144	0.0068	0.07735	0.19569	11.3
036	MS-I 102E	WR	C1	39	1.517408	0.000076	0.0016	2.45	0.272347	0.0059	0.10429	0.15324	7.59
911	MS-I 135A	WR	C1	40	1.517262	0.000079	0.0016	1.49	0.146678	0.0088	0.12229	0.04692	3.68
934	MS-I 135A	Hbl	C1	40	1.517275	0.000061	0.0013	1.57	0.088535	0.0179	0.14676	0.08188	8.87
059	MS-I 135A	Plag	C1	20	1.516811	0.000000	0.0209	-	1.762213	0.0232	0.07102	0.02006	0.23
078	MS-I 135B	WR	C1	16	1.517303	0.000091	0.0030	1.76	0.168337	0.0113	0.11553	0.05113	3.70
031	MS-I 135B	Gnt-1	C1	40	1.517327	0.000124	0.0026	1.91	0.234510	0.0107	0.11801	0.02228	1.13
074	MS-I 135B	Gnt-2	C1	16	1.517068	0.000112	0.0037	0.21	0.145562	0.0261	0.08164	0.00931	1.10
042	MS-I 135B	Hbl	C1	40	1.517460	0.000106	0.0020	2.79	0.182528	0.0092	0.09812	0.10272	8.07
039	MS-I 155A	WR	C1	40	1.517379	0.000083	0.0018	2.26	0.234673	0.0087	0.09788	0.04988	3.06
032	MS-I 155A	Gnt	C1	40	1.517403	0.000073	0.0015	2.42	0.041286	0.0344	0.11246	0.01558	4.72
038	MS-I 166A	WR-ID	C1	40	1.517313	0.000067	0.0014	1.82	0.351360	0.0050	0.13470	0.25549	7.60
041	MS-I 166A	WR-IC	C1	40	1.517431	0.000067	0.0014	2.69	-	-	0.14728	-	-
033	MS-I 166A	Gnt	C1	40	1.517237	0.000076	0.0016	1.32	0.045472	0.0343	0.08470	0.01951	7.13
Bhavani-Scherzone													
<i>Westteil (Region Mettupalaiyam - Coimbatore)</i>													
223	BS-I 11-1	Kb-1	B1	40	1.517000	0.000096	0.0020	-0.24	0.190964	0.0135	0.10587	0.04642	2.82
224	BS-I 11-2	Kb-2	B1	40	1.517200	0.000141	0.0030	1.08	0.230171	0.0140	0.10283	0.04582	2.38
225	BS-I 11-3	Kb-3	B1	40	1.516995	0.000167	0.0035	-0.27	0.342191	0.0128	0.09694	0.05195	1.92
226	BS-I 11-4	Kb-4	B1	40	1.517276	0.000190	0.0039	1.58	0.142634	0.0246	0.11046	0.03634	2.83
227	BS-I 11-5	Kb-5	B1	40	1.517281	0.000115	0.0024	1.61	0.162266	0.0111	0.11916	0.04237	2.69
228	BS-I 11-6	Kb-6	B1	40	1.516893	0.000124	0.0026	-0.95	0.219769	0.0095	0.11348	0.05493	2.70
229	BS-I 11-7	Kb-7	B1	40	1.516998	0.000150	0.0031	-0.25	0.239931	0.0109	0.10309	0.04866	2.41
230	BS-I 11-8	Kb-8	B1	40	1.517019	0.000067	0.0015	-0.11	0.195773	0.0119	0.11385	0.05164	2.84
231	BS-I 11-9	Kb-9	B1	40	1.516898	0.000102	0.0021	-0.91	0.195471	0.0114	0.11753	0.04371	2.33
232	BS-I 11-10	Kb-10	B1	40	1.517046	0.000097	0.0020	0.06	0.175212	0.0096	0.13749	0.05932	3.02
725	BS-I 12K	WR	C1	40	1.517461	0.000124	0.0026	2.80	0.135859	0.0160	0.12034	0.05934	5.11
726	BS-I 12L	WR	C1	40	1.517345	0.000144	0.0031	2.04	0.264614	0.0149	0.10352	0.11158	5.73
724	BS-I 104A	WR	C1	40	1.517223	0.000153	0.0032	1.23	0.279403	0.0113	0.11266	0.05204	2.33
780	BS-I 104A	Hbl-1	C1	38	1.517287	0.000156	0.0033	1.65	0.586233	0.0060	0.16379	0.13140	1.93
857	BS-I 104A	Hbl-2	C1	39	1.517075	0.000105	0.0022	0.26	0.392701	0.0074	0.11879	0.05362	1.62
733	BS-I 104B	Gnt	C1	38	1.516909	0.000086	0.0018	-0.84	0.035478	0.0556	0.11922	0.02306	7.67
776	BS-I 104B	Bi	C1	-	-	-	-	-	-	-	0.10824	0.01822	-
077	BS-I 104B	Kfsp	C1	15	1.516753	0.000299	0.0105	-1.87	0.246700	0.0373	0.20243	0.00515	0.15
722	BS-I 105A	WR	C1	40	1.517411	0.000114	0.0024	2.47	0.293905	0.0080	0.11541	0.12758	5.29
736	BS-I 105A	Gnt-1	C1	40	1.517196	0.000106	0.0022	1.05	0.020022	0.1260	0.10023	0.00972	6.82
737	BS-I 105A	Gnt-2	C1	40	1.517265	0.000071	0.0015	1.51	0.028491	0.0585	0.07431	0.00994	6.61
080	BS-I 105A	Gnt-3	C1	78	1.517034	0.000212	0.0032	-0.01	0.039838	0.0746	0.03950	0.00690	6.17
723	BS-I 105B	WR	C1	40	1.517355	0.000114	0.0024	2.10	0.199079	0.0112	0.15123	0.04984	2.33

Anhang E-2

Samarium Messungen und Einwaagen

Chem. Probe Nr.	Typ	N	$^{154}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} \pm 1 \sigma_{\text{tot}}$	$\pm 2 \sigma_{\text{m}}$ [%]	ϵ 154/147	$^{149}\text{Sm}_s/^{147}\text{Sm}_n \pm 2 \sigma_{\text{m}}$ [%]	Einwaage [g]	Spike [g]	Sm [ppm]			
Bhavani-Scherzone												
<i>Ostteil (Bhavanisagar Region)</i>												
347	BS-I 16*	WR	40	1.516971	0.000197	0.0058	-0.43	0.098966	0.0402	0.11326	0.02809	3.08
319	BS-I 16*	Gnt	40	1.517132	0.000116	0.0034	0.63	0.048666	0.0451	0.11059	0.02628	5.99
999	BS-I 17C	WR	39	1.517104	0.000108	0.0022	0.44	0.135821	0.0141	0.12608	0.07275	5.98
997	BS-I 17C	Gnt-1	40	1.517256	0.000106	0.0023	1.45	0.037395	0.0387	0.10683	0.02488	8.77
996	BS-I 17C	Gnt-2	40	1.516784	0.000265	0.0055	-1.66	0.031418	0.1062	0.15423	0.01990	5.78
998	BS-I 17C	Plag	38	1.517603	0.000226	0.0059	3.07	0.228385	0.0263	0.12387	0.01742	0.87
913	BS-I 122D	WR	39	1.517287	0.000091	0.0019	1.65	0.142795	0.0113	0.12807	0.04398	3.39
931	BS-I 122D	Gnt	35	1.517407	0.000071	0.0016	2.45	0.073925	0.1400	0.10880	0.03086	5.40
932	BS-I 122D	Plag	28	1.517356	0.000153	0.0038	2.11	0.341400	0.0177	0.14206	0.01539	0.45
933	BS-I 122D	Hbl	40	1.517365	0.000064	0.0014	2.16	0.072455	0.0196	0.10388	0.05731	10.7
912	BS-I 124A	WR	40	1.517102	0.000181	0.0038	0.44	0.235994	0.0171	0.11907	0.04500	2.25
930	BS-I 124A	Gnt	40	1.517331	0.000082	0.0018	1.94	0.078298	0.0195	0.11617	0.03385	5.24
037	BS-I 124C	WR	40	1.517294	0.000077	0.0017	1.70	0.315796	0.0048	0.11741	0.09296	3.53
040	BS-I 180	WR-1	40	1.517185	0.000144	0.0030	0.98	0.365913	0.0081	0.09398	0.04642	1.90
079	BS-I 180	WR-3	20	1.517208	0.000375	0.0128	1.13	0.421008	0.0210	0.09198	0.04878	1.77
075	BS-I 180	Gnt	18	1.516351	0.000860	0.0284	-4.50	0.091595	0.5920	0.09045	0.00836	1.42
Palghat-Scherzone												
299	PS-I 24*	WR	40	1.517109	0.000048	0.0015	0.48	0.190901	0.0508	0.06560	0.09957	3.78
291	PS-I 26*	WR	15	1.517407	0.000133	0.0045	2.44	0.148760	0.0177	0.076	0.03075	3.34
292	PS-I 27*	WR	20	1.517275	0.000064	0.0019	1.57	0.063712	0.0333	0.05899	0.11387	9.98
293	PS-I 28A*	WR	20	1.517266	0.000068	0.002	1.51	0.101591	0.0183	0.14657	0.09629	18.4
294	PS-I 28B*	WR	20	1.517145	0.000080	0.0024	0.72	0.362215	0.0085	0.11088	0.0592	1.81
295	PS-I 28C*	WR	20	1.517217	0.000060	0.0018	1.19	0.112845	0.0239	0.12118	0.07117	6.39
296	PS-I 32*	WR	20	1.517095	0.000056	0.0017	0.39	0.148988	0.0205	0.06032	0.14262	19.5
297	PS-I 33A*	WR	30	1.516994	0.000127	0.0044	-0.28	0.012688	0.0555	0.06283	0.11359	17.5
917	PS-I 33B	WR	40	1.517293	0.000068	0.0015	1.69	0.294700	0.0054	0.10373	0.16519	7.61
914	PS-I 114A	WR	37	1.517264	0.000065	0.0014	1.50	0.299206	0.0086	0.08126	0.16373	9.48
915	PS-I 116B	WR	40	1.517352	0.000082	0.0017	2.08	0.336003	0.0060	0.07432	0.27519	15.5
916	PS-I 118A	WR	40	1.517371	0.000064	0.0014	2.21	0.219446	0.0064	0.12563	0.27094	13.8
060	PS-I 171A	WR	40	1.517429	0.000096	0.0021	2.59	0.419672	0.0055	0.11945	0.10613	2.98
066	PS-I 171A	Gnt	40	1.517351	0.000073	0.0015	2.08	0.048244	0.0293	0.08707	0.01948	6.53
Kollegal-Scherzone (DC)												
918	DC-I 150B	WR	40	1.517289	0.000141	0.0031	1.67	0.349476	0.0120	0.12667	0.05847	1.86
929	DC-I 150B	Gnt	40	1.517412	0.000083	0.0017	2.47	0.119960	0.0132	0.12021	0.03432	3.35
919	DC-I 154B	WR	40	1.517231	0.000103	0.0021	1.28	0.249809	0.0096	0.09939	0.07797	4.42

*) Daten von H. Köhler zur Verfügung gestellt.

Anhang F-1

Strontium Messungen und Einwaagen

Chem. Probe Nr.	Typ	Spike	N	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1 \sigma_{\text{tot}}$	$\pm 2 \sigma_{\text{m}}$ [%]	ϵ 87/86	$^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_n$	$\pm 2 \sigma_{\text{m}}$ [%]	Einwaage [g]	Spike [g]	Sr [ppm]	
Moyar Scherzone													
727	MS-I 2B	WR	C1	60	0.702665	0.000052	0.0019	-26.05	0.001388	0.6111	0.13259	0.04764	630
745	MS-I 2B	Bi	C1	60	0.804823	0.000102	0.0033	1424	0.097248	0.0181	0.13875	0.02658	4.84
778	MS-I 2B	Hbl	C1	60	0.70239	0.000072	0.0027	-29.96	0.057127	0.0197	0.09384	0.1066	48.4
728	MS-I 2C	WR	C1	60	0.702154	0.000045	0.0017	-33.3	0.004934	0.2109	0.10549	0.05088	238
779	MS-I 2C	Hbl	C1	60	0.701898	0.000010	0.0036	-36.93	0.082081	0.0215	0.10028	0.06686	19.8
498	MS-I 2E°	WR	B1	40	0.703319	0.000057	0.0026	-16.76	0.001538	0.7705	0.10880	0.03960	575
955	MS-I 2E	Mu	C1	58	0.705449	0.000090	0.0034	13.47	0.001757	0.9323	0.11011	0.01735	218
729	MS-I 102A	WR	C1	60	0.721951	0.000064	0.0023	248	0.030821	0.0488	0.11731	0.17624	119
748	MS-I 102A	Bi-1	C1	60	2.973846	0.000164	0.0014	+	0.101101	0.0133	0.14562	0.03506	7.09
750	MS-I 102A	Bi-2	C1	60	2.380896	0.000140	0.0015	+	0.070486	0.0155	0.09127	0.01928	8.50
749	MS-I 102A	Bi-3	C1	60	2.740761	0.000128	0.0012	+	0.051699	0.0195	0.15778	0.02128	7.62
910	MS-I 102C	WR-1	C1	60	0.705385	0.000062	0.0023	12.56	0.006598	0.1070	0.10927	0.20280	685
920	MS-I 102C	WR-2	C1	60	0.705383	0.000068	0.0025	12.54	0.008999	0.1639	0.07735	0.19569	685
036	MS-I 102E	WR	C1	195	0.721551	0.000084	0.0017	242	0.030461	0.0216	0.10429	0.15324	118
911	MS-I 135A	WR	C1	59	0.702986	0.000052	0.0019	-21.49	0.002128	0.3765	0.12229	0.04692	439
035	MS-I 135B	WR	C1	156	0.703838	0.000132	0.0030	-9.4	0.006891	0.2635	0.09587	0.09698	357
039	MS-I 155A	WR	C1	60	0.715406	0.000059	0.0021	155	0.003534	0.3375	0.09788	0.04988	352
064	MS-I 155A	Bi	C1	60	1.527673	0.000219	0.0037	+	0.089378	0.0452	0.13424	0.03321	7.28
038	MS-I 166A	WR-ID	C1	60	0.756345	0.000069	0.0024	736	0.037043	0.0283	0.13470	0.25549	125
041	MS-I 166A	WR-IC	C1	192	0.756380	0.000097	0.0018	736	-	-	0.14728	-	-
063	MS-I 166A	Bi	C1	60	1.428985	0.000419	0.0076	+	0.077999	0.1013	0.08848	0.03212	12.1

Bhavani-Scherzone

Westteil (Region Mettupalaiyam - Coimbatore)

725	BS-I 12K	WR	C1	60	0.757270	0.000088	0.0030	749	0.003767	0.4902	0.12034	0.05934	320
860	BS-I 12K	Bi	C1	37	7.889315	0.004080	0.0170	+	0.195488	0.2088	0.06459	0.01307	4.29
726	BS-I 12L	WR	C1	60	0.718560	0.000049	0.0018	200	0.005137	0.1783	0.10352	0.11158	512
744	BS-I 12L	Bi	C1	60	3.42048	0.000219	0.0017	+	0.101901	0.0198	0.11059	0.01354	3.70
724	BS-I 104A	WR	C1	60	0.719983	0.000064	0.0023	220	0.001981	0.6020	0.11266	0.05204	569
742	BS-I 104A	Bi	C1	60	7.804080	0.000918	0.0030	+	0.261464	0.0172	0.09658	0.01594	2.61
780	BS-I 104A	Hbl	C1	60	0.719644	0.000059	0.0022	215	0.055447	0.0183	0.16379	0.1314	35.3
856	BS-I 104A	Hbl	C1	59	0.719227	0.000098	0.0036	209	0.026371	0.0434	0.11535	0.04114	33.0
747	BS-I 104B	Mu	C1	60	3.658939	0.000361	0.0026	+	0.072097	0.0421	0.0524	0.0098	8.14
776	BS-I 104B	Bi	C1	60	5.802466	0.000325	0.0015	+	0.080033	0.0242	0.10824	0.01822	7.68
777	BS-I 104B	Kfsp	C1	60	0.784285	0.000070	0.0023	1133	0.033380	0.0451	0.10335	0.18846	134
722	BS-I 105A	WR	C1	60	0.731043	0.000064	0.0022	377	0.008741	0.1339	0.11541	0.12758	309
741	BS-I 105A	Bi	C1	60	3.877255	0.000553	0.0037	+	0.134452	0.0228	0.10463	0.01588	3.60
723	BS-I 105B	WR	C1	60	0.705964	0.000060	0.0022	20.78	0.003598	0.4405	0.15123	0.04984	223

Anhang F-1

Strontium Messungen und Einwaagen

Chem. Probe Nr.	Typ	Spike	N	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1 \sigma_{\text{tot}}$	$\pm 2 \sigma_{\text{m}}$ [%]	$\epsilon_{87/86}$	$^{84}\text{Sr}_s/^{86}\text{Sr}_n$	$\pm 2 \sigma_{\text{m}}$ [%]	Einwaage [g]	Spike [g]	Sr [ppm]	
Bhavani-Scherzone													
<i>Ostteil (Bhavanisagar Region)</i>													
999	BS-I 17C	WR	C1	150	0.702534	0.000065	0.0015	-27.90	0.001038	0.5326	0.12608	0.07275	1353
913	BS-I 122D	WR	C1	55	0.703179	0.000100	0.0038	-18.75	0.002543	0.5589	0.12807	0.04398	329
912	BS-I 124A	WR	C1	59	0.705150	0.000045	0.0017	9.22	0.001425	0.6011	0.11907	0.04500	646
061	BS-I 124A	Bi	C1	58	0.735403	0.000101	0.0036	439	0.004394	0.4558	0.12936	0.02413	104
037	BS-I 124C	WR	C1	136	0.704665	0.000492	0.0120	2.34	0.008886	0.7329	0.11741	0.09296	217
040	BS-I 180	WR-1	C1	57	0.745796	0.000090	0.0032	586	0.210489	0.0099	0.09398	0.04642	5.74
179	BS-I 180	WR-3	C1	60	0.744117	0.000038	0.0014	562	0.221935	0.0047	0.09198	0.04878	5.84
065	BS-I 180	Mu	C1	60	0.764018	0.000069	0.0023	845	0.009810	0.139	0.11950	0.03640	76.1
Palghat-Scherzone													
289	PS-I 24*	WR	B1	60	0.726329	0.000051	0.0018	310	0.004245	0.2384	0.17485	0.08555	281
291	PS-I 26*	WR	B1	60	0.711403	0.000072	0.0026	97.99	0.003205	0.4555	0.07600	0.03075	307
292	PS-I 27*	WR	B1	60	0.730396	0.000052	0.0019	368	0.003438	0.2457	0.11387	0.09101	566
293	PS-I 28A*	WR	B1	60	0.726403	0.000045	0.0016	311	0.005728	0.1755	0.09629	0.14637	647
294	PS-I 28B*	WR	B1	60	0.723846	0.000041	0.0014	275	0.001910	0.3790	0.11088	0.05920	680
295	PS-I 28C*	WR	B1	60	0.727173	0.000055	0.0019	322	0.002195	0.5548	0.12118	0.07117	652
296	PS-I 32*	WR	B1	50	0.711651	0.000042	0.0018	102	0.011517	0.1066	0.06032	0.14262	499
297	PS-I 33A*	WR	B1	60	0.713698	0.000054	0.0020	131	0.015271	0.0686	0.06283	0.11359	288
917	PS-I 33B	WR	C1	60	0.708124	0.000045	0.0016	51.44	0.009259	0.1119	0.10373	0.16519	419
914	PS-I 114A	WR	C1	60	0.713434	0.000063	0.0023	127	0.006022	0.1595	0.08126	0.16373	815
939	PS-I 114A	Bi	C1	39	3.078965	0.000504	0.0052	+	0.162748	0.0458	0.09534	0.02688	5.20
915	PS-I 116B	WR	C1	56	0.715608	0.000053	0.0020	158	0.035616	0.0310	0.07432	0.27519	253
940	PS-I 116B	Bi	C1	60	4.397675	0.000949	0.0057	+	0.204073	0.0431	0.08102	0.01495	3.00
916	PS-I 118A	WR	C1	60	0.713392	0.000069	0.0025	126	0.010118	0.1060	0.12563	0.27094	520
060	PS-I 171A	WR	C1	57	0.745556	0.000052	0.0019	583	0.010518	0.0764	0.11945	0.10613	207
062	PS-I 171A	Bi	C1	59	3.435959	0.000195	0.0015	+	0.084402	0.0248	0.10399	0.01143	4.02
Kollegal-Scherzone (DC)													
918	DC-I 150B	WR	C1	56	0.731539	0.000042	0.0015	384	0.002958	0.3185	0.12667	0.05847	381
938	DC-I 150B	Bi	C1	59	3.652507	0.000298	0.0021	+	0.029362	0.1063	0.10006	0.02784	29.7
919	DC-I 154B	WR	C1	56	0.734104	0.000045	0.0016	420	0.005909	0.1384	0.09939	0.07797	324
937	DC-I 154B	Bi	C1	58	9.232719	0.000541	0.0015	+	0.108569	0.021	0.14705	0.04498	12.6

*) Daten von H. Köhler zur Verfügung gestellt. °) Daten von Deters-Umlauf (1997). +) $\epsilon (87\text{Sr}/86\text{Sr}) > 10000$

Anhang F-2

Rubidium Messungen und Einwaagen

Chem. Probe Nr.	Typ	N	$^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$	$^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ normiert	$\pm 1 \sigma_{\text{tot}}$	$\pm 2 \sigma_{\text{m}}$ [%]	Teileinwaage [g]	Spike [g]	Rb [ppm]	
Moyar Scherzone										
727	MS-I 2B	WR	45	0.09472	0.09474	0.00038	0.1210	0.02348	0.00953	1.11
745	MS-I 2B	Bi	50	0.08952	0.08953	0.00008	0.0268	0.00786	0.06243	20.4
778	MS-I 2B	Hbl	9	0.03332	0.03320	0.00023	0.4600	0.02039	0.01125	0.43
728	MS-I 2C	WR	48	0.02995	0.02995	0.00015	0.1445	0.02224	0.01992	0.60
779	MS-I 2C	Hbl	50	0.01157	0.01152	0.00006	0.1473	0.01898	0.01076	0.06
498	MS-I 2E°	WR	40	0.21277	0.21193	0.00052	0.0386	0.01853	0.01313	4.69
955	MS-I 2E	Mu	40	0.07004	0.07005	0.00005	0.0211	0.00559	0.05882	20.8
729	MS-I 102A	WR	50	1.26793	1.26817	0.00055	0.0123	0.01742	0.01903	82.3
748	MS-I 102A	Bi-1	38	1.19391	1.18959	0.00245	0.0666	0.00868	0.07594	583
750	MS-I 102A	Bi-2	47	1.12362	1.11955	0.00039	0.0102	0.00700	0.06256	534
749	MS-I 102A	Bi-3	47	1.21836	1.21395	0.00032	0.0076	0.01118	0.09150	567
910	MS-I 102C	WR-1	50	0.49751	0.49759	0.00356	0.2023	0.00958	0.01985	39.0
920	MS-I 102C	WR-2	49	0.41980	0.42102	0.00171	0.1167	0.00941	0.02415	39.3
036	MS-I 102E	WR	40	0.79920	0.79877	0.00059	0.0234	0.01073	0.02495	82.6
911	MS-I 135A	WR	40	0.10131	0.10126	0.00007	0.0203	0.02298	0.01115	1.46
039	MS-I 155A	WR	38	0.44604	0.44645	0.00163	0.1186	0.00813	0.02108	42.6
064	MS-I 155A	Bi	39	0.86040	0.85994	0.00049	0.0182	0.01352	0.07545	221
038	MS-I 166A	WR	39	0.91744	0.91828	0.00019	0.0067	0.02048	0.01983	42.4
063	MS-I 166A	Bi	39	0.76410	0.76480	0.00046	0.0192	0.00695	0.07217	346

Bhavani-Scherzone

Westteil (Region Mettupalaiyam - Coimbatore)

725	BS-I 12K	WR	39	1.13993	1.14080	0.00075	0.0210	0.00709	0.02000	174
860	BS-I 12K	Bi	50	1.26396	1.26414	0.00071	0.0159	0.00232	0.02711	890
726	BS-I 12L	WR	48	1.02363	1.02382	0.00054	0.0151	0.01306	0.01967	77.2
744	BS-I 12L	Bi	49	0.85812	0.85828	0.00063	0.0211	0.00453	0.04410	378
724	BS-I 104A	WR	40	0.96803	0.96876	0.00042	0.0136	0.01125	0.02088	86.9
742	BS-I 104A	Bi	50	1.33041	1.33066	0.00032	0.0069	0.00652	0.04103	522
780	BS-I 104A	Hbl	50	0.30180	0.30071	0.00006	0.0057	0.03409	0.01999	6.03
856	BS-I 104A	Hbl	30	0.21318	0.21320	0.00261	0.4801	0.02348	0.01847	5.46
747	BS-I 104B	Mu	49	1.49217	1.48678	0.00087	0.0166	0.00316	0.02674	896
776	BS-I 104B	Bi	50	1.32542	1.32063	0.00138	0.0295	0.00483	0.07526	1296
777	BS-I 104B	Kfsp	50	1.38464	1.37963	0.00081	0.0166	0.00514	0.02522	447
722	BS-I 105A	WR	40	1.38768	1.38873	0.00118	0.0273	0.01199	0.00997	75.5
741	BS-I 105A	Bi	40	1.11338	1.11359	0.00044	0.0124	0.00750	0.05251	414
723	BS-I 105B	WR	50	0.28817	0.28823	0.00036	0.0353	0.02778	0.02080	7.20

Bhavani-Scherzone

Ostteil (Bhavanisagar Region)

913	BS-I 122D	WR	40	0.15627	0.15618	0.00026	0.0526	0.02640	0.01970	3.65
912	BS-I 124A	WR	40	0.53673	0.53723	0.00134	0.0787	0.02063	0.01989	20.0
061	BS-I 124A	Bi	40	0.57835	0.57888	0.00027	0.0148	0.00973	0.06613	155
040	BS-I 180	WR-1	30	0.02191	0.02193	0.00006	0.9630	0.00622	0.05566	3.82
179	BS-I 180	WR-3	30	0.27254	0.27334	0.00066	0.0903	0.02603	0.00937	3.39
065	BS-I 180	Mu	40	0.33229	0.33211	0.00012	0.0114	0.01154	0.09874	98.8

Anhang F-2

Rubidium Messungen und Einwaagen

Chem. Probe Nr.	Typ	N	$^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$	$^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb}$ normiert	$\pm 1 \sigma_{\text{tot}}$	$\pm 2 \sigma_{\text{m}}$ [%]	Teileinwaage [g]	Spike [g]	Rb [ppm]	
Palghat-Scherzone										
289	PS-I 24*	WR	40	0.57040	0.57086	0.00043	0.0241	0.01720	0.04146	51.2
291	PS-I 26*	WR	40	0.22290	0.22308	0.00013	0.0196	0.00688	0.02037	20.5
292	PS-I 27*	WR	40	0.70371	0.70427	0.00053	0.0240	0.00957	0.03279	96.5
293	PS-I 28A*	WR	40	0.89671	0.89743	0.00042	0.0150	0.01072	0.03779	141
294	PS-I 28B*	WR	40	1.38549	1.38660	0.00065	0.0152	0.01423	0.01841	113
295	PS-I 28C*	WR	40	0.72194	0.72251	0.00753	0.3341	0.01441	0.06660	135
296	PS-I 32*	WR	40	0.72254	0.72110	0.00023	0.0098	0.00841	0.01803	62.4
297	PS-I 33A*	WR	40	0.52346	0.52241	0.00017	0.0104	0.01004	0.02907	54.9
914	PS-I 114A	WR	50	0.94802	0.94816	0.00046	0.0137	0.01467	0.02627	82.5
939	PS-I 114A	Bi	48	1.09036	1.09052	0.00013	0.0119	0.00839	0.07199	498
915	PS-I 116B	WR	50	1.36214	1.36234	0.00034	0.0073	0.01329	0.00931	62.1
940	PS-I 116B	Bi	49	1.15579	1.15596	0.00028	0.0069	0.00701	0.04422	406
916	PS-I 118A	WR	36	0.99647	0.99593	0.00225	0.0750	0.01400	0.01777	63.3
060	PS-I 171A	WR	39	1.30937	1.31057	0.00042	0.0102	0.02227	0.02154	79.2
062	PS-I 171A	Bi	40	0.89204	0.89286	0.00016	0.0184	0.00709	0.07185	425
Kollegal-Scherzone (DC)										
918	DC-I 150B	WR	50	1.26282	1.26649	0.00031	0.0070	0.01681	0.01930	87.8
938	DC-I 150B	Bi	39	1.35132	1.35525	0.00142	0.1050	0.00810	0.07032	762
919	DC-I 154B	WR	47	1.27168	1.27538	0.00034	0.0077	0.01161	0.01303	87.0
937	DC-I 154B	Bi	47	1.31216	1.31597	0.00044	0.0099	0.00834	0.06777	671

*) Daten von H. Köhler zur Verfügung gestellt. °) Daten von Deters-Umlauf (1997).

Für alle Proben wurde Spikelösung BM-1 verwendet.

Anhang G-1

Messungen an Gesteins- und Mineralstandards

Mehrfachaufschlüsse der AG Köhler im Zeitraum Sept 1997 bis Okt 2000 (eigene Messungen mit * gekennzeichnet)

BHVO-I (Kilauea-Basalt, USGS-Standard)

Chemie-Nr.	Rb [ppm]	Sr [ppm]	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 1σ	Nd [ppm]	Sm [ppm]	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ± 1σ	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴³ Nd
684*	-	401	-	0.703460 ± 78	25.1	6.27	0.512969 ± 29	0.1508
731*	-	403	-	0.703499 ± 51	25.2	6.28	0.512945 ± 45	0.1508
786*	-	400	-	0.703444 ± 65	25.1	6.27	0.512974 ± 41	0.1507
830	9.38	401	0.0676	0.703508 ± 39	25.2	6.27	0.512990 ± 33	0.1507
935*	9.38	400	0.0678	0.703484 ± 43	-	-	0.512995 ± 48	-
992*	9.40	405	0.0672	0.703454 ± 91	25.1	6.27	0.512983 ± 36	0.1508
013	-	-	-	-	24.9	-	0.513000 ± 28	-
043*	-	399	-	0.703527 ± 44	25.1	6.27	0.512966 ± 84	0.1510
Mittel	9.39	401	0.0675	0.703482	25.11	6.27	0.512978	0.1508
Standardabweichung	0.01	2.00	0.0003	0.000031	0.09	0.01	0.000018	0.0001
Reproduzierbarkeit %	0.16	0.50	0.46	0.004	0.34	0.10	0.003	0.07
n	3	7	3	7	7	6	8	6
Soll ²	11	403		0.70348	25.2	6.2	0.512986	
Abweichung vom Soll	-15 %	-0.5 %		+0.0013 %	0.0 %	+1.1 %	-0.0014 %	

G-2 (Granit, USGS-Standard)

Chemie-Nr.	Rb [ppm]	Sr [ppm]	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 1σ	Nd [ppm]	Sm [ppm]	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd ± 1σ	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴³ Nd
802	-	478	-	0.709718 ± 36	-	-	-	-
861*	168	475	1.020	0.709768 ± 53	53.7	7.23	0.512213 ± 38	0.0813
855*	-	483	-	0.709828 ± 50	-	-	-	-
936*	169	480	1.022	0.709778 ± 50	54.8	7.39	0.512256 ± 45	0.0815
834	169	480	1.017	0.709747 ± 43	55.7	7.34	0.512229 ± 32	(0.0797)
991	170	477	1.032	0.709775 ± 44	-	-	-	-
Mittel	169	479	1.023	0.709769	54.8	7.32	0.512233	0.0814
Standardabweichung	1.0	2.6	0.006	0.000037	0.96	0.08	0.000022	0.0001
Reproduzierbarkeit %	0.60	0.54	0.61	0.005	1.76	1.14	0.004	0.18
n	4	6	4	6	3	3	3	2
Soll ²	170	478			55	7.2		
Abweichung vom Soll	-0.6 %	+0.2 %			-0.4 %	+1.6 %		

NBS 607 (Alkalifeldspat, NBS-Standard)

Chemie-Nr.	Rb [ppm]	Sr [ppm]	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 1σ
685*	-	65.66	-	1.20078 ± 361
686*	-	65.19	-	1.20094 ± 118
687*	-	65.97	-	1.20181 ± 112
775*	526	63.26	25.23	1.20131 ± 120
941*	531	66.10	24.36	1.20017 ± 144
988	523	65.56	24.19	1.20112 ± 120
Mittel	527	65.29	24.59	1.20102
Standardabweichung	3.97	1.04	0.56	0.0005
Reproduzierbarkeit %	0.8	1.6	2.3	0.046
n	3	6	3	6
Soll ³	524	65.49		1.20039
Abweichung vom Soll	+0.6 %	-0.3 %		+0.052 %

Anhang G-1

Messungen an Gesteins- und Mineralstandards

B-Tr (Basalt, Steinbruch Triebendorf, laborinterner Standard)

Chemie-Nr.	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma$	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1\sigma$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$
691*	-	803	-	0.703733	± 59	36.7	7.31	0.512843	± 28	0.1205
732*	-	804	-	0.703688	± 49	36.1	7.21	0.512842	± 28	0.1207
788*	-	804	-	0.703703	± 87	36.8	7.35	0.512840	± 31	0.1206
Mittel		804		0.703708		36.5	7.29	0.512842		0.1206
Standardabweichung		0.20		0.000023		0.38	0.07	0.000002		0.0001
Reproduzierbarkeit %		0.03		0.003		1.03	0.97	0.0003		0.08
n		3		3		3	3	3		3
Soll ¹		801		0.703662	± 28	36.7	7.32	0.512844	± 17	0.1206
Abweichung vom Soll		+ 0.37 %		+ 0.008 %		- 0.4 %	- 0.4 %	- 0.0004 %		+ 0.03 %

B-Te (Basalt, Steinbruch Teichelberg, laborinterner Standard)

Chemie-Nr.	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma$	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1\sigma$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$
690*	-	-	-	-		59.7	10.79	(0.512819)	± 71	0.1093
762*	-	-	-	0.703333	± 59	-	-	-		-
787*	-	1039	-	0.703345	± 58	59.7	10.80	0.512917	± 42	0.1093
Mittel		1012		0.703339		59.7	10.79			0.1093
Standardabweichung				0.000008		0.03	0.01			0.00003
Reproduzierbarkeit %				0.001		0.06	0.08			0.03
n		1		2		2	2			2
Soll ¹		1030		0.703338	± 44	59.6	10.77	0.512851	± 10	0.1092
Abweichung vom Soll		+ 0.87 %		+ 0.0001 %		+ 0.15 %	+ 0.22 %	+ 0.0033 %		+ 0.12 %

¹) laborinterne Mittelwerte nach Hoffmann (1992)

²) aus Geostandards newsletter (1989)

³) laut Angaben des National Bureau of Standards

In Klammern gesetzte Daten wurden bei der Auswertung nicht berücksichtigt.

Anhang G-2

Doppelaufschlüsse

ID - isotope dilution; IC - composition run

MS-I 102 C Metatonalit

Chemie-Nr.	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma$	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1\sigma$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$
910	ID 39.0	685	0.1647	0.705385	± 62	57.7	11.26	0.511913	± 48	0.1180
920	ID 39.3	685	0.1661	0.705383	± 68	58.2	11.30	0.511916	± 31	0.1174
Mittel	39.2	685	0.1654	0.705384		57.9	11.28	0.511915		0.1177
Standardabweichung	0.22	0.27	0.0010	0.000001		0.36	0.03	0.000003		0.0005
Reproduzierbarkeit %	0.6	0.0	0.60	0.0002		0.6	0.2	0.0005		0.39

MS-I 166 A Gnt-Bi-Gneis

Chemie-Nr.	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma$	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1\sigma$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$
038	ID -	-	-	0.756345	± 52	-	-	0.511137	± 42	-
041	IC -	-	-	0.756380	± 47	-	-	0.511121	± 35	-
Mittel				0.756363				0.511129		
Standardabweichung				0.000025				0.000011		
Reproduzierbarkeit %				0.003				0.002		

MS-I 180 Quarzit

Chemie-Nr.	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma$	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1\sigma$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$
040	ID 3.8	5.7	1.93	0.745796	± 62	11.2	1.90	0.510651	± 48	0.1029
179	ID 3.4	5.8	1.68	0.744117	± 38	10.5	1.77	0.510655	± 27	0.1024
Mittel	3.6	5.8	1.81	0.744957		10.8	1.84	0.510653		0.1027
Standardabweichung	0.31	0.07	0.18	0.001		0.49	0.09	0.000003		0.0003
Reproduzierbarkeit %	**	**	**	**		**	**	0.0005		0.33

***) Werte aufgrund ungenügend großer Probenmengen nicht reproduzierbar

PS-I 33B Amphibolit

Chemie-Nr.	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 1\sigma$	Nd [ppm]	Sm [ppm]	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 1\sigma$	$^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$
917	ID -	419	-	0.708124	± 45	38.8	7.61	0.511496	± 21	0.1183
298*	ID -	414	-	0.708071	± 38	38.6	7.54	0.511485	± 27	0.1180
Mittel		416		0.708098		38.7	7.57	0.511490		0.1182
Standardabweichung		3.5		0.000037		0.17	0.05	0.000008		0.0002
Reproduzierbarkeit %		0.8		0.005		0.4	0.6	0.002		0.21

*) Meßdaten von H. Köhler

Anhang G-3

Blankmessungen

Kontrollmessungen der AG Köhler im Zeitraum Sept 1997 bis Okt 2000 (eigene Aufschlüsse **fett** gedruckt)

a) Leeraufschlüsse

Chemie-Nr.	Rb [ng]	Sr [ng]	Nd [ng]	Sm [ng]
863	-	0,88	-	-
927	0,045	0,84	0.119	
002		0.94	0.095	-
006	-	1.22	0.057	
007	-	1.01	0.113	

b) H₂O ***

Chemie-Nr.	Rb [pg/g]	Sr [pg/g]	Nd [pg/g]	Sm [pg/g]
864	-	0,6	0.006	nicht meßbar

c) ~10 n HCl (30% suprapur)

Chemie-Nr.	Rb [pg/g]	Sr [pg/g]	Nd [pg/g]	Sm [pg/g]
893	-	-	0.5	-

Anhang G-4

Isotopenstandards

Strontium			
NBS 987	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$	n	
	0.710227 ± 86	60 ¹	
	0.710269 ± 57	50 ¹	
	0.710268 ± 89	40 ²	
	0.710313 ± 89	40 ²	
	0.710264 ± 83	50 ²	
	0.710258 ± 57	60 ²	
	0.710286 ± 43	60 ²	
	0.710269 ± 41	60 ¹	
	0.710290 ± 66	50 ¹	
	0.710246 ± 56	60 ¹	
	0.710251 ± 79	180 ³	
	0.710267 ± 64	200 ³	
Mittelwert	0.710267 ± 22		Sollwert 0.710256
Eimer & Amend	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 1\sigma$	n	
	0.708048 ± 78	60 ¹	
	0.708062 ± 143	200 ³	
	0.708048 ± 82	60 ²	
	0.708062 ± 50	60 ²	
Mittelwert	0.708055 ± 8		Sollwert 0.708000

Integrationszeit ¹ 16 sec, ² 8 sec, ³ 4 sec; n = Anzahl gemessener Isotopenverhältnisse

Neodym			
Nd-Salz	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 1\sigma$	n	
	0.512642 ± 29	30 ¹	
	0.512652 ± 18	30 ¹	
	0.512642 ± 32	30 ¹	
	0.512629 ± 27	30 ¹	
	0.512639 ± 18	40 ¹	
	0.512634 ± 24	60 ¹	
	0.512639 ± 15	40 ¹	
	0.512644 ± 17	40 ¹	
	0.512672 ± 21	40 ¹	
	0.512686 ± 35	60 ¹	
	0.512643 ± 24	40 ¹	
	0.512652 ± 17	40 ¹	
	0.512629 ± 26	50	
	0.512651 ± 24	60 ¹	
	0.512661 ± 31	60 ¹	
	0.512663 ± 19	20 ¹	
	0.512661 ± 34	40 ¹	
	0.512659 ± 31	30 ¹	
	0.512646 ± 29	60 ¹	
	0.512663 ± 29	40 ¹	
	0.512653 ± 28	40 ¹	
	0.512649 ± 33	60 ¹	
	0.512638 ± 23	60 ¹	
	0.512656 ± 24	60 ¹	
	0.512648 ± 20	60 ¹	
	0.512685 ± 15	50 ¹	
Mittelwert	0.512651 ± 15		Sollwert 0.512638

Anhang G-4

Isotopenstandards

Neodym			
Ames Nd-Metall	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 1\sigma$	<i>n</i>	
	0.512160 \pm 34	60 ¹	
	0.512154 \pm 17	60 ¹	
	0.512146 \pm 22	60 ¹	
	0.512145 \pm 28	120 ²	
	0.512120 \pm 39	80 ²	
Mittelwert	0.512145 \pm 15		Sollwert 0.512138

Integrationszeit ¹ 16 sec, ² 8 sec; n = Anzahl gemessener Isotopenverhältnisse

Samarium			
Sm-Salz	$^{154}\text{Sm}/^{147}\text{Sm} \pm 1\sigma$	<i>n</i>	
	1.517341 \pm 71	40	
	1.517433 \pm 58	40	
	1.517373 \pm 67	40	
	1.517243 \pm 76	40	
	1.516858 \pm 166	40	
	1.516919 \pm 80	40	
	1.517198 \pm 112	40	
	1.51721 \pm 82	40	
	1.517354 \pm 56	40	
	1.517307 \pm 68	40	
	1.517313 \pm 60	40	
	1.517324 \pm 80	40	
	1.517319 \pm 80	40	
	1.517365 \pm 71	30	
	1.517335 \pm 59	30	
	1.517263 \pm 92	50	
	1.517281 \pm 69	40	
Mittelwert	1.51726 \pm 15		Sollwert 1.51703

Integrationszeit 4 sec; n = Anzahl gemessener Isotopenverhältnisse

Rubidium			
RbCl	$^{85}\text{Rb}/^{87}\text{Rb} \pm 1\sigma$	<i>n</i>	
	2.58979 \pm 189	40	
	2.59107 \pm 79	40	
	2.59004 \pm 123	40	
	2.59461 \pm 142	40	
	2.60361 \pm 77	50	
	2.59784 \pm 208	50	
	2.59477 \pm 206	50	
	2.58373 \pm 702	50	
	2.58723 \pm 124	50	
	2.57606 \pm 535	50	
	2.58764 \pm 82	40	
	2.59398 \pm 115	40	
	2.58990 \pm 74	40	
	2.60020 \pm 111	40	
Mittelwert	2.59146 \pm 70		Sollwert 2.59265

Integrationszeit 4 sec; n = Anzahl gemessener Isotopenverhältnisse

Anhang H

Isotopenverhältnisse und Konzentrationen der verwendeten Spikelösungen

Isotop	Atomhäufigkeit %	Isotopenverhältnis	Konzentration Spikeisotop		
Pb²⁰⁵-U²³³-Kombispike					
		206/205	0.03818	Pb ²⁰⁵	1.220375 * 10 ⁻¹⁰ mol/g
		206/204	1182.043	U ²³³	1.353641 * 10 ⁻⁸ mol/g
		206/207	76.20758		
		206/208	33.57959		
		238/233	0.001364653		
		233/236	10		
		232/230	0.00001		
<hr/>					
⁸⁷Rb-Spike BM 1 (Flasche 5)					
				⁸⁷ Rb	21.80 ppm
					bis Jan 1996
⁸⁵ Rb	0.8243	87/85	120.315055		22.07 ppm
					ab Jan 1996
⁸⁷ Rb	99.1757				22.59 ppm
					ab Jan 1997
					23.00 ppm
					ab Jan 1998
					23.30 ppm
					ab Feb 2000
					23.51 ppm
					ab Dez 2000
					Chem.-Nr.
					289-297
					498
					722-774
					775-065
					066-178
					ab 179
<hr/>					
⁸⁴Sr-¹⁴⁹Sm-¹⁴⁵Nd-Kombispikes B-1 und C-1					
⁸⁴ Sr	99.892	84/86	1697.79287	Kombispike B1 (Flasche 11)	
⁸⁶ Sr	0.059			⁸⁴ Sr	2.735468 nmol/g
⁸⁷ Sr	0.010	87/86	0.166384	¹⁴⁹ Sm	1.223868 nmol/g
⁸⁸ Sr	0.039	88/86	0.655348	¹⁴⁵ Nd	1.782479 nmol/g
				Sm/Nd = 0.68661	
¹⁴⁴ Sm	0.08	144/147	0.066667		
¹⁴⁷ Sm	1.20				
¹⁴⁸ Sm	2.77	148/147	2.308333		
¹⁴⁹ Sm	91.59	149/147	76.32500		
¹⁵⁰ Sm	2.02	150/147	1.683333		
¹⁵² Sm	1.64	152/147	1.366667		
¹⁵⁴ Sm	0.70	154/147	0.583333		
¹⁴² Nd	0.93	142/144	0.367589	Kombispike C1 (Flasche 1)	
¹⁴³ Nd	0.59	143/144	0.233202	⁸⁴ Sr	2.7419459 nmol/g
¹⁴⁴ Nd	2.53			¹⁴⁹ Sm	1.4038045 nmol/g
¹⁴⁵ Nd	91.82	145/144	36.29249	¹⁴⁵ Nd	2.0445435 nmol/g
¹⁴⁶ Nd	3.66	146/144	1.446640	Sm/Nd = 0.68661	
¹⁴⁸ Nd	0.29	148/144	0.114625		
¹⁵⁰ Nd	0.15	150/144	0.059289		

Anhang I

Natürliche Isotopenzusammensetzung von U, Pb, Rb, Sr, Sm und Nd

Isotop	Atomgewicht [amu]	Atomhäufigkeit [%]	Isotopenverhältnis		Zerfallskonstante [a^{-1}]
Uran					
^{234}U	234.040946	0.0057			2.806×10^{-6}
^{235}U	235.043924	0.7200			9.5485×10^{-10}
^{238}U	238.050784	99.2743	238/235	138.88	1.55125×10^{-10}
Blei					
^{204}Pb	203.973020	1.4		Blank / Initial $_{-600 \text{ Ma}}$	
^{206}Pb	205.974440	24.1	206/204	18.15 / 17.753	
^{207}Pb	206.975872	22.1	207/204	15.63 / 15.572	
^{208}Pb	207.976627	52.4	208/204	38.14 / 37.521	
Rubidium					
^{85}Rb	84.911794	72.165	85/87	2.59265	
^{87}Rb	86.909187	27.835			1.42×10^{-11}
Strontium					
^{84}Sr	83.913430	0.558	84/86	0.056584	
^{86}Sr	85.909267	9.861			
^{87}Sr	86.908884	6.991	87/86	0.7045 (UR)	
^{88}Sr	87.905619	82.589	88/86	8.375209	
Samarium					
^{144}Sm	143.911998	3.0749	144/147	0.205043	
^{147}Sm	146.914895	15.0000			6.54×10^{-12}
^{148}Sm	147.914820	11.2428	148/147	0.749704	
^{149}Sm	148.917181	13.8206	149/147	0.921600	
^{150}Sm	149.917273	7.3801	150/147	0.492127	
^{152}Sm	151.919729	26.7396	152/147	1.783079	
^{154}Sm	153.922206	22.7500	154/147	1.517036	
Neodym					
^{142}Nd	141.907719	27.1695	142/144	1.141821	
^{143}Nd	142.909810	12.1980	143/144	0.512628 (CHUR)	
^{144}Nd	143.910083	23.7940			
^{145}Nd	144.912570	8.2901	145/144	0.348417	
^{146}Nd	145.913113	17.1770	146/144	0.712900	
^{148}Nd	147.916889	5.7480	148/144	0.241578	
^{150}Nd	149.920887	5.6252	150/144	0.236418	

Quellen : Lederer et al. (1967), Stacey & Kramers (1975), Steiger & Jäger (1977), Wasserburg et al. (1981), Weast (1986), Faure (1986).

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 Res.* 80, 3-4, 205-216.
- Arndt, N.T., Goldstein, S.L., 1987. Use and abuse of crust-formation ages.- *Geology* 15, 893-895.
- Ashwal, L.D., Hamilton, M.A., Morel, V.P.I., Rabeloson, R.A., 1998. Geology, petrology and isotope geochemistry of massif-type anorthosites from Southwest Madagascar.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 133, 389-401.
- Bachmann, G., Grauert, B., 1986. Altersbestimmung mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Ungleichgewichtsverteilungen.- *Fortschr. Min.* 64, Beih.1, 12.
- Barker, F., 1979. Trondjemite: Definition, environment and hypotheses of origin.- In: Barker, F. (Ed.), *Trondjemites, dacites and related rocks.* Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- 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.- *Mem. Geol. Soc. 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 - an example from the Proterozoic mobile belt of South India.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 131. 181-195.
- Basavarajappa, H.T., Srikantappa, C., 1999. Retrograde charnockite-gneiss relations in the Kollegal shear zone, Karnataka, India.- *The Indian Mineralogist* 33, 2, 70-80.
- Becker, H., 1997. Sm-Nd garnet ages and cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs and high-pressure granulites from lower Austria.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 127, 224-236.
- Beckinsale, R., Drury, S.A., Holt, R.W., 1980. 3.360 My old gneisses from the South Indian Craton.- *Nature* 283, 469-470.
- Ben Othman, D., Polve, M., Allegre, C.J., 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust.- *Nature* 307, 510-515.
- Bernard-Griffiths, J., Jahn, B.M., Sen, S.K., 1987. Sm-Nd isotopes and REE geochemistry of Madras granulites, India: An introductory statement.- *Precambrian Res.* 37, 343-355.
- Bhaskar Rao, Y.J., Chetty, T.R.K., Janardhan, A.S., Gopalan, K., 1996. Sm-Nd and Rb-Sr ages and p-T-history of the Archaean Sittampundi and Bhavani layered meta-anorthosite complexes in Cauvery shear zone, South India. Evidence for Neoproterozoic reworking of Archaean crust.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 125, 237-250.
- Bickford, M.E., Chase, R.B., Nelson, B.K., Shuster, R.D., Arruda, E.C., 1981. U-Pb studies of zircon cores and overgrowths and monazite: implications for age and petrogenesis of the northeastern Idaho Batholith.- *J.Geol.* 89, 433-457.
- Black, L.P., McCulloch, M.T., 1987. Evidence for isotopic equilibration of Sm-Nd whole rock systems in early Archaean crust of Enderby Land, Antarctica.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 82, 15-24.
- Black, L.P., Harley, S.L., Sun, S.-S., McCulloch, M.T., 1987a. The Rayner Complex of East Antarctica: complex isotopic systematics within a Proterozoic mobile belt.- *J. Met. Geol.* 5, 1-26.
- Boger, S.D., Carson, C.J., Wilson, C.J.L., Fanning, C.M., 2000. Neoproterozoic deformation in the northern Prince Charles Mountains, east Antarctica: evidence for a single protracted orogenic event.- *Precambrian Res.* 104, 1-2, 1-24.
- Brandon, A.D., Meen, J.K., 1995. Nd isotopic evidence for the position of southernmost Indian terranes within East Gondwana.- *Precambrian Res.* 70, 269-280.
- Braun, I., Montel, J.-M., Nicollet, C., 1998. Electron microprobe dating of monazites from high-grade gneisses and pegmatites of the Kerala Khondalite Belt, southern India.- *Chem. Geol.* 146, 65-85.
- O'Brian, P.J., Kröner, A., Jaekel, P., Hegner, E., Zelazniewicz, A., Kryza, R., 1997. Petrological

- and isotopic studies on palaeozoic high-pressure granulites, Góry Sowie Mts, Polish Sudetes.- *J. Petrol.* 38, 4, 433-456.
- Brooks, C, Hart, S.R., Wendt, T., 1972. Realistic use of two-error regression treatments as applied to rubidium-strontium data.- *Rev. Geophys. Space Phys.* 10, 551-577.
- Brunnee, C., Voshage, H., 1964. Massenspektrometrie.- Karl Thiemig, München.
- Buhl, D., 1987. U-Pb- und Rb-Sr-Altersbestimmungen und Untersuchungen zum Strontium-Isotopenaustausch an Granuliten Südindiens.- Unveröff. Diss.-Schrift, Universität Münster.
- Burke, K., Sengör, C., 1986. Tectonic escape in the evolution of the continental crust.- *Am. Geophys. Union, Geodyn. Series* 14, 41-53.
- Burton, K.W., Kohn, M.J., Cohen A.S., O'Nions, R.K., 1995. The relative diffusion of Pb, Nd, Sr and O in garnet.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 199-211.
- Burton, K.W., O'Nions, R.K., 1990. The timescale and mechanism of granulite formation at Kurunegula, Sri Lanka.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 66-89.
- Cahen, I., Snelling, N.J., Dehal, J., Vail, J.R., 1984. The Geochronology and Evolution of Africa.- Clarendon Press, Oxford, 1-512.
- Camacho, A., McDougall, I., 1997. Timing and exhumation of eclogite facies shear zones, Musgrave Block, central Australia.- *J. Met. Geol.* 15, 735-751.
- Carlson, R.W., Lugmair, G.W., McDougell, J.D., 1981. Columbia river volcanism: the question of mantle heterogeneity or crustal contamination.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 2438-2499.
- Chacko, T., Ravindra Kumar, G.R., Newton, R.C., 1987. Metamorphic P-T conditions of the Kerala Khondalite Belt, South India: a granulite facies supracrustal terrain.- *J. Geol.* 96, 343-358.
- Chadwick, B., Ramakrishnan, M., Viswanatha, M.N., 1981. Structural and metamorphic relations between Sargur and Dharwar supracrustals and Peninsular gneisses in central Karnataka.- *J. Geol. Soc. India* 22, 557-569.
- Chadwick, B., Vasudev, V.N., Hegde, G.V., 2000. The Dharwar craton, southern India, interpreted as the result of Late Archaean oblique convergence.- *Precambrian Res.* 99, 91-111.
- Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types.- *Pacific Geol.* 8, 173-174.
- Chase, R.B., Bickford, M.E., Arruda, E.C., 1983. Tectonic implications of tertiary intrusion and shearing within the Bitterroot Dome, northeastern Idaho Batholith.- *J. Geol.* 91, 462-470.
- Chetty, T.R.K., 1996. Proterozoic shear zones in southern granulite terrain, India.- In: Santosh, M., Yoshida, M. (Eds.), *The Archaean and Proterozoic Terrains of Southern India Within East Gondwana*. Gondwana Research Group Memoir 3, SB Press, Trivandrum.
- Chetty, T.R.K., Bhaskar Rao, Y.J. 1996. The Cauvery shear zone in the Precambrian granulite terrain, South India. A case for westward thrusting.- *Proc. IGCP-368 Int. Field Workshop on Proterozoic Continental Crust of Southern India*, Gondwana Research Group Misc. 4, 17-19.
- Chetty, T.R.K., 1999. Some observations on the tectonic framework of southeastern Indian Shield.- *Gondwana Research Group Misc.* 13, 651-653.
- Choudary, A.K., Harris, N.B.W., van Calsteren, P., Hawkesworth, C.J., 1992. Pan-African charnockite formation in Kerala, South India.- *Geol. Mag.* 129, 257-264.
- Clarke, G.L., 1988. Structural constraints on the Proterozoic reworking of Archaean crust in the Rayner Complex, MacRoberston Land and Kemp Land coast, east Antarctica.- *Precambrian Res.* 40/41, 137-156.
- Cliff, R.A., Koen de Jong, Rex, D.C, Guise, P.G, 1997. Evaluation of Rb-Sr hornblende dating of rocks from the Kola Peninsula: an alternative to $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ where excess argon is present.- *EUG IX, Abstract suppl.* 1, Terra Nova 9, 488.

- Coghlan, R.A.N., 1990. Studies in diffusional transport. grain boundary transport of oxygen in feldspars, diffusion of oxygen, strontium and the REE in garnet, and thermal histories of granitic intrusions in South-Central Maine using oxygen isotopes.- Brown University, PhD thesis.
- Cohen, A.S., O'Nions, R.K., Siegenthaler, R., Griffin, W.I., 1988. Chronology of the pressure-temperature history recorded by a granulite terrain.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 303-311.
- Collins, A.S., Razakamanana, T., Windley, B.F., 2000. Neoproterozoic extensional detachment in central Madagascar: implications for the collapse of the East African Orogen.- *Geol. Mag.* 137 (1), 39-51.
- O'Connor, J.T., 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios.- *U.S. Geol. Surv. Prof. paper* 525B, B79-B84.
- Crawford, A.R., 1969. Reconnaissance Rb-Sr dating of Precambrian rocks of southern peninsular India.- *J. Geol. Soc. India* 10, 117-166.
- Dalziel, I.W.D., 1991. Pacific margins of Laurentia and East-Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent.- *Geology*, 19, 598-601.
- D'Cruz, E., Nair, P.K.R., Prasannakumar, V., 2000. Palghat Gap – a dextral shear zone from the South Indian granulite terrain.- *Gondwana Res.* 3, 1, 21-31.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Inferences about magma sources and mantle structure from variations of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.- *Geophys. Res. Lett.* 3, 743-746.
- DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976a. Nd isotopic variations and petrogenetic models.- *Geophys. Res. Lett.* 3, 249-252.
- DePaolo, D.J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic.- *Nature* 291, 193-196.
- DePaolo, D.J., 1988. Nd isotope geochemistry: An introduction.- Springer, New York.
- Deters-Umlauf, P., 1997. Isotopengeochemische Untersuchungen zur Altersstellung der Gesteine der Moyar- und Bhavani-Scherzone, Südindien.- Unveröff. Dipl.-Arbeit, Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Universität München.
- Deters-Umlauf, P., Srikantappa, C., Köhler, H., 1998. Panafrican ages in the Moyar and Bhavani shear zones, Southern India.- *The Indian Mineralogist* 32, 1, 123.
- Deters, P., Srinivasan, R., Köhler, H., 2000. Rb-Sr und Sm-Nd-Isotopenuntersuchungen an Einschlüssen in den Peninsular Gneisen des östl. Dharwar Kratons (Südindien).- *Beih. European J. Min.* 12, 1, 123.
- DeWit, M., Vitali, E., Ashwal, L., 1995. Gondwana reconstruction of the East Africa-Madagaskar – India - Sri Lanka - Antarctica fragments revisited.- *Centennial Geocongr. Johannesburg, Geol. Soc. South Africa*, 218-221.
- DeWolf, C.P., Zeissler, C.J., Halliday, A.N., Mezger, K., Essene, E.J., 1996. The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology. Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission track analysis.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 60/1, 121-134.
- Dickin, A.P., 1995. Radiogenic isotope geology.- Cambridge University Press, Cambridge.
- Dodson, M.H., 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 40, 259-274.
- Dodson, M.H., 1979. Theory of cooling ages.- In: Jäger, E., Hunziker, J.C. (Eds.), *Lectures in Isotope Geology*.- Springer, Berlin, 207-214.
- 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, G.J., Reeves-Smith, Wightman, R.T., 1984. Precambrian tectonics and crustal evolution in South India.- *J. Geol.* 92, 3-20.
- Duckworth, H.E., Barber, R.C., Venkatasubramanian, V.S., 1986. Mass spectrometry (2nd edition).- Cambridge Monographs on Physics, Cambridge University Press, Cambridge.

- Erambert, M., Austrheim, H., 1993. The effect of fluid and deformation on zoning and inclusion patterns in poly-metamorphic garnets.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 115, 204-214.
- Faure, G., 1986. Principles of isotope geology.- 2. Auflage, John Wiley, New York.
- Fitzsimons, I.C.W., 2000. A review of tectonic events in the East Antarctic Shield and their implications for Gondwana and earlier supercontinents.- *J. African Earth Sci.* 31, 1, 3-23.
- Fitzsimons, I.C.W., 2000a. Grenville-age basement provinces in East Antarctica: Evidence for three separate collisional orogens.- *Geology* 28, 10, 879-882.
- Flowerdew, M.J., Daly, J.S., Rex, D.C., 1997. Comparative isotopic dating systems of metamorphic hornblende: deformation induced resetting of Ar-Ar; fluid resetting of Rb-Sr systems?- *EUG IX, Abstract suppl. 1, Terra Nova* 9, 488.
- Friend, C.R.L., 1981. Charnockite and granite formation and influx of CO₂ at Kabbaldurga, south India.- *Nature* 294, 550-551.
- Friend, C.R.L., Nutman, A.P., 1992. Response of U-Pb isotopes and whole rock geochemistry to CO₂ induced granulite facies metamorphism, Kabbaldurga, Karnataka, South India.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 111, 299-310.
- Froude, D.O., Ireland, T.R., Kinny, P.D., Williams, I.S., Compston, W., 1983. Ion microprobe identification of 4,100-4,200 Myr-old terrestrial zircons.- *Nature* 304, 616-618.
- Gebauer, D., Grünenfelder, M., 1979. U-Th-Pb dating of minerals.- In: Jäger, E., Hunziker, J.C. (Eds.), *Lectures in Isotope Geology*.- Springer, Berlin, 105-131.
- Geological Survey of India, 1994. Project Vasundhara, Generalised Geological map of Peninsular India, 1 : 2 000 000.
- Geological Survey of India, 1995. Geological map of Tamil Nadu and Pondicherry, 1 : 500 000.
- Geological Survey of India, 1995a. Geological and mineralogical map of Kerala, 1 : 500 000.
- Getty, S.R., Gromet, L.P., 1992. Geochronological constraints on ductile deformation, crustal extension and doming about a basement-cover boundary, New England, Appalachians.- *Am. J. Sci.* 292, 359-397.
- Ghosh, J.G., Davidek, K., Howkins, D., Janardhan, A.S., Bowering, S., De Wit, N.J., 1996. Geochronology of the rocks of the Bhavani Scherzone, South India. Implications for India-Madagascar reconstructions.- *Gondwana Res. Group Misc. Pub.* 4, 91-93.
- Goldberg, S.A., Dallmeyer, R.D., 1997. Chronology of palaeozoic metamorphism and deformation in the Blue Ridge Thrust Complex, North Carolina and Tennessee.- *Am. J. Sci.* 297, 488-526.
- Goldstein, S.L., O'Nions, R.K., Hamilton, P.J., 1984. A Sm-Nd study of atmospheric dusts and particulates from major river systems.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 70, 221-236.
- Goncalves, Ph., Nicollet, C., Montel, J.M., Lefevre, B., Paquette, J.-L., Lardeaux, J.M., Pin, C., 2001. Is the petrographical P-T-t path consistent with the real thermal path? The example of the polymetamorphic ultra-high temperature granulites of Andriamena (Madagascar).- *EUG XI, J. Conf. Abstracts* 5, Vol.1, 376.
- Gopalakrishnan, K., Sugavanam, E.B., Venkata Rao, V., 1976. Are there rocks older than Dharwar? A reference to rocks in Tamil Nadu.- *The Indian Mineralogist* 16, 26-34.
- Grauert, B., Hofmann, A., 1973. Old radiogenic lead components in zircons from the Idaho batholith and its metasedimentary aureole.- *Ann. Report Department of Terrestrial Magnetism Year Book* 72, 297-299.
- Guerrot, C., Cocherie, A., Ohnenstetter, M., 1993. Origin and evolution of the west Andriamena Pan-African mafic-ultramafic complexes in Madagascar as shown by U-Pb, Nd isotopes and trace element constraints.- *EUG VII, Terra Abstr.* 5, 387.
- Hamilton, P.J., O'Nions, R.K., Evensen, N.M., Tarney, J., 1979. Sm-Nd systematics of Lewisian gneisses: Implications for the origin of granulites.- *Nature* 277, 25-8.
- Handke M.J., Tucker R.D., Hamilton, M.A., 1997. Early Neoproterozoic (800-790 ma) intrusive igneous rocks in central Madagascar;

- geochemistry and petrogenesis.- *Geol. Soc. Am.* 29, 6, 468.
- Handke M.J., Tucker R.D., Ashwal L.D., 1999. Neoproterozoic continental arc magmatism in west-central Madagascar.- *Geology* 27, 4, 351-354.
- 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.
- Harris, N.B.W., Santosh, M., Taylor, P.N., 1994. Crustal Evolution in South India. Constraints from Nd Isotopes.- *J. Geol.* 102, 139-150.
- Harrison, T.M., McDougall, I., 1980. Investigations on an intrusive contact, Northwest Nelson, New Zealand – I. Thermal, chronological and isotopic constraints.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 1985-2003.
- Hegner, E., Kröner, A., 2000. Review of Nd isotopic data and xenocrystic and detrital zircon ages from the pre-Variscan basement in the eastern Bohemian Massif: speculations on palinspastic reconstructions.- *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 179, 113-130.
- Hensen, B.J., Zhou, B., 1995. A Pan-African granulite facies metamorphic episode in Prydz Bay, Antarctica: evidence from Sm-Nd garnet dating.- *Austr. J. Earth Sci.* 42, 3, 249-258.
- Hoffman, P.F., 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? - *Science* 252, 1409-1411.
- Hofmann, A.W., 1979. Rb-Sr dating of thin slabs: an imperfect method to determine the age of metamorphism.- In: Jäger, E., Hunziker, J.C. (Eds.), *Lectures in Isotope Geology*.- Springer, Berlin, 27-29.
- Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism.- *Nature* 385, 219-228.
- Hölttä, P., Huhma, H., Mänttari, I., Paavola, J., 2000. P-T-t development of Archaean granulites in Varpaisjärvi, Central Finland – II. Dating of high-grade metamorphism with the U-Pb and Sm-Nd methods.- *Lithos* 50, 121-136.
- Hözl, S., Köhler, H., Jaekel, P., Liew, T.C., 1991. Geochronology of the Sri Lankan basement.- In: Kröner, A. (Ed.): *The crystalline crust of Sri Lanka*, Part I, Summary of Research of the German-Sri Lankan Consortium.- *Geol. Serv. Dept. Sri Lanka Prof. Paper* 5, 237-257.
- Hözl, S., Hofmann, A.W., Todt, W., Köhler, H., 1994. U-Pb geochronology of the Sri Lankan basement.- *Precambrian Res.* 66, 123-149.
- Humphries, F.J., Cliff, R.A., 1982. Sm-Nd dating and cooling history of Scourian granulites, Sutherland, NW Scotland.- *Nature* 295, 515-517.
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.- *Can. J. Earth Sci.* 8, 523-548.
- Jäger, E., Niggli, E., Wenk, E., 1967. Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen.- *Beitr. Geol. Karte Schweiz N.F.* 134, 1-67.
- Jäger, E., 1979. Introduction to geochronology.- In: Jäger, E., Hunziker, J.C. (Eds.), *Lectures in Isotope Geology*.- Springer, Berlin, 1-12.
- Jagoutz, E., 1988. Nd and Sr systematics in an eclogite xenolith from Tanzania: Evidence for frozen mineral equilibria in the continental lithosphere.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 52, 1285-1293.
- 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.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 79; 2, 130-149.
- Jarrik, J., 2000. Die thermotektonometamorphe Entwicklung des Eastern Ghats Belt, Indien – ein Test der SWEAT-Hypothese.- *Diss.-Schrift, Johann-Wolfgang-von-Goethe-Universität Frankfurt*.
- Jayananda, M., Janardhan, A.S., Sivasubramanian, P., Peucat, J.J., 1995. Geochronological and isotopic constraints on granulite formation in the Kodaikanal Area, Southern India.- *Mem. Geol. Soc. India* 23, 578-580.
- Jayananda, M., Peucat, J.J., 1995. Archaean Crust formation in Southern India. Constraints from geochronology and isotope geochemistry.- *Gondwana Research Group Mem.* 2, 15-21.
- 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 Res.* 99, 225-254.
- Kaila, K.L., Roy Chowdhury, K., Reddy, P.R., Krishna, V.G., Narain, H., Subbotin, S.I., Sollogub, V.B., Chekunov, A.V., 1979. Crustal structure along Kavali-Udipi profile in the Indian Peninsular shield from deep seismic sounding.- *J. Geol. Soc. India* 20, 307-333.
- Kriegsman, L.M., 1993. The Pan-African event in East Antarctica: a view from Sri Lanka and the Mozambique Belt.- *Precambrian Res.* 75, 3-4, 263-277.
- Kober, B., 1986. Whole grain evaporation $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations on single zircons using a double-filament thermal ion source.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 93, 482-490.
- Kober, B., 1987. Single zircon evaporation combined with Pb^+ emitter-bedding for $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -age investigations using thermal ion mass spectrometry, and implications for zirconology.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 96, 63-71.
- Köhler, H., Roller G., Fehr, T., Hoernes, S., 1993. Isotopengeochemische Untersuchungen an Granuliten Südindiens.- *Europ. Journ. Geol., Beiheft* 5, 129.
- Köhler, H., Srikantappa, C., 1996. Age and origin of the Nilgiri Hills in South India.- *Goldschmidt Conf., J. Conf. Abstracts Vol.1*, Cambridge Publications.
- Kovach, V., Raith, M.M., Salnikova, E.B., Simmat, R., Rickers, K., Berezhnaya, N.G., Yakovleva, S.Z., Kotov, A.B., 2001. Geochronological evidence for late Proterozoic magmatic and metamorphic events in the Eastern Ghats Belt, India: Implications for the India-East Antarctica correlation.- *EUG XI, J. Conf. Abstracts* 5, Vol.1, 598.
- Kröner, A., Jaeckel, P., Williams, I.S., 1994. Pb-loss patterns in zircons from a high-grade metamorphic terrain as revealed by different dating methods: U-Pb and Pb-Pb ages for igneous and metamorphic zircons from northern Sri Lanka.- *Precambrian Res.* 66, 151-181.
- Kröner, A., Windley, B.F., Jackel, P., Brewer, T.S., Razakamanana, T., 1999. New zircon ages and regional significance for the evolution of the Pan-African Orogen in Madagascar.- *J. Geol. Soc. London* 156, 6, 1125-1135.
- Kröner, A., Hegner, E., Collins, A.S., Windley, B.F., Brewer, T.S., Razakamanana, T., Pidgeon, R.T., 2000. Age and magmatic history of the Antananarivo Block, Central Madagascar, as derived from zircon geochronology and Nd isotope systematics.- *Am. J. Sci.* 300, 251-288.
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon dating by creation of more concordant systems using an air abrasion technique.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 46, 637-649.
- Lancelot, J.R., Boullier, A.M., Maluski, H., Ducrot, J., 1983. Deformation and related radiogeochronology in a late Pan-African mylonitic shear zone, Ardrar des Ifuras (Mali).- *Contrib. Mineral. Petrol.* 82, 312-326.
- Lederer, C.M., Hollander, J.M., Perlman, I., 1967. Table of isotopes.- 6. Auflage, John Wiley, New York.
- McLennan, S.M., Hemming, S., 1992. Samarium/neodymium elemental and isotopic systematics in sedimentary rocks.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 887-898.
- Liew, T.C., McCulloch, 1985. Genesis of granitoid batholiths of Peninsular Malaysia and implications for models of crustal evolution: Evidence from a crustal Nd-Sr isotopic and U-Pb study.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 587-600.
- Liew, T.C., Hofmann, A.W., 1988. Precambrian crustal components, plutonic associations plate environment of the Hercynian fold belt of central Europe: Implications from a Nd and Sr isotopic study.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 129-138.
- Ludwig, K.R., 1991. PBDAT: A computer program for processing Pb-U-Th-isotope data.- Revision of. U.S.G.S. Open File Rept. 1.20, 88-542.
- Ludwig, K.R., 1999. ISOPLOT/Ex version 2.01. A Geochronological Toolkit for Microsoft

- Excel.- Berkeley Spec.Publ. Center, Spec.Publ. 1a.
- Lugmair, G.W., 1974. Sm-Nd ages: a new dating method.- *Meteorites* 9, 369.
- Lugmair, G.W., Marti, K., 1978. Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: Differential evolution of the lunar crust and mantle.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 39, 349-357.
- Mallick, R., 1997. Geochronologische Untersuchungen zur Altersstellung der Granulitisierung im Gebiet der Annamalai Hills, Südindien.- Unveröff. Dipl.-Arb., Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Universität München.
- Markl, G., Bauerle, J., Grujic, D., 2000. Metamorphic evolution of Pan-African granulite facies metapelites from Southern Madagascar.- *Precambrian Res.* 102, 1-2, 47-68.
- Mawby, J., Hand, M., Foden, J., 1999. Sm-Nd evidence for high-grade Ordovician metamorphism in the Arunta Block, central Australia.- *J. Met. Geol.* 17, 6, 653-668.
- Meißner, B., Deters-Umlauf, P., Srikantappa, C., Köhler, H., 1999. Geochronological evidence for the Pan-African Imprint in the Moyar and Bhavani Shear Zones of South India.- *EUG X, J. Conf. Abstracts* 4, Vol.1, 109.
- Meißner, B., Deters, P., Srikantappa, C., Köhler, H., 2000. The tectonometamorphic evolution of the South Indian Cauvery Shear System – Evidences from isotope geochemistry and geochronology.- *Beih. European J. Min.* 12, No.1, 123.
- Meißner, 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 Res.* 114, 1-2, 149-175 (in Druck).
- Meißner, B., Wendt, J.I., Köhler, H., 2001. U-Pb zircon ages of a synkinematic intrusion in the crustal-scale Moyar shear zone of South India.- *EUG XI, J. Conf. Abstracts* 5, Vol.1, 378.
- Mezger, K., Cosca, M.A., 1999. The thermal history of the Eastern Ghats Belt India as revealed by U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of metamorphic and magmatic minerals. implications for the SWEAT correlation.- *Precambrian Res.* 94, 251-271.
- Mezger, K., Essene, E.J., Halliday, A.N., 1992. Closure temperatures of the Sm-Nd system of in metamorphic garnets.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 113, 397-409.
- Mezger, K., Krogstad, E.J., 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: an evaluation.- *J.met.Geol.* 15, 127-140.
- Mezger, K., Rawnsley, C.M., Bohlen, S.R., Hanson, G.N., 1991. U-Pb garnet, sphene, monazite and rutile ages: Implications for the duration of high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts., New York.- *J. Geol.* 99, 415-428.
- Michard, A., Gurriet, P., Soudant, M., Albarede, F., 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external versus internal aspects of crustal evolution.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 60-610.
- Miethig, A., 1989. Sm-Nd-Datierungen und Sr-Isotopensystematik an Metabasiten des Ostbayerischen Grundgebirges.- Unveröff. Dipl.-Arbeit, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität München.
- Milisenda, C.C., Liew, T.C., Hofmann, A.W., Köhler, H., 1994. Nd isotope mapping of the Sri Lanka basement: update and additional constraints from Sr isotopes. *Precambrian Res.* 66, 95-110.
- Mishra, D.C. 1988. Geophysical evidence for a thick crust south of Palghat-Tiruchi gap in the high grade terrains of South India.- *J. Geol. Soc. India* 33, 79-81.
- Mishra, S., Deomurari, M.P., Wiedenbeck, M., Goswami, J.N., Ray, S., Saha, A.K., 1999. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages and the evolution of the Singhbhum Craton, eastern India; an ion microprobe study.- *Precambrian Res.* 93, 139-151.
- Miyazaki, T, Kagami, H., Shuto, K., Morikiyo, T, Ram Mohan, V., Rajasekaran, 2000. Rb-Sr geochronology, Nd-Sr isotopes and whole rock geochemistry of Yelagiri and Sevattur syenites, Tamil Nadu, South India.- *Gondwana Res.* Vol. 3, 1, 39-53.
- Möller, A., Geisler, T., Schleicher, H., Viladkar, S.G., Subramanian, V., 2001. Interrelationships between Carbonatite-

- Pyroxenite-Syenite Complexes of Southern India.- Symposium on Carbonatites and Associated Alkaline Rocks & Field Workshop on Carbonatites of Tamil Nadu, Chennai, India, Abstract Volume, 15-16.
- Moorbath, S., Powell, J.L., Taylor, P.N., 1975. Isotopic evidence for the age and origin of the grey gneiss complex of the southern Outer Hebrides, Scotland.- *J. Geol. Soc. London* 131, 213-222.
- Müller-Sohnius, D., v. Drach, V., Horn, P., Köhler, H., 1987. Altersbestimmungen an der Münchberger Gneismasse, Nordost-Bayern.- *Neues Jahrb. Mineral. Abh.* 156, 175-206.
- Mukhopadhyay, D., Senthil Kumar, P., Srinivasan, R., Bhattacharya, T., Sengupta, P., 2001. Tectonics of the eastern sector of the Palghat-Cauvery lineament near Namakkal, Tamil Nadu.- *DCS-DST-News, India*.
- 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.- *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth and Planet. Sci.)* 105, 173-189.
- Naha, K., Srinivasan, R., Deb, G.K., 1997. Structural geometry of the early Precambrian terrane south of Coimbatore in the "Palghat Gap", southern India.- *Proc. Indian Acad. Sci. (Earth and Planet. Sci.)* 106, 237-247.
- Narayana, B.L., Rama Rao, P., Reddy, G.L.N., Balaram, V., Rao, T.G., 1993. Geochemical signatures and tectonic implications of the anorogenic granites along the Cauvery rift zone, Salem district, Tamil Nadu.- Abstract, 29th annual convention, Indian Geophysical Union, Hyderabad.
- Newton, R.C. 1992. An overview of charnockite.- *Precambrian Res.* 55, 399-405.
- Nicolas, A., Poirier, J.P., 1976. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks.- Wiley, New York.
- Nicolaysen, L.O., 1961. Graphic interpretation of discordant age measurements of metamorphic rocks.- *Ann. N.Y. Acad. Sci.* 91, Art. 2, 198-278.
- Nier, A.O., 1938. Isotopic constitution of Sr, Ba, Bi, Tl and Hg.- *Phys. Rev.* 54, 275-278.
- O'Nions, R.K., Hamilton, P.J., Evensen, N.M., 1979. Variations in $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in oceanic basalts.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 34, 13-22.
- Nutman, A.P., Chadwick, B., Ramakrishnan, K., Viswanatha, M.N., 1992. SHRIMP U-Pb-ages of detrital zircon in Sargur supracrustal rocks in western Karnataka, southern India.- *J. Geol. Soc. India* 39, 367-374.
- Pandey, O.P., Agrawal, P.K. 1999. Lithospheric mantle deformation beneath the Indian Cratons.- *J. Geol.* 107, 683-692.
- Paquette, J.-L., Nédélec, A., 1998. A new insight into Pan-African tectonics in the East-West Gondwana collision zone by U-Pb zircon dating of granites from central Madagascar.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 155, 1-2, 45-56.
- Parrish, R.R., 1990. U-Pb dating of monazite and its application to geological problems.- *Canadian J. Earth Sci.* 27, 11, 1431-1450.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*.- Springer, Berlin.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks.- *J. Petrol.* 25, 956-983.
- Peucat, J.J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., Condie, K.C., 1989. Sr, Nd and Pb isotopic systems in the Archean low- to high-grade transition zone of Southern India - syn-accretion vs. post-accretion granulites.- *J. Geol.* 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.- *J. Met. Geol.* 11, 879-888.
- Peucat, J.J., Bouhallier, H., Fannig, C.M., Jayananda, M., 1995. Age of the Holenarsipur greenstone belt, relationships with the surrounding gneisses (Karnataka, south India).- *J. Geol.* 103, 701-710.
- Pichamuthu, C.S., 1969. Nomenclature of charnockites.- *Indian Mineral.* 10, 23-55.

- Powell, C. McA., Johnson, B.D., Veevers, J.J., 1980. A Revised fit of Gondwanaland.- *Tectonophysics* 63, 13-29.
- Powell, C. McA., Roots, S.R., Veevers, J.J., 1989. Pre-breakup continental extension in East Gondwanaland and the early opening of the Indian Ocean.- *Tectonophysics* 155, 261-283.
- Prakash Narashima, K.N., 1992. Petrology, geochemistry and fluid study of high-grade rocks and amphibolite facies gneisses around Moyar, Tamil Nadu, South India.- Unveröff. Ph.D. Thesis, University of Mysore, India.
- Prince, C.I., Kosler, J., Vance, D., Günther, D., 2000.- Comparison of laser ablation ICP-MS and isotope dilution REE analyses; implications for Sm-Nd garnet geochronology.- *Chem. Geol.* 168, 3-4, 255-274.
- Raase, P., Raith, M., Ackermann, D., Lal, R.K., 1990. Progressive metamorphism of mafic rocks from greenschist to granulite facies in the Dharwar Craton of South India.- *J. Geol.* 94, 261-282.
- Raith, M., Srikantappa, C., Ashamanjeri, K.G., Spiering, B. 1990. The granulite terrane of the Nilgiri Hills, Southern India. Characterization of high-grade metamorphism.- In: Vielzeuf, D., Vidal, Ph. (Eds.), *Granulites and Crustal Evolution*.- NATO ASI Series C, 311, 339-365, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Raith, M., Srikantappa, C., 1993. Arrested charnockite formation at Kottavattam, southern India.- *J. Met. Geol.* 11, 815-832.
- Raith, M., Karmakar, S., Brown, M., 1997. Ultra-high temperature metamorphism and multistage decompressional evolution of sapphirine granulites from the Palni Hills Ranges, southern India.- *J. Met. Geol.* 15, 379-399.
- 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 Res.* 98, 129-150.
- Rajesh, H.M., Santosh, M., 1996. Alkaline Magmatism in Peninsular India.- *Gondwana Res. Group Mem.* 3, 91-115.
- Rajesh, H.M., Santosh, M., Yoshida, M., Sacks, P.E., Nambiar, C.G., Walters, L.J., 1998. Dextral Pan-African shear along the Southwestern edge of the Achankovil Shear Belt, South India. Constraints on Gondwana reconstructions: discussion and reply.- *J. Geol.* 106, 105-113.
- Radhakrishna, T., Joseph, M., 1996. Proterozoic paleomagmatism from the mafic dyke swarms in the high-grade region of South India.- *Precambrian Res.* 76, 31-46.
- Radhakrishna, B.P., Naqvi, S.M., 1986. Precambrian continental crust of India and its evolution.- *J. Geol. Soc. India* 94, 145-166.
- Radhakrishna, T., Pearson, D.G., Mathai, J., 1995. Evolution of Archaean southern Indian lithospheric mantle: a geochemical study of Proterozoic Agali-Coimbatore dykes.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 121, 351-363.
- Radhakrishna, T., Maluski, H., Mitchell, J.G., Joseph, M., 1999. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and K/Ar geochronology of the dykes from the south Indian granulite terrain.- *Tectonophysics* 304, 109-129.
- Rai, S.S., Srinagesh, D., Gaur, V.K., 1993. Granulite evolution in south India – A seismic topographic perspective continental crust of India.- *Geol. Soc. India Mem.* 25, 235-264.
- Ramakrishnan, M., 1993. Tectonic evolution of the granulite terrains of South India.- *Geol. Soc. India Mem.* 25, 35-44.
- Ravindra Kumar, G.R., Chacko, T., 1994. Geothermobarometry of mafic granulites and metapelite from the Palghat Gap, South India. Petrological evidence for isothermal uplift and rapid cooling.- *J. Met. Geol.*, 12, 479-492.
- Reddy, A.G.B., Mathew, M.P., Baldev Singh, Naidu, P.S., 1988. Aeromagnetic evidence of crustal structure in the granulite terrain or Tamil Nadu – Kerala.- *Jour. Geol. Soc. India* 32, 368-381.
- Rickers, K., Mezger, K., Raith, M.M., 1999. Evolution of the continental crust in the Proterozoic Eastern Ghats Belt, India.- *DMG-Tagung Wien 1999, Abstract-Band*, 191.
- Rogers, J.J.W., 1986. The Dharwar Craton and the assembly of Peninsular India.- *J. Geol.* 94, 129-143.

- Roller, G., 1993. Isotopengeochemische Untersuchung zum Verhalten des Rb-Sr- und Sm-Nd-Systems in einem teilweise gebleichten Charnockit der Pon Mudi-Einheit Südindien.- Unveröff. Dipl.-Arbeit, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität München.
- Roller, G., Köhler, H., 1994. Isotopic systematics across a bleaching front in a charnockite Khondalite Belt, South India.- IMA, 16th General Meeting, Pisa.
- Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation.- Longman, Essex.
- Sacks, P.E., Nambiar, C.G., Walters, L.J., 1997. Dextral Pan-African shear along the Southwestern edge of the Achankovil Shear Belt, South India. Constraints on Gondwana reconstructions.- *J. Geol.* 105, 275-284.
- Sacks, P.E., Nambiar, C.G., Walters, L.J., 1998. Dextral Pan-African shear along the Southwestern edge of the Achankovil Shear Belt, South India. Constraints on Gondwana reconstructions. A reply.- *J. Geol.* 106, 110-114.
- Sambasiva Rao, V.V., Sreenivas, B., Balaram, V., Govil, P.K., Srinivasan, R., 1999. The nature of the Archean upper crust as revealed by the geochemistry of the Proterozoic shales of the Kaladgi basin, Karnataka, southern India.- *Precambrian Res.* 98, 53-65.
- Santosh, M., Drury, S.A., 1988. Alkali granites with Pan-African affinities from Kerala, South India.- *J. Geol.* 96, 616-626.
- Santosh, M., Iyer, S.S., Vasconcellos, M.B.A., Enswiler, J., 1989. Late Precambrian plutons in southwest India: geochronological and rare earth element constraints on Pan-African magmatism.- *Lithos* 24, 65-79.
- Santosh, M., 1991. Role of CO₂ in granulite petrogenesis: evidence from fluid inclusions.- *J. Geosciences Osaka City Univ.* 34, 1-53.
- Schaltegger, U., Fanning, C.M., Günther, D., Maurin, J.C., Schulmann, K., Gebauer, D., 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade metamorphism: conventional and in-situ U-Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 134, 186-201.
- Schleicher, H., Todt, W., Viladkar, S.G., Schmidt, F., 1997. Pb/Pb age determinations on Newania and Sevathur carbonatites of India: Evidence for multi-stage histories.- *Chem. Geol.* 140, 261-273.
- Schleicher, H., Kramm, U., Pernicka, E., Schidlowski, M., Schmidt, F., Subramanian, V., Todt, W., Viladkar, S.G., 1998. Enriched subcontinental upper mantle beneath Southern India. Evidence from Pb, Nd, Sr and C-O Isotopic studies on Tamil Nadu Carbonatites.- *Jour. Petrol.* 39, 10, 1765-1785.
- Schmidt, D.L., Hadley, D.G., Stoesser, D.B., 1979. Late Proterozoic crustal history of the Arabian shield, southern Najd Province, Kingdom of South Arabia.- In: Tahoun, S.A. (Ed.): *Evolution and Mineralization of the Arabian-Nubian Shield, Vol.2*, 41-58, Pergamon, New York.
- Sengupta, S., Corfu, F., Mc Nutt, R.H., Paul, D.K., 1996.- Mesoarchean crustal history of the eastern Indian Craton – Sm-Nd and U-Pb isotopic evidence.- *Precambrian Res.* 77, 17-22.
- Shand, S.J., 1951. *Eruptive rocks*.- Wiley, New York.
- Shaw, D.M., 1972. The origin of the Aspley Gneiss, Ontario.- *Can. J. Earth Sci.* 9, 18-35.
- Shaw, R.K., Arima, M., Kagami, H., Fanning, C.M., Shiraishi, K., Motoyoshi, Y., 1997. Proterozoic events in the Eastern Ghats Granulite Belt, India: Evidence from Rb-Sr, Sm-Nd systematics and SHRIMP dating.- *J. Geol.* 105, 645-656.
- Sheraton, J.W., Tindle, A.G., Tingey, R.J., 1996. Geochemistry, Origin and tectonic setting of granitic rocks of the Prince Charles Mountains, Antarctica.- *AGSO J. Australian Geol. Geoph.* 16, 345-370.
- Sheraton, J.W., Tingey, R.J., Black, L.P., Offe, L.A., Ellie, D.J., 1987. Geology of an unusual Precambrian high-grade metamorphic terrane – Enderby Land and western Kemp Land, Antarctica.- *Bureau Mineral Resources Australia Bulletin* 223.
- Shiraishi, K., Ellis, D.J., Hiroi, Y., Fanning, C.M., Motoyoshi, Y., Nakai, Y., 1994. Cambrian

- orogenic belt in East Antarctica and Sri Lanka; implications for Gondwana assembly.- *J. Geol.* 102, 47-65.
- Shiraishi, K., Ellis, D.J., Fanning, C.M., Hiroi, Y., Kagami, H., Motoyoshi, Y., 1997. Re-examination of the metamorphic and protolith ages of the Rayner Complex, Antarctica: evidence for the Cambrian (Pan-African) regional metamorphic event.- In: Ricci, C.A. (Ed.): *The Antarctic Region: Geological Evolution and Processes.*- Terra Antarctica Publication, Siena, 79-88.
- Silver, L.T., Deutsch, S., 1963. Uranium-lead isotopic variations in zircons: A case study.- *J. Geol.* 71, 721-758.
- Simmat, R., Raith, M., 1998. EPMA monazite dating of metamorphic events in the Eastern Ghats Belt of India.- *Beih. European J. Min.* 10, 1, 276.
- Sinha, K.A., Glover, L., 1978. U/Pb systematics of zircons during dynamic metamorphism.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 66, 305-310.
- Spooner, C.F., Fairbairn, H.W., 1970. Strontium 87/Strontium 86 initial ratios in pyroxene granulite terrains.- *J. Geophys. Res.* 75, 6706-6713.
- 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?- *Journ. Geol. Soc. India*, 26, 62-83.
- Srikantappa, C., Prakash Narashima, K.N., Raith, M., 1988. Retrograde charnockite-gneiss relations in southern India.- *J. Geol. Soc. India* 31, 147-148.
- Srikantappa, C., Prakash Narasimha, K.N., 1990. Retrogression of Charnockites in Moyar Shear Zone, Tamil Nadu, India.- *Mem. Geol. Soc. India* 11, 117-124.
- Srikantappa, C., Jagannathappa, Sathish, P.N., 1990a. P-T-Xf-condition during granulite facies metamorphism around Madukkarai, Tamil Nadu.- *Abstract Indian Geol. Congress, Bangalore*, 167.
- Stacey, J.S., Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model.- *Earth. Planet. Sci. Lett.* 26, 207-221.
- Stähle, H.-J., Raith, M., Hoernes, S., Delfs, A., 1987. Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, southern India.- *J. Petrol.* 28, 803-834.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359-362.
- Stern, R.J., 1994. Arc assembly and continental collision in the Neoproterozoic East African Orogen: implications for the consolidation of Gondwana.- *Annual Rev. Earth Planet. Sci.* 22, 319-351.
- Streckeisen, A., 1974. Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks.- *Geol. Rundschau* 63, 2, 773-786.
- Taylor, P.N., Chadwick, B., Moorbath, S., Ramakrishnan, M., Viswanathan, M.N., 1984. Petrography, chemistry and isotopic ages of Peninsular Gneiss, Dharwar acid volcanic rocks and Chitradurga granite with special reference to the late Archaean evolution of the Karnataka craton, southern India.- *Precambrian Res.* 23, 349-375.
- Taylor, P.N., Chadwick, B., Friend, C.R.L., Ramakrishnan, M., Moorbath, S., Viswanathan, M.N., 1988. New age data on the geological evolution of southern India. Workshop on the Deep Continental Crust of South India.- *J. Geol. Soc. India* 31, 155-158.
- Thöni, M., Miller, C., 1996. Garnet Sm-Nd data from the Saualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria); chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history.- *J. Met. Geol.* 14, 4, 453-466.
- Tilton, G.R., 1960. Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages.- *J. Geophys. Res.* 68, 4823-4846.
- Tucker R.D., Ashwal L.D., Handke M.J., Hamilton M.A., Le Grange M., Rambelosen R.A., 1999. U-Pb geochronology and isotope geochemistry of the Archaean and Proterozoic rocks of north-central Madagascar.- *J. Geol.* 107, 2, 135-153.
- Tullis, J., Yund, R.A., 1985. Dynamic recrystallisation of feldspar: A mechanism for ductile shear zone formation.- *Geology* 13, 238-241.

- Tullis, J., Yund, R.A., 1991. Diffusional creep in feldspar aggregates: experimental evidence.- *J. Struct. Geol.* 13, 987-1000.
- Vachette, M., Hottin, G., 1976. Ages voisins de 2700 Ma pour des gneiss de Maevatanana et d'Andriba et pour des granites associés – Rejeunissement panafricain de gneiss d'Andriba, de migmatites et de charnockites (NW de Madagascar).- *C.R. Acad. Sci. Paris* 282, 1233-1236.
- Vance, D., O'Nions, R.K., 1990. Isotopic chronometry of zoned garnets, growth kinetics and metamorphic histories.- *Earth Planet. Sci. Lett.* 97, 227-240.
- Villa, I.M., 1998. Isotopic closure.- *Terra Nova* 10, 42-47.
- Wasserburg, G.J., Jacobsen, S.B., DePaolo, D.J., McCulloch, M.T., Wen, T., 1981. Precise determinations of Sm/Nd ratios, Sm and Nd isotopic abundances in standard solutions.- *Geochim. Cosmochim. Acta* 45, 2311-2323.
- Wang, X.D., Soderlund, U., Lindh, A., Johansson, L., 1998. U-Pb and Sm-Nd dating of high-pressure granulite- and upper amphibolite facies rocks from SW Sweden.- *Precambrian Res.* 92, 4, 319-339.
- Wayne, D.M., Sinha, K.A., 1988. Physical and chemical response of zircons to deformation.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 98, 109-121.
- Weast, R.C., 1996. Handbook of chemistry and physics – A ready-reference book of chemical and physical data.- CRC Press Inc., 67. Ausgabe, Boca Raton, Florida.
- Weber, B., 1998. Die magmatische und metamorphe Entwicklung eines kontinentalen Krustensegments: Isotopengeochemische und geochronologische Untersuchungen am Mixtequita-Komplex, Südostmexiko.- *Diss.-Schrift, Münchner Geol. Hefte A24*, Universität München.
- Weber, B., Köhler, H., 1999. Sm-Nd, Rb-Sr and U-Pb geochronology of a Grenville Terrane in Southern Mexico: Origin and geological history of the Guichocovi Complex.- *Precambrian Res.* 96, 245-262.
- 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 Abstr.* 3, 507-508.
- Wendt, J.I., 1993. Early Archean crustal evolution in Swaziland, Southern Africa, as reviewed by combined use of zircon geochronology, Pb-Pb- and Sm-Nd-systematics.- *Diss.-Schrift, Universität Mainz*.
- Wendt, J.I., Kroener, A., Fiala, J., Todt, W., 1994. Evidence from zircon dating for existence of approximately 2.1 Ga old crystalline basement in southern Bohemia, Czech Republic.- *Geol. Rundschau* 82, 1, 42-50.
- Wetherill, G.S., 1956. Discordant uranium lead ages, *Int. Trans. Am. Geophys. Union* 37, 320-326.
- Wetherill, G.S., 1963. Discordant uranium lead ages, II: discordant ages resulting from diffusion of lead and uranium.- *J. Geophys. Res.* 68, 2957-2965.
- Wickham, S.M., Janardhan, A.S., Stern, R.J., 1994. Regional carbonate alteration of the crust by mantle-derived magmatic fluids, Tamil Nadu, south India.- *J. Geol.* 102, 379-398.
- Williams, L.S., Compston, W., Black, L.P., Ireland, T.R., Foster, J.J., 1984. Unsupported radiogenic lead in zircon: a cause of anomalously high Pb-Pb, U-Pb and Th-Pb ages.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 88, 322-327.
- Windley, B.F., Razafiniparany, A., Razakamanana, T., Ackermann, D., 1994. Tectonic framework of the Precambrian of Madagascar and its Gondwana connections: A review and reappraisal.- *Geol. Rundschau* 83, 642-659.
- Windley, B.F., Collins, A.S., Kröner, A., Whitehouse, M., 1999. The Neoproterozoic suture zone of eastern Gondwana from Arabia to Madagascar and India: a transect through the continental crust.- *EUG X, J. Conf. Abs.* 4, 104.
- Yoshida, M., Funaki, M., Vitanage, P.W., 1992. Proterozoic to mesozoic East Gondwana: the juxtaposition of India, Sri Lanka and Antarctica.- *Tectonics* 11, 381-391.
- Yoshida, M., Santosh, M., 1996. Southernmost Indian Peninsula and the Gondwanaland.- *Gondwana Res. Group Mem.* 3, 15-24.

- York, D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors.- *Earth. Planet. Sci. Lett.* 5, 320-324.
- Young, D.N., Black, L.P., 1991. U-Pb dating of Proterozoic igneous charnockites from the Mawson Coast, East Antarctica.- *Antarctic Sci.* 2, 205-216.
- Yund, R.A., Tullis, J., 1991. Compositional changes of minerals associated with dynamic recrystallisation.- *Contrib. Mineral. Petrol.* 108, 346-355.
- Zhou, B., Hensen, B.J., 1995. Inherited Sm/ Nd isotope components preserved in monazite inclusions within garnets in leucogneiss from East Antarctica and implications for closure temperature studies.- *Chem. Geol.* 121, 1-4, 317-326.

Lebenslauf

Persönliche Daten

Birgit Meißner, geboren am 16.04.1970 in München

Schulbildung

1976 – 1980 Grundschule München
1980 – 1989 neusprachliches Gymnasium München
Juni 1989 Allgemeine Hochschulreife

Studium

1990 – 1996 Studium der Geologie/Paläontologie an der Ludwig-Maximilians-Universität München
Juni 1996 Diplom in Geologie/Paläontologie
1997 –2000 Promotionsstudiengang in Geologie/Paläontologie an der Ludwig-Maximilians-Universität München
Juli 97 - Sept 99 Graduiertenstipendium der Universität München

Berufstätigkeit

1990 – 1996 Studentische Hilfskraft der Ludwig-Maximilians-Universität, der Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung und der Bayerischen Forstlichen Versuchs- und Forschungsanstalt, München
Jan 94 – März 94 freie Mitarbeiterin bei Fa. Frank, Kraft & Partner, München
Okt 94 – Mai 97 Mitarbeiterin beim Flüchtlingsamt der Stadt München
Okt 97 – Aug 99 Wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Mineralogie, Petrologie und Geochemie der Ludwig-Maximilians-Universität, München
Okt 99 - März 01 Wissenschaftliche Angestellte am Institut für Mineralogie, Petrographie und Geochemie der Ludwig-Maximilians-Universität München

