

**Geochemische Untersuchungen an Gesteinen aus  
Karbonatit-Pyroxenit-Syenit-Komplexen  
in Tamil Nadu, Südindien –  
Wechselbeziehungen und Stoffaustauschprozesse**

**Dissertation**

Zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften im Fachbereich  
Geowissenschaften  
der Universität Hamburg

vorgelegt von  
**Andrea Möller**  
aus Düsseldorf

Hamburg  
2004

Als Dissertation angenommen vom  
Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg  
aufgrund der Gutachten

von Prof. Dr. H. Schleicher  
und Prof. Dr. R. Vinx

Hamburg, den 28.01.2004

Prof. Dr. H. Schleicher  
Dekan des Fachbereichs Geowissenschaften

## Ich möchte mich herzlich bedanken

bei allen, die mir durch ihr Interesse, ihre Tipps und konkrete Hilfe bei der Durchführung der Untersuchungen, die zur Erstellung dieser Arbeit führten, geholfen haben.

Mein ganz besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. Helmut Schleicher für die Überlassung des Themas, für seinen vielseitigen fachlichen Rat und für die Möglichkeit, am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Hamburg und am HASYLAB/DESY wissenschaftlich zu arbeiten und meine Promotion vorbereiten zu können.

Herrn Prof. Dr. Roland Vinx danke ich sehr für sein Interesse und die Bereitschaft, die vorliegende Arbeit zu begutachten.

Herrn Dr. Wolfgang Todt vom Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz möchte ich meinen Dank aussprechen für die Durchführung von Pb-Isotopenanalysen, für die Möglichkeit eines Forschungsaufenthaltes am MPI in Mainz und die Betreuung während dieser Zeit sowie für sein stetes Interesse am Fortschritt dieser Arbeit.

Besonders danke ich auch Frau Dr. Ulrike Poller und Herrn Dr. Stefan Jung vom MPI in Mainz für ihre wertvollen Hilfestellungen bei der Vorbereitung der Proben zur Isotopenanalyse, der Arbeit im staubfreien Labor und am Massenspektrometer.

Herrn Dr. Thorsten Geisler-Wierwille verdanke ich die Anregung, chemische Datierungen an Monaziten mit der EMS durchzuführen, die im Endeffekt einen wertvollen Beitrag dieser Arbeit darstellen. Ich danke Thorsten sehr, dass er einen großen Teil der Analytik und Auswertung übernommen hat und mir zudem bei Veröffentlichungen immer hilfreich zur Seite stand.

Für die Betreuung während des Geländeaufenthaltes in Indien und die einführende Geländeexkursion danke ich Herrn Prof. Dr. S.G. Viladkar vom Geology Department des St. Xavier's College in Mumbai und Dr. V. Subramanian vom State Geological Survey in Tamil Nadu. Insbesondere habe ich mich sehr gefreut, dass ein ständiger Kontakt und Austausch über den Fortschritt dieser Arbeit mit Herrn Prof. Viladkar, der mir viele Informationen und Tipps zukommen ließ, stattfand.

Im Zusammenhang mit dem Aufenthalt in Indien danke ich dem Geological Survey im Dharmapouri District, den Mitarbeitern der Tamin Vermiculite Mines (Tamil Nadu Minerals Limited) und Herrn Prof. Dr. Mohan, Direktor des Geology Department der Universität Madras für die Kooperation. Besonders danke ich auch Melroy Borges und unzähligen indischen Helfern, die sich immer gerne bereit zeigten die Probenentnahme tatkräftig zu unterstützen.

Bei Herrn Dr. Thomas Tschentscher, Herrn Dr. Gerald Falkenberg und Frau Dr. Karen Rickers vom HASYLAB/DESY möchte ich mich für die sehr gute Betreuung am Messplatz des Strahl L und jegliche erdenkliche Hilfestellung im HASYLAB bedanken.

Dieser Dank schließt auch Herrn Dr. Daniel Bessette ein, der mir durch seine Bereitschaft, an meinen ersten Messsitzungen teilzunehmen und mich in die komplizierten Auswertverfahren einzuweisen eine große Hilfe war.

Ein weiterer Dank gilt Herrn Peter Stutz für die Präparation von Dünnschliffen für die EMS und die doch etwas aufwendigere, aber stets schnelle und vorzügliche Herstellung der speziellen Dünnschliffe für die SRXRF-Analysen.

Frau B. Cornelisen danke ich herzlich für die Durchführung von zahlreichen EMS-Analysen, Herrn Dr. B. Stütze und seinem Team vom Geochemischen Labor der Universität Hamburg sei gedankt für die Durchführung der RFA-Gesamtgesteinsanalysen.

Für ihre Kollegialität und Hilfsbereitschaft und die freundschaftliche Atmosphäre am MPI danke ich insbesondere Isabel, Thomas, Carsten und Reinhardt.

Ole und Marco danke ich für's Korrekturlesen und überhaupt.

Nicht zuletzt möchte ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft für ihre finanzielle Unterstützung während meiner dreijährigen Beschäftigung am Mineralogisch-Petrographischen Institut in Hamburg danken.

	Seite
<b>1. Einleitung</b>	<b>1</b>
1.1 Stand der Karbonatitforschung	3
1.2 Zur Karbonatitnomenklatur	5
1.3 Forschung an Alkali-Karbonatit-Komplexen in Tamil Nadu	6
<b>2. Geologie und Petrographie</b>	<b>9</b>
2.1 Indien im großtektonischen Zusammenhang	9
2.2 Das Präkambrium Indiens	11
2.3 Die Geologie Südindiens	13
2.3.1 Der Dharwar Kraton und das Southern Granulite Terrain (SGT)	13
2.3.2 Das Cauvery-Scherzonen-system (CSS)	15
2.3.3 Alkalimagmatismus in Südindien	16
2.4 Geologie der Untersuchungsgebiete	19
2.4.1 Die Komplexe Sevathur und Samalpatti	19
2.4.2 Der Komplex Pakkanadu	24
2.4.3 Geländebeobachtungen und Tektonik	25
2.4.3.1 Sevathur und Samalpatti	25
2.4.3.2 Pakkanadu	30
2.5 Petrographie	34
2.5.1 Karbonatite	34
2.5.2 Pyroxenite	40
2.5.3 Syenite	43
2.5.4 Kalksilikatgesteine	45
<b>3. Analytik</b>	<b>47</b>
3.1 Probenaufbereitung	47
3.2 RFA- und EMS-Analysen	47
3.4 Isotopenanalysen	48
3.4 Röntgenfluoreszenzanalyse mit Synchrotronstrahlung (SRXRF)	49
3.4.1 Der SRXRF-Messplatz im HASYLAB	49
3.4.2 Aufnahme der Spektren	50
3.4.3 Quantifizierung der Elementgehalte	51
3.4.4 Nachweisgrenzen und Fehlerquellen	52

<b>4. Geochemie</b>	<b>54</b>
<b>4.1 Gesamtgesteinschemie</b>	<b>54</b>
4.1.1 Karbonatite	54
4.1.2 Syenite	60
4.1.3 Pyroxenite	66
<b>4.2 Mineralchemie</b>	<b>69</b>
4.2.1 Karbonate	70
4.2.2 Apatite	72
4.2.3 Olivine	76
4.2.4 Glimmer	78
4.2.5 Pyroxene	81
<b>5. Geochronologie und Isotopengeochemie</b>	<b>85</b>
<b>5.2 Datierungen an Monaziten</b>	<b>85</b>
<b>5.3 Isotopenuntersuchungen</b>	<b>88</b>
<b>6. Diskussion</b>	<b>92</b>
<b>6.1 Petrologische Entwicklung der Karbonatitmagmen</b>	<b>92</b>
<b>6.2 Wechselbeziehungen</b>	<b>99</b>
6.2.1 Kontamination des Karbonatits der Lokalität Paddemannur	99
6.2.2 Fenitisierung der Pyroxenite	104
6.2.3 Heterogenitäten bei Syeniten	108
<b>6.3 Strukturelle und chronologische Zusammenhänge</b>	<b>112</b>
<b>7. Zusammenfassung</b>	<b>114</b>
<b>Literatur</b>	<b>115</b>
<b>Anhang</b>	<b>127</b>
A1 Abkürzungen	127
A2 Gesamtgesteinsdaten	128
A3 Mineralanalysen	138
A3.1 Standards (SRXRF)	138
A3.2 Wiederholungsmessungen (SRXRF)	139
A3.3 Mineraldaten (SRXRF + EMS)	140
A3.4 Mineraldaten (EMS)	148
A3.5 Monazitdaten (EMS)	153

## **1. Einleitung**

Das Thema der vorliegenden Arbeit ergab sich aufgrund der Ergebnisse der von Schmidt (1996) durchgeführten Untersuchungen. Hierbei handelte es sich um ein isotopengeochemisches Forschungsvorhaben mit dem Ziel, einen Überblick über die Variationen der isotopischen Zusammensetzungen von Karbonatiten und damit der Mantel-Reservoir im Bereich des Indischen Subkontinents zu erlangen (Schmidt, 1996; Schleicher et al., 1997; Schleicher et al., 1998).

Um nun weitergehende Fragestellungen, die die Genese von Karbonatiten und ihre Beziehungen zu den meist assoziierten Alkaligesteinen sowie zu den Nebengesteinen betreffen, zu diskutieren, wurde im Rahmen dieser Arbeit ein räumlich enger eingegrenzter Bereich des Indischen Subkontinents gewählt.

Detaillierte Geländeuntersuchungen sowie Gesteinsbeprobungen sollten in den drei Karbonatit-Pyroxenit-Syenit-Komplexen Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu im südindischen Bundesstaat Tamil Nadu durchgeführt werden.

Von besonderem Interesse waren neben der petrologischen Entwicklung der Karbonatitmagmen die strukturellen und chronologischen Zusammenhänge der magmatischen Einheiten untereinander sowohl in den jeweiligen Lokalitäten als auch im Gesamtkomplex. Hierbei sollte auch die Möglichkeit einer metamorphen Überprägung in Betracht gezogen und überprüft werden.

Im Zeitraum vom 28.01.1999 bis 04.03.1999 fand im Rahmen dieser Arbeit ein Aufenthalt in Tamil Nadu/Südindien statt, der intensiven geologischen Geländeuntersuchungen sowie der Probennahme in den Arbeitsgebieten Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu (Tamil Nadu State, Dharmapouri und Mettur Districts) diente. Insgesamt wurden 110 Gesteinsproben genommen. Der Großteil konzentriert sich auf Karbonatite, wobei darauf geachtet wurde Varietäten mit unterschiedlichem Mineralbestand sowie Proben aus den Kontaktbereichen zum Nebengestein zu erhalten. Ebenso wurden Pyroxenite, Syenite und Kalksilikatgesteine beprobt und das Spektrum der vorkommenden Xenolithe aufgenommen. Von sechs Syeniten unterschiedlicher Varietät bzw. verschiedener Lokalitäten konnten größere Mengen (10-15 kg) Probenmaterial zur Durchführung von Gesamtgesteins- und Mineraldatierungen gewonnen werden.

Die Proben wurden anschließend am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Hamburg petrographisch untersucht sowie für die geplanten Gesamtgesteinsanalysen, die Mikroanalytik und die Isotopenuntersuchungen aufbereitet.

Die vorliegende Arbeit gliedert sich folgendermaßen: Nach einer Einführung, die sich mit der Karbonatitforschung im Allgemeinen und speziell in Tamil Nadu beschäftigt, gibt Kapitel 2 zunächst einen Überblick über den geologischen Rahmen Indiens bzw. Südindiens, um dann detaillierter auf die Geologie und Petrographie der Arbeitsgebiete Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu einzugehen. Es folgt anschließend ein Kapitel (3) über die verwendeten Analysemethoden, das sich vorwiegend mit der Erläuterung der bisher noch selten verwendeten Röntgenfluoreszenzanalyse mit Synchrotronstrahlung (SRXRF) sowie der Auswertung der so gewonnenen Daten befasst. Kapitel 4 beschreibt die Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen, Kapitel 5 geht auf die geochronologischen und isotopengeochemischen Ergebnisse ein. In Kapitel 6 erfolgt die Diskussion der Resultate im Hinblick auf die Eingangsfragestellung. Abschließend findet sich in Kapitel 7 eine Zusammenfassung der vorliegenden Arbeit. Im Anhang sind die einzelnen Analysedaten dokumentiert.

## **1.1 Stand der Karbonatitforschung**

Karbonatite sind magmatische Gesteine mit einem primären Karbonatgehalt von über 50 Volumen-% (Streckeisen, 1980). Sie treten sowohl intrusiv als auch extrusiv auf und sind meist mit Alkaligesteinen und/oder ultrabasischen Gesteinen vergesellschaftet.

Aufgrund der Untersuchungen von stabilen Isotopen (z. B. Deines, 1989; Keller & Hoefs, 1995) sowie von Pb-, Sr- und Nd-Isotopenzusammensetzungen (z. B. Nelson et al., 1988; Bell & Blenkinsop, 1989) gilt der Erdmantel als Herkunftsreservoir für Karbonatite als gesichert. Hier wurden sowohl lithosphärische als auch asthenosphärische Quellen identifiziert (Harmer et al., 1998; Simonetti et al., 1998).

Die Karbonatitgenese bzw. die magmatologische Entwicklung karbonatitischer Magmen und ihre Beziehung zu den meist assoziierten Alkalikomplexen wird seit vielen Jahren kontrovers diskutiert. Es scheint nun allerdings eine Einigung dahingehend zu geben, dass Karbonatite durch unterschiedliche Mechanismen entstehen können.

Allgemein können zwei Hauptentstehungsmodelle unterschieden werden. Zum einen gibt es das Modell der Bildung einer primären Karbonatitschmelze als Produkt einer partiellen Aufschmelzung eines metasomatisch überprägten (karbonatisierten) Peridotits (z. B. McKenzie, 1985; Wallace & Green, 1988; Gittins, 1989). Zum anderen gibt es Modelle der Bildung sekundärer Karbonatitschmelzen durch magmatische Differentiationsprozesse. Hierzu gehören u.a. die fraktionierte Kristallisation einer karbonatisierten alkalibetonten Silikatschmelze (z. B. Wallace & Green, 1988; Wyllie & Lee, 1998) und die Trennung nicht mischbarer Teilschmelzen aus einer karbonatisierten Silikatschmelze, unter dem Begriff „liquid immiscibility“ bekannt (z. B. Kjarsgaard et al., 1995; Brooker, 1998).

Der weitaus größte Teil der Karbonatite und Alkalikomplexe tritt in intrakontinentalen Bereichen auf, d. h. in Extensionsregimen wie frühorogenen Riftzonen (z. B. Kanadische Cordillera, Pell & Höy, 1989) oder spät- bis postorogenen Stadien (z. B. Marinkas Quellen Karbonatit-Komplex, Smithies & Marsh, 1998). Meist sind sie mit krustalen Schwächezonen in Verbindung zu bringen (Woolley, 1989). Daneben sind jedoch auch ozeanische (z. B. Kapverdische Inseln, Kogarko, 1993) und möglicherweise Plume-artige Vorkommen bekannt wie z. B. der Karbonatit von Amba Dongar im zentralen Teil der indischen Dekkan Provinz, der mit dem Réunion-Plume in Verbindung gebracht wird (Simonetti et al., 1995).

Obwohl Karbonatite volumenmäßig eher unbedeutend sind, bietet ihr räumlich (alle Kontinente) und zeitlich (2,7 Ga bis rezent) weitgefächertes Auftreten jedoch wertvolle Einblicke in die Zusammensetzung des Erdmantels.

Ihre typischerweise hohen Sr- und SEE-Gehalte (speziell LSEE) sind ein genereller Vorteil, um die isotopischen Charakteristika des Subkontinentalen Mantels zu untersuchen, da eine mögliche krustale Kontamination die primären Isotopien nicht beeinflusst (Bell & Blenkinsop, 1987; Schleicher et al., 1990; Simonetti et al., 1995).

## 1.2 Zur Karbonatitnomenklatur

Nach den Empfehlungen der IUGS Subcommission zur Systematik der magmatischen Gesteine (Streckeisen, 1980) werden Karbonatite in vier Klassen unterteilt, abhängig davon, welche Karbonatphase vorherrschend ist:

- a) Calcitkarbonatit (Sövit: grobkörnig, Alvikit: mittel- bis feinkörnig)
- b) Dolomitkarbonatit (Beforsit)
- c) Ferrokarbonatit (vorwiegend aus eisenreichen Karbonaten bestehend)
- d) Natrokarbonatit (vorwiegend aus Na-K-Calciumkarbonaten bestehend, bisher nur vom aktiven Vulkan Oldoinyo Lengai in Tansania bekannt)

Die Bezeichnung des Dolomitkarbonatits als Beforsit ist in dieser Klassifikation unlogisch, da Beforsit (nach Eckermann, 1948) äquivalent dem Alvikit der feinkörnigen Variante des Dolomitkarbonatits entspricht. Für grobkörnigen Dolomitkarbonatit wurde von Brögger (1921) die Bezeichnung Rauhaugit eingeführt. Woolley & Kempe (1989) raten, da die meisten Karbonatite grobkörnig ausgebildet sind, zu einer Vermeidung der Begriffe Sövit, Alvikit, Rauhaugit und Beforsit.

Woolley (1982) sieht einige weitere Probleme bei diesem Klassifikationsschema für Karbonatite. Das Hauptproblem liegt darin, dass Karbonatite nicht selten aus zwei oder mehreren Karbonatphasen bestehen, deren modale Anteile nicht einfach bestimmt werden können. Auch bei vorliegenden EMS-Daten ist die Unterscheidung bzw. die modale Bestimmung der jeweiligen Karbonate oft aufgrund intensiver Verwachsungen und komplizierter Entmischungsstrukturen schwierig (Woolley & Kempe 1989). Sofern die Karbonatmineralogie nicht bekannt, ist schlägt Woolley (1982) daher eine Klassifikation der Karbonatite aufgrund ihres Gesamtgesteinschemismus im System CaO-MgO-(FeO+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MnO) vor (s. Kapitel 4.1.1). Im Rahmen der Untersuchungen dieser Arbeit werden die Bezeichnungen Calcitkarbonatit und Dolomitkarbonatit verwendet, die zum Teil auf Mineralanalysen, zum Teil auf Gesamtgesteinsanalysen basieren. Das Vorkommen von Ferrokarbonatit konnte aufgrund der hier durchgeführten Untersuchungen nicht bestätigt werden.

### **1.3 Forschung an Alkali-Karbonatit-Komplexen in Tamil Nadu**

Im südindischen Bundesstaat Tamil Nadu sind einige Karbonatitvorkommen bekannt, die typischerweise mit Syeniten und Pyroxeniten, teilweise auch mit Duniten vergesellschaftet sind und mit diesen in präkambrischen Granulitmassiven auftreten. Im Rahmen dieser Arbeit fanden Untersuchungen an Gesteinen der Karbonatit-Syenit-Pyroxenit-Komplexe Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu statt. Der Sevathur-Komplex wird in der älteren Literatur auch als Koratti-Komplex bezeichnet. Der Samalpatti-Komplex, der ein wesentlich größeres Areal umfasst, gliedert sich noch einmal in mehrere Lokalitäten (s. Abb. 2.9). Die Untersuchungen im Samalpatti-Komplex fanden vorwiegend an Gesteinen aus der Umgebung der Lokalität Paddemannur statt, die von Subramanian (1983) auch Podar genannt wird. Des Weiteren wurden Proben aus den Lokalitäten Jogipatti, Kodamandapatti, Olapatti, Pallasulakarai und Onnakarai analysiert bzw. Daten von Schleicher et al. (1998) hinzugezogen. Neben dem Pakkanadu-Komplex, der bisher wenig untersucht wurde, werden in der Literatur einige weitere Karbonatitvorkommen in Tamil Nadu erwähnt z. B. Hogenakal (Srinivasan, 1973 und 1977), Ariyalur (Grady, 1971), Kambamettu (Belakrishnan et al., 1985) und Mulakkadu (Sukumaran & Ramanathan, 1990).

Deans & Powell (1968) untersuchten als erste Spurenelemente und Sr-Isotope an Karbonatiten aus Indien und Pakistan. Hierbei stuften sie Proben aus dem Sevathur-Komplex als Karbonatite ein. Neben Udas & Krishnamurthy (1970), und Krishnamurthy (1977), die die Karbonatite von Sevathur und Jogipatti aus dem Samalpatti-Komplex beschreiben, geben Borodin et al. (1971) eine petrographische, mineralogische und geochemische Beschreibung der Karbonatitvorkommen von Sevathur und Samalpatti mit einem Hauptfokus auf dem Sevathur-Komplex und der Lokalität Jogipatti aus dem Samalpatti-Komplex. Sie bringen das Auftreten von Syeniten und Karbonatiten mit einem in NE-SW-Richtung verlaufenden Störungssystem (Grady, 1971; s. auch Kap. 2.3.2) in Verbindung, welches sie als prä-existent, tiefgreifend und durch Rifting verursacht beschreiben. Des Weiteren vermuten sie eine tektonische Reaktivierung des Störungssystems nach der Karbonatitintrusion zumindest im Gebiet des Sevathur-Komplexes.

Borodin et al. (1971) stellen für den Sevathur-Komplex eine Einteilung der Karbonatite in Dolomitkarbonatit (Beforsit), welcher von den Autoren aufgrund des höheren Fe-Gehalts des Dolomits auch als „para-ankerite carbonatite“ bezeichnet wird, Calcit-Dolomitkarbonatit, Calcitkarbonatit und „Calcit-Pyroxen-Glimmer-Gesteine“ auf. Mit letzteren meinen sie

einerseits sowohl die Kontaktgesteine des Karbonatits als auch andererseits metasomatisch veränderte Restite von Silikatgesteinen innerhalb des Karbonatits (Xenolithe). Subramanian et al. (1978) und Subramanian (1983), die ebenso detaillierte Beschreibungen der Karbonatite des Sevathur- und des Samalpatti-Komplexes geben, beschreiben das Vorkommen von „silico-carbonatites“ bzw. „wollastonite carbonatites“ mit einer Mineralparagenese von u.a. Diopsid, Granat und Wollastonit. Borodin et al. (1971), bezeichnen Gesteine mit dieser Paragenese jedoch als „crystalline limestones“, welchen im Gegensatz zu den Karbonatiten kein eindeutiger intrusiver Charakter nachweisbar ist und zudem die „karbonatittypischen“ Minerale wie z. B. Magnetit, Apatit und Alkali-Amphibole fehlen. Untersuchungen von Schleicher et al. (1998) an Gesteinen mit vergleichbarer Mineralvergesellschaftung weisen diese eindeutig Kalksilikatgesteine aus (s. Kapitel 2.5.1). Viladkar & Subramanian (1995) sprechen in ihrer Einteilung der Karbonatite des Sevathur-Komplexes auch von „silico sövites“ und meinen hiermit Karbonatite, die einen erhöhten Silikatmineralanteil von 5 % bis >20% aufweisen. Subramanian (1983) erwähnt zudem ein auf die Lokalität Jogipatti beschränktes Vorkommen von „benstonite carbonatite“, einem an Benstonit (Barium-Calcium-Karbonat) reichen Karbonatit.

Uneinigkeit besteht bei der magmatologischen Entwicklungsgeschichte des Karbonatits aus dem Sevathur-Komplex. Während Udas & Krisnamurthy (1970) von einer primären Intrusion von Calcitkarbonatit mit einer späteren Überprägung durch Dolomitkarbonatit ausgehen, postulieren Borodin et al. (1971) eine hydrothermal verursachte Calcitisierung von primärem Dolomitkarbonatit. Untergeordnet treten nach Subramanian (1983) und Viladkar & Subramanian (1995) in Sevathur und Samalpatti ankeritische Karbonatite auf, die als letzte Phase der Gesamtintrusion angesehen werden (Viladkar & Subramanian, 1995).

Das Vorkommen von Karbonatit im Pakkanadu-Komplex wird von Borodin et al. (1971) und Subramanian (1983) erwähnt. Sie beschreiben eine regionaltektonische Überprägung des Karbonatits mit geringen Verfaltungen sowie dessen hohe Anreicherung an Monazit und Baryt. Weitere Untersuchungen des Pakkandu-Komplexes beschäftigen sich vorwiegend mit den dort vorkommenden Syeniten (Sukumaran & Ramanathan, 1990 und 1996).

Nach Ratnakar & Leelanandam (1989) gehören die Karbonatit-Komplexe Tamil Nadus insgesamt gesehen einer Phase präkambrischen alkalibetonten Magmatismus im östlichen und südlichen Indien an, die sich über einen Zeitraum von ca. 1600 Ma bis 600 Ma erstreckte (s. Kapitel 2.3.3).

Die bisher veröffentlichten Altersdatierungen für Karbonatite, Syenite und Pyroxenite aus Tamil Nadu umfassen bis auf die Ausnahme des Karbonatits von Hogenakal einen relativ

engen Zeitraum zwischen 805 Ma und 700 Ma (z.B. Kumar & Gopalan, 1991; Schleicher et al., 1997; Miyazaki et al., 2000). Tabelle 1.1 gibt einen Überblick über die bisher veröffentlichten Altersdatierungen.

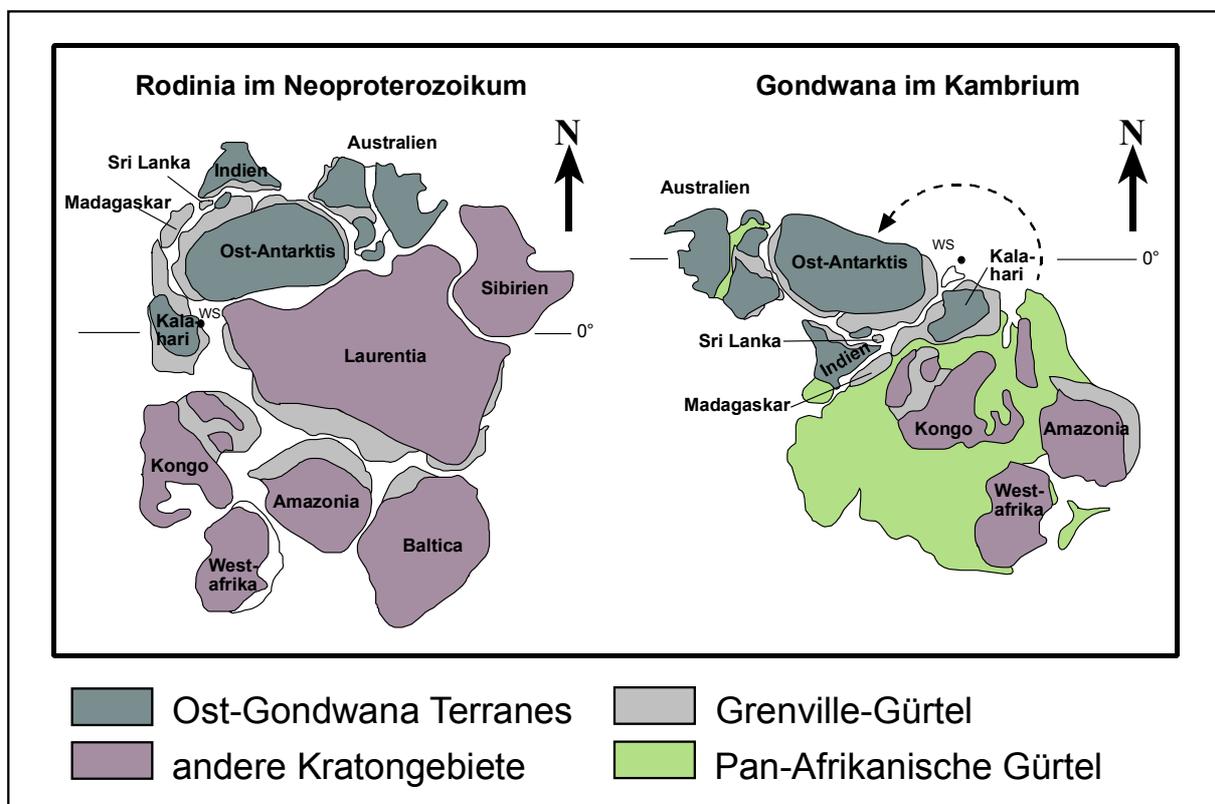
Alter [Ma]	Lokalität	Isotopensystem	Zitat
<b>Karbonatite</b>			
700 ± 30	Samalpatti	K-Ar (phlog)	Moralev et al. (1975)
771 ± 18	Sevathur	Rb-Sr (bio, phlog)	Kumar & Gopalan (1991)
805 ± 10	Sevathur	Pb/Pb (wr)	Schleicher et al. (1997)
2400 ± 150	Hogenakal	Sm-Nd (wr)	Kumar et al. (1998)
<b>Pyroxenite</b>			
720 ± 30	Sevathur	K-Ar (bio)	Deans & Powell (1968)
773 ± 13	Sevathur	Rb-Sr (bio)	Kumar & Gopalan (1991)
<b>Syenite</b>			
767 ± 8	Sevathur	Rb-Sr (wr)	Kumar et al. (1998)
756 ± 11	Sevathur	Rb-Sr (wr)	Miyazaki et al. (2000)
757 ± 32	Yelagiri	Rb-Sr (wr)	Miyazaki et al. (2000)

**Tab. 1.1:** Bisherige veröffentlichte Altersdatierungen an Gesteinen aus Alkali-Karbonatit-Komplexen in Tamil Nadu

## 2. Geologie und Petrographie

### 2.1 Indien im Großtektonischen Zusammenhang

Für die Rekonstruktion im Rahmen der Plattentektonik spielt Indien als Teil Ost-Gondwanas bereits im Präkambrium eine wichtige Rolle. Während der Grenville Orogenese (ca. 1,3-0,9 Ga) formierten sich vermutlich die Terrane Antarktis, Südostafrika, Indien, Sri Lanka, Madagaskar und Australien bereits wie in Abb. 2.1a dargestellt und bildeten als Ost-Gondwana einen Teil des Superkontinents Rodinia. Das Grenville-Ereignis ist in Indien im Eastern Ghats-Orogen nachgewiesen (Mezger & Cosca, 1999).



**Abb. 2.1:** Rekonstruktionsmodelle zur Kontinentverteilung nach Hoffman (1991) und Meißner (2001): Die relative Lage Indiens im Neoproterozoikum (ca. 750 Ma) und im Oberen Kambrium (ca. 500 Ma). Die Teilkontinente Ost-Gondwanas, welches bereits als Teil von Rodinia bestand, rotierten nach dem Auseinanderbrechen des Superkontinents vermutlich gegen den Uhrzeigersinn um einen Pol im Weddell-See (WS), bis es zur Kollision mit Afrika kam.

Im Verlaufe der Pan-Afrikanischen Orogenese (ca. 800-500 Ma) kam es zur Kollision zwischen Ost- und West-Gondwana (Abb. 2.1b). Der Mosambique-Gürtel wird als Suture der beiden Teilkontinente angesehen, da er mit Ophiolithen, Eklogiten und Glaukophanschiefern nachweisbar eine ehemalige Subduktionszone darstellt (Dalziel, 1991; Kröner, 1991). Diverse plattentektonische Rekonstruktionen zeigen Indien in einer Lage zwischen der Ost-Antarktis

und Madagaskar (z.B. Powell et al., 1989; Windley et al., 1994; Yoshida & Santosh, 1996). Das Auseinanderbrechen Gondwanas fand in drei Hauptepisoden statt (Storey, 1995). Ein initiales Rifting begann im frühen Jura (ca. 180 Ma) und führte zur Bildung eines Meeres zwischen Ost-Gondwana (Antarktis, Australien, Indien und Neuseeland) und West-Gondwana (Südamerika und Afrika).

Die zweite Episode ereignete sich vor ca. 130 Ma mit der Trennung der südamerikanischen Platte von der indisch-afrikanischen Platte und der indisch-afrikanischen Platte von der antarktischen Platte. Der Zeitpunkt des beginnenden Sea-Floor-Spreadings zwischen Indien und der Antarktis wird auf ca. 128-118 Ma datiert (Lawver et al., 1992). Das geraume Zeit andauernde Rifting wurde von intensivem Magmatismus in Ostindien, dem Kerguelen Plateau und Westaustralien begleitet. Die Rajmahal Basalte im Bengalischen Becken sind die bekanntesten der indischen Provinz (117-115 Ma; Baksi et al, 1987) und werden einerseits mit dem Kerguelen Hotspot (Duncan & Richards, 1991) andererseits mit dem Crozet Hotspot in Verbindung gebracht (Curry & Munasinghe, 1991).

Im Verlauf der späten Kreidezeit (ca. 100-90 Ma) schließlich trennten sich Australien und Neuseeland von der Antarktis, während das sich nordwärts bewegende Indien und das Sea-Floor-Spreading im zwischen Madagaskar und Indien gelegenen Mascarene Becken (80-63 Ma; White & McKenzie, 1989) zu einer Trennung Indiens von Madagaskar führte. Rekonstruktionen für die späte Kreidezeit zeigen für Madagaskar eine Lage über dem Marion Plume. Auf das Sea-Floor-Spreading im Mascarene Becken folgte ein weiteres Rifting, das den östlichen Teil des Somali Beckens bildete und zur Trennung Indiens von den Seychellen führte (White & McKenzie, 1989). Dieses Rifting war zeitgleich mit dem Auftreten der Dekkan Flutbasalte im westlichen Indien, welche die damalige Position des Réunion Plume markieren (69-65 Ma; Hooper, 1990). Die zeitliche Übereinstimmung zwischen Plume-induziertem Magmatismus und sowohl der Trennung Madagaskars als auch der Seychellen von Indien lassen vermuten, dass zumindest die Position des Auseinanderbrechens von Marion und Réunion Plume kontrolliert wurde (Storey et al., 1995).

## 2.2 Das Präkambrium Indiens

Das indische Basement (Abb. 2.2) besteht aus den vier archaischen Kernen Dharwar Kraton (3.6-2.5 Ga), Bastar Kraton (2.7 Ga), Singbhum Kraton (3.6-2.7 Ga) und Aravalli Kraton (3.3-1.9 Ga), welche als eigenständige kontinentale Fragmente angesehen werden (Rogers, 1986; Radhakrishna & Naqvi, 1986; Sengupta et al., 1996; Pandey & Agrawal, 1999; Mishra et al., 1999). Die Kratone sind durch das Godavari Rift, das Mahanadi Rift und durch das Narmada-Son Lineament voneinander abgegrenzt. Die tektonischen Strukturen entwickelten sich am Übergang Proterozoikum/Paläozoikum (Rogers, 1986). In den Grabenstrukturen sind Gondwana-Sedimente aufgeschlossen, das Mahanadi Rift und das Narmada-Son Lineament weisen Relikte alter Kollisionsgürtel auf (Rogers, 1986).

Innerhalb der Kristallingebiete befinden sich mehrere Beckenstrukturen, die mit nicht-metamorphen Sedimenten mittel- bis jungproterozoischen Alters gefüllt sind (z. B. Kaladgi und Cuddapah Supergroup,  $\leq 1.8$  Ga; Sambasiva Rao et al., 1999).

Im Norden überdecken die quartären Sedimente der Flüsse Indus und Ganges einen Großteil der Kristallingesteine des Aravalli Kraton. Im Himalaya-Orogen finden sich jedoch Äquivalente des Kratons.

An die archaischen Kerngebiete schließen im Südosten und im Süden proterozoische mobile Gürtel an. Der Eastern Ghats Mobile Belt (EGMB) wurde in Richtung Westen auf das südöstliche Kratongebiet aufgeschoben. Es handelt sich um einen hochgradig metamorphen Gebirgszug, der während zweier mesoproterozoischer tektonothermaler Phasen (1,6 Ga und ca. 1,0 Ga) gebildet wurde. Eine amphibolitfazielle Überprägung erfuhr er während der Panafrikanischen Orogenese vor ca. 0,6 – 0,5 Ga (Shaw et al., 1997, Mezger & Cosca, 1999; Rickers et al., 1999).

Im Süden des Dharwar Kraton erstreckt sich zunächst W-E- bzw. SW-NE-verlaufend ein breites Schersystem, an dem der mobile Gürtel des Southern Granulite Terrain (SGT) anschließt. Das SGT setzt sich aus mehreren Blöcken zusammen, die Unterschiede in Lithologie, Alter, Metamorphosegrad und Struktur zeigen, worauf im nächsten Kapitel näher eingegangen wird. Insgesamt ist das SGT intensiv regionalmetamorph überprägt (Chetty, 1999). Es wird vermutet, dass die Überschiebungen des EGMB sich in den Scherzonenbereich des SGT fortsetzen (Drury & Holt, 1980; Chetty, 1999).

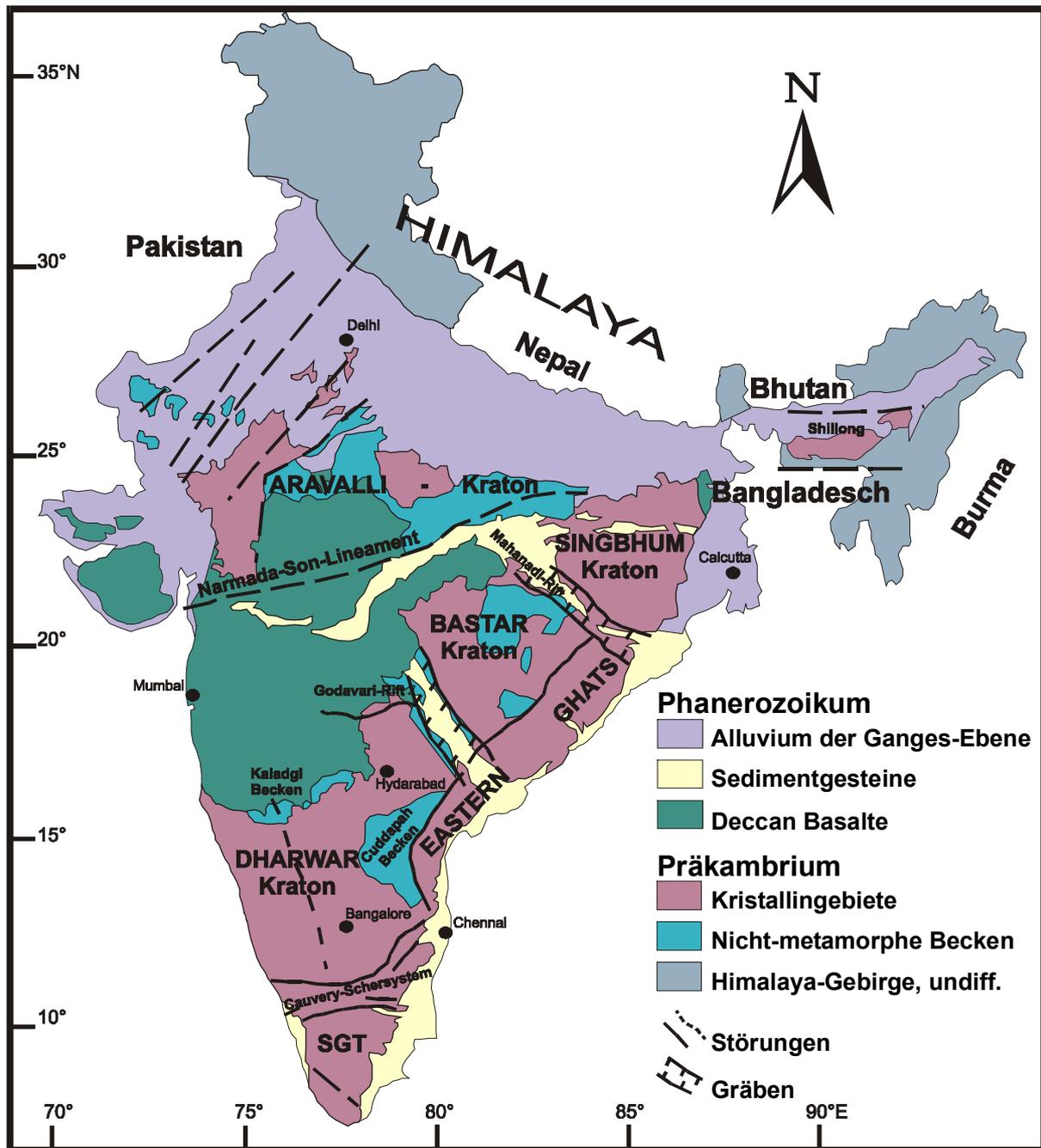


Abb. 2.2: Die Geologie von Indien modifiziert nach Rogers (1986) und Meißner (2001).

## 2.3 Die Geologie Südindiens

Die Präkambrischen Basement-Lithologien Südindiens werden von einem Netzwerk spätproterozoischer Scherzonen zerteilt (Drury & Holt, 1980). Das Cauvery-Scherzonen-Systems (CSS), bestehend aus Moyar-, Bhavani-, Palghat-, Cauvery- und Attur-Scherzone trennt den nördlichen archaischen Dharwar-Kraton von dem südlichen hochgradig metamorphen Southern Granulite Terrain (SGT) ab. Granulitfazielle Metamorphose tritt südlich einer Opx-in Isograde, die am südlichen Ende des Dharwar-Kraton verläuft und die nördliche Grenze des Hochgrad-Terrains Südindiens darstellt, auf (Bartlett et al., 1998). Einen Überblick über den geotektonischen Aufbau Südindiens gibt Abb. 2.3.

### 2.3.1 Der Dharwar Kraton und das Southern Granulite Terrain (SGT)

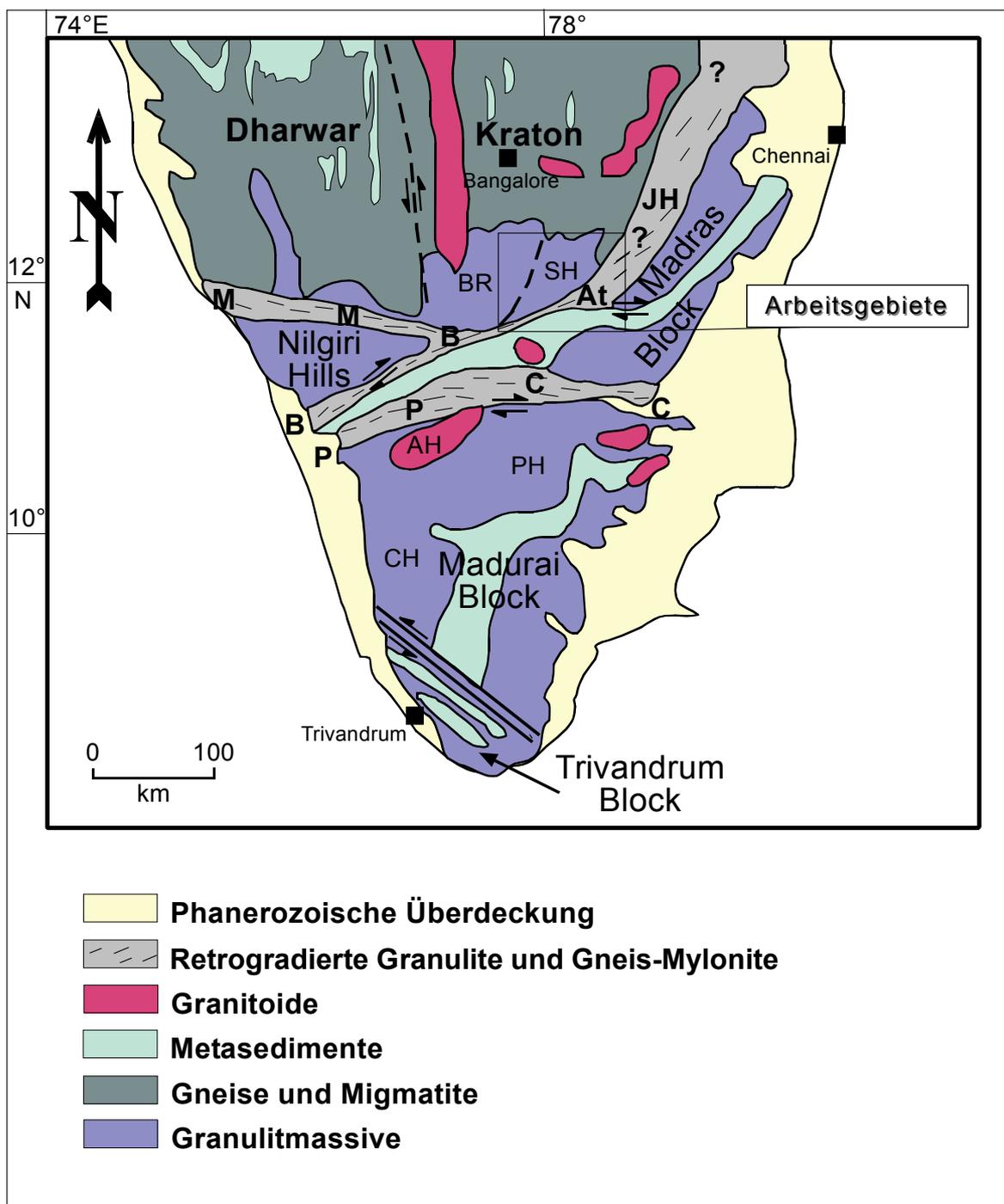
Der Dharwar Kraton lässt sich in zwei Bereiche einteilen. Im westlichen Bereich herrschen Tonalit-Trondhjemit-Granodiorit-Serien vor, deren Entstehungsalter auf einen Zeitraum von 3,4 bis 2,9 Ga datiert wird (Nutman et al., 1992; Peucat et al., 1993; Harris et al., 1994), während im östlichen Bereich vorwiegend spätarchaische Granitoide auftreten (2,6 bis 2,5 Ga; Peucat et al., 1989; Jayananda et al., 2000; Deters et al., 2000). Eine breite Mylonitzone, die Kollegal-Scherzone (Drury et al., 1984; Raith et al., 1999), bildet die Grenze zwischen den beiden Bereichen.

Der Hauptgesteinstyp des Dharwar Kraton ist ein Hbl-Bio-Gneis, der auch als Peninsular Gneis bezeichnet wird (Rogers, 1986). Als Einschlüsse kann er Amphibolite, Metagranite und Ultrabasite (Deters et al., 2000) beinhalten sowie eingefaltete Metasedimente und Metavulkanite der Oberkruste aufweisen. Nach Chadwick (1981) sind im Dharwar Kraton drei Deformationsphasen zu beobachten. Eine regionalmetamorphe Überprägung fand vor ca. 2,5 Ga statt (Peucat et al., 1993, Deters et al., 2000). Hierbei ist ein prograder Metamorphoseanstieg von grünschieferfaziell im Norden bis amphibolitfaziell nahe des CSS zu verzeichnen. In den Biligirirangan Hills wird eine granulitfazielle Überprägung erreicht. Als Ursache hierfür postulierten Drury et al. (1984) eine N- gerichtete Subduktionszone im Bereich des Cauvery-Scherzonen-Systems.

Innerhalb des südlich an den Dharwar Kraton anschließenden CSS werden mehrere amphibolitfazielle Scherzonen aufgrund ihres verschiedenen Baustils unterschieden (Meißner, 2001). Im Westen befinden sich die Moyar-, Bhavani- und Palghat-Zone, im Osten die Attur- und die

Cauvery-Zone. Die Jalapet-Hognekkel-Scherzone stellt die vermutete NNE-verlaufende Fortsetzung des Deformationsgürtels dar (Wickham et al., 1994).

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Alkalikomplexe liegen im NE der Bhavani-Scherzone bzw. in der Attur-Scherzone (s. Abb. 2.3 und 2.4). Daher wird im anschließenden Kapitel noch einmal näher auf das CSS eingegangen.



**Abb. 2.3:** Modifizierte geologische Karte Südindiens nach Drury et al. (1984) und Meißner (2001).  
 A: Achankovil-Scherzone, At: Attur-Scherzone, B: Bhavani-Scherzone, C: Cauvery-Scherzone, JH: Jalapet-Hognekkel-Scherzone, K: Kollegal-Scherzone, M: Moyar-Scherzone, P: Palghat-Scherzone.  
 AH: Anaimalai Hills, BR: Biligirirangan Hills, CH: Cardamom Hills, PH: Palni Hills, SH: Shevaroy Hills.

Die Scherzonen des CSS schließen zwei ungescherte, hochmetamorphe Kristallinkomplexe ein, im Westen die Nilgiri Hills und im Osten den Madras Block.

In den Nilgiri Hills treten vorwiegend granatführende Enderbite auf, die Metagabbros und Pyroxenite als Intrusiva sowie Quarzite enthalten können. Mit einem Krustenbildungsalter von ca. 2.5 Ga erweisen sich die Nilgiri Hills zum einen jünger als der westliche Bereich des Dharwar Kraton (Peucat et al., 1989), zum anderen zeigen sich auch Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung (Raith et al., 1999). Im Madras Block treten Granulite vergleichbaren Alters auf (Bernard-Griffiths et al., 1987), ebenso in den Shevaroy Hills des östlichen Dharwar Kraton (Peucat et al., 1989), weshalb Peucat et al. (1989) eine gemeinsame Entwicklung von Nilgiri-, Shevaroy- und Madras-Granuliten vermuten.

Der Madurai-Block ist das größte und am wenigsten untersuchte Terrain Südindiens. Er besteht aus hochgradig metamorphen suprakrustalen Gesteinen und massiven Charnockiten (Bartlett et al., 1998). Die tektonischen Beziehungen dieser Einheiten sind unklar. Nd-Modellalter weisen auf eine Krustenformation zwischen 2,9 und 2,2 Ga hin (Harris et al., 1994). Zirkonatierungen (Bartlett et al., 1998) und eine Rb-Sr-Gesamtgesteinsisochrone (Hansen et al., 1985) deuten darauf hin, dass die hochamphibolit- bis granulitfazielle Überprägung panafrikanischen Alters ist.

Die Achankovil-Scherzone markiert die Grenze zwischen Madurai-Block und Trivandrum-Block, welcher sich in 3 tektonische Einheiten gliedern lässt. Den vorwiegend metasedimentären Kerala Khondalite Belt, die Nagercoil Massive Charnockites und die Anchakovil Metasedimente. Auch hier wird eine Krustenformation während des Paläo- bis Neoproterozoikum (Nd-Modell-Alter; Harris et al., 1994) und eine panafrikanische Metamorphose (Unnikrishnan-Warrier et al., 1995; Braun et al., 1998) angenommen.

### **2.3.2 Das Cauvery-Scherzonen-System (CSS)**

Die laterale Ausdehnung des CSS ist nicht in den offiziellen Geologischen Karten Indiens dargestellt (Meißner, 2001) sondern stützt sich vorwiegend auf Interpretationen von LANDSAT-Satellitenaufnahmen (Drury & Holt, 1980; Chetty, 1996) und Detailuntersuchungen in den verschiedenen Scherzonen (Chetty & Bhaskar Rao, 1996; Naha & Srinivasan, 1996; D’Cruz et al., 2000; Meißner, 2001). Es existieren diverse Modellvorstellungen zur tektonischen Entwicklung des CSS. Einige Autoren interpretieren es als Zone einer Kontinent-Kontinent-Kollision, wobei Drury et al. (1984) von einer nach

Norden gerichteten Subduktionszone ausgehen, während Rai et al. (1993) eine S-vergente Subduktion und Chetty & Baskhar Rao (1996) eine westgerichtete Kompression annehmen. Auch die Interpretation des CSS als tiefangeschnittener orogener Gürtel wird von einigen Autoren vertreten, obwohl Hinweise wie Ophiolithvorkommen fehlen (Ramakrishnan, 1993; Harris et al., 1994, Windley et al., 1999)

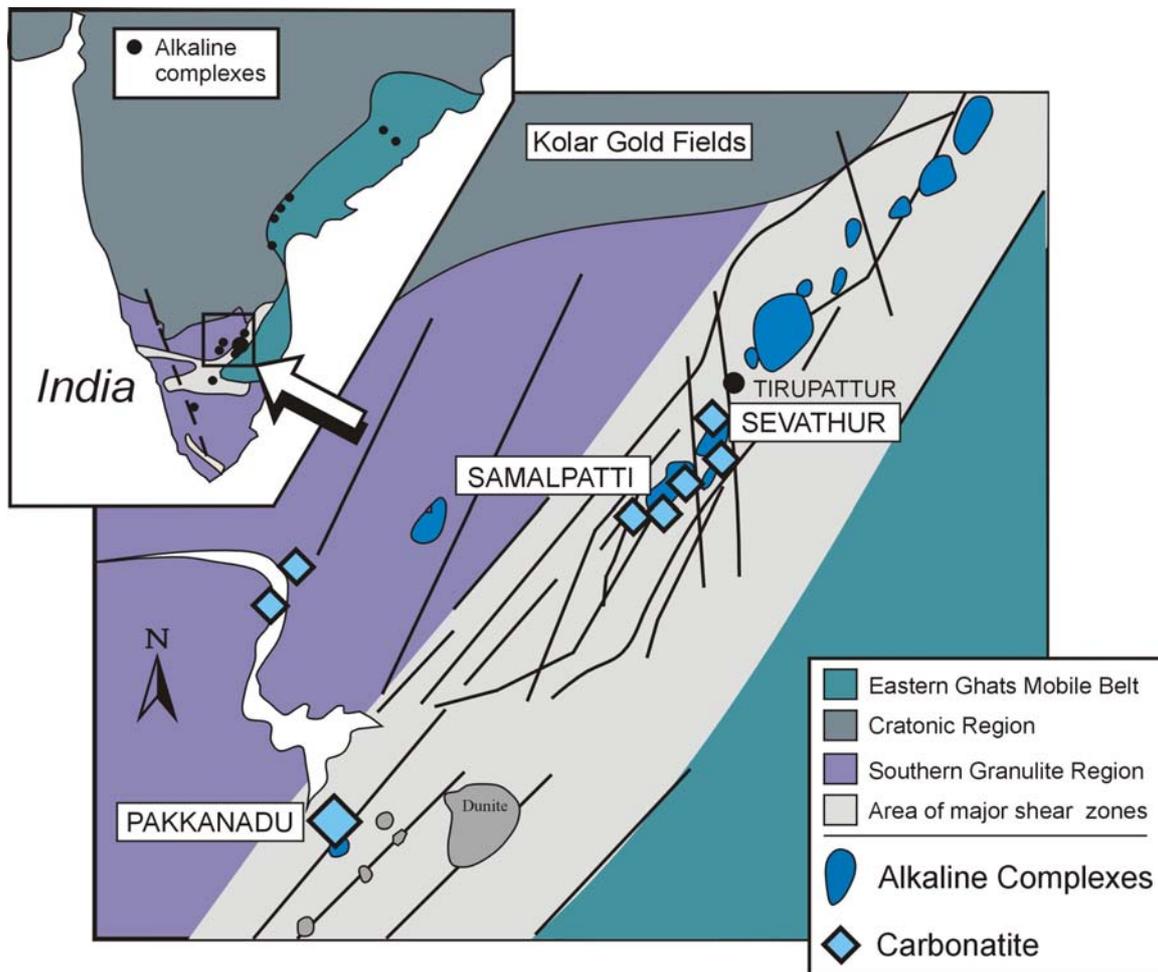
Nach Meißner (2001) spiegeln die einzelnen Bewegungszonen des CSS eine unterschiedliche Kinematik wider. In der Moyar-, der Bhavani- und der Palghat-Scherzone treten Ortho- und Parametamorphite verschiedener Provenienz auf, die eine unterschiedliche mittlere Krustenverweildauer besitzen und auf eine individuelle Metamorphosegeschichte der Gebiete deuten. Der Großteil der Gesteine geht bereits auf spätarchaische Krustenbildung zurück ( $T_{DM}$  ca. 2.7 Ga, Meißner, 2001). Eine frühproterozoische Scherzonenaktivität wird von Radhakrishna et al. (1999) in der Bhavani-Scherzone aufgrund ihrer K/Ar-Datierungen an mafischen Dikes (1,98 Ga) vermutet. Sm-Nd-Mineraldatierungen von Meißner (2001) aus Granulitrelikten der Bhavani-Scherzone deuten auf ein mesoproterozoisches Metamorphoseereignis zwischen 1275 Ma und 1106 Ma hin.

Interessant für die Untersuchungen im Rahmen dieser Arbeit sind Datierungen, die im Zusammenhang mit neoproterozoischer Tektonik und Überprägung im CSS stehen. So existieren für die Moyar-Scherzone und die östliche Bhavani-Scherzone Sm-Nd-Mineralisochronen von 745 Ma bzw. 730 Ma (Meißner, 2001). Bhaskar Rao et al. (1996) interpretieren eine Sm-Nd -Isochrone von  $726 \pm 9$  Ma als Abkühlalter im Anschluss an eine Metamorphose in der Cauvery-Scherzone. Eine zweite Phase spät-panafrikanischer Scherdeformation fand vor ca. 620 Ma in der Moyar-Scherzone statt (U-Pb-Zirkonalter und Sm-Nd-Mineralalter, Meißner, 2001). Für die Bhavani- und die Palghat-Scherzone werden die späteren Deformationsphasen auf jüngere Alter von 591 Ma bis 552 Ma (Deters-Umlauf et al., 1998) bzw. ca. 520 Ma bis 500 Ma (Meißner, 2001; Deters-Umlauf et al., 1998) datiert.

### 2.3.3 Alkalimagmatismus in Südindien

Im südlichen Indien sind eine große Anzahl proterozoischer Alkali-Komplexe entlang NE-SW verlaufender Lineamente innerhalb der mobilen Gürtel der Granulitgebiete aufgeschlossen (Ratnakar & Leelanandam, 1989; Rajesh & Santosh, 1996). Bei diesen Lineamenten handelt es sich meist um tiefgreifende Störungen oder Schersysteme, die Teile des CSZ bilden und aufgrund des häufigen Auftretens von Alkali-Plutonen in Extensionsregimen

mit kontinentalem Rifting in Zusammenhang gebracht werden (Grady, 1971; Katz, 1978; Drury et al., 1984).



**Abb. 2.4:** Modifizierte Übersichtskarte von Schleicher et al. (1998) über Alkalikomplexe in Südindien (kleine Karte, nach Ratnakar & Leelanandam, 1989) und die Störungszonen in der Region der Untersuchungsgebiete (nach Borodin et al., 1971 und Grady, 1971). EGMB: Eastern Ghats Mobile Belt, N: Nilgiri Hills, Md: Madurai Block, T: Trivandrum Block.

Nach Ratnakar & Leelanandam (1989) existieren mehr als 40 Alkaliplutone (s. Abb. 2.4, kleine Karte), die einer präkambrischen alkalimagmatischen Phase von ca. 1600 bis 600 Ma zugeschrieben werden und oft mit Ultramafiten und/oder mit Karbonatit vergesellschaftet sind. Die meisten der Alkalikomplexe treten entweder nahe der westlichen Grenze des EGMB auf oder innerhalb des CSS wie die in dieser Arbeit untersuchten Alkali-Karbonatit-Komplexe Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu (Abb. 2.4). Ratnakar & Leelanandam (1989) beschreiben den Magmatismus als posttektonisch und generell später als die, durch die Aufschiebung des EGMB (Eastern Ghat Orogenese) bzw. die von Drury et al. (1984) postulierte Subduktion des SGT verursachte Krustenverdickung. Nach ihnen repräsentieren die Alkali- und Karbonatitgesteine die letzte intrusive Phase innerhalb der mobilen Gürtel. Dennoch sind einige Alkalikomplexe älter (zB. Elchuru; Czygan & Goldenberg, 1989) und

wurden in die Orogenese mit einbezogen. Der Karbonatit aus dem Alkali-Karbonatit-Komplex Hogenakal sowie Syenite des Pikkili-Komplex (beide in der östlichen Bhavani-Scherzone des CSS gelegen) wurden auf ein Alter  $>2,4$  Ga datiert (Kumar et al., 1998).

Ratnakar & Leelanandam (1989) unterscheiden bei den Alkali-Magmatiten Südindiens Si-untersättigte Abfolgen, die an bis in Manteltiefen reichende Störungen gebunden sind. Dagegen schreiben sie Si-übersättigte Plutone krustalen Störungen zu.

Die Petrogenese von Alkaliplutonen in Kerala wird mit tiefkrustaler intrakontinentaler Anatexis in Zusammenhang gebracht, welche wiederum auf Dekompressionsschmelzen zurückgeführt wird (Santosh & Drury, 1988; Santosh et al., 1989). Krustenfrakturen agieren als Transportbahnen für Wärme und Volatile aus dem Mantel. Der volatile Influx bringt die mobilen Elemente, insbesondere die Alkalien mit sich (Santosh et al., 1989). Ein ähnliches Modell wird von Miyazaki et al. (2000) für die Syenite der Komplexe Sevathur und Yelagiri angenommen. Der Karbonatit von Sevathur könnte hier das Wärme- und Volatile-Reservoir repräsentieren. Innerhalb der Syenit-Plutone wird fraktionierte Kristallisation als Hauptentwicklungsprozess nach der Magmenintrusion angenommen.

## **2.4 Geologie der Untersuchungsgebiete**

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Karbonatit-Pyroxenit-Syenit-Komplexe Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu befinden sich im südindischen Bundesstaat Tamil Nadu (in den Distrikten North Arcot, Dharmapuri und Mettur) in einem Gebiet zwischen 77°30' und 78°30' östlicher Länge und 12°30' und 11°30' nördlicher Breite (s. Abb. 2.3 und 2.4). Auf neueren Satellitenaufnahmen, die über die Internetseiten der NASA (<https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid>) zugänglich sind, sind die in NE-SW-Richtung streichenden größeren Alkali-Komplexe an ihrer rundlichen Form und durch farbliche Abgrenzung deutlich zu erkennen (s. Abb. 2.5 und 2.6).

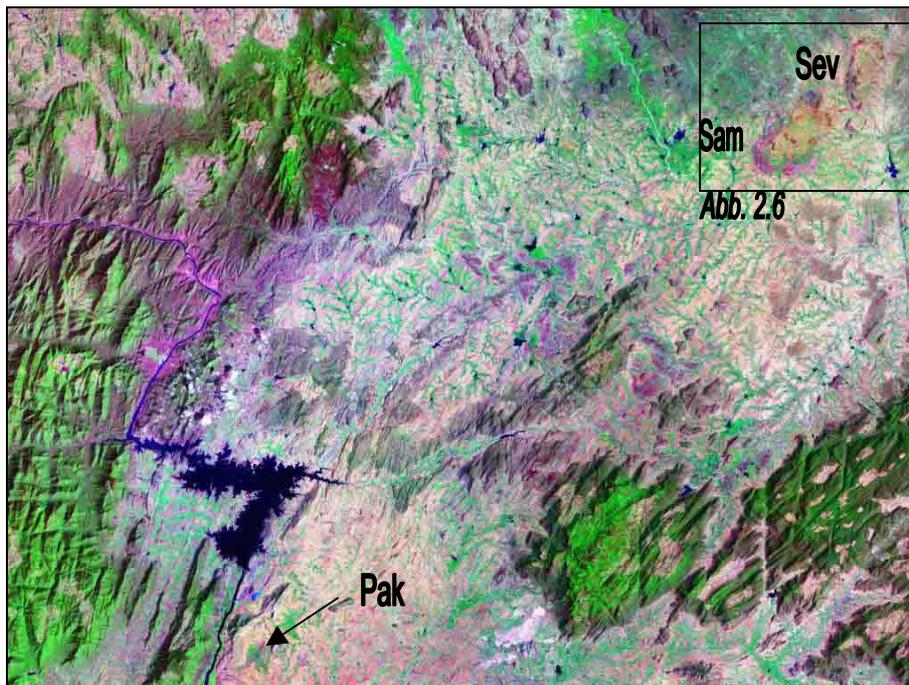
Die Orientierung im Gelände wurde durch einige Faktoren erschwert. Es stand keine geeignete topographische Karte im kleinräumigen Maßstab zur Verfügung. Die Arbeitsgebiete befinden sich größtenteils in flachem, agrarwirtschaftlich genutztem Gebiet, das zudem keine zusätzlichen Anhaltspunkte wie Flüsse oder sonstige Gewässer bietet. Ortschaften, die oft nur durch Befragen der Bevölkerung zu finden sind, bestehen meist nur aus wenigen Gebäuden. Wege bestehen als Trampelpfade oder Feldbegrenzungen.

Als Kartenmaterial für die Arbeitsgebiete Sevathur und Samalpatti dienten daher geologischen Karten (Subramanian, 1983), die in den Abbildungen 2.8 und 2.9 Modifiziert dargestellt sind. Die hier dargestellte geologische Grenzziehung konnte jedoch im Gelände nicht definitiv nachvollzogen werden, da, trotz intensiver Suche, aufgrund der landwirtschaftlichen Nutzung und der Vegetation keine direkten Kontakte des Karbonatits zum Nebengestein gefunden werden konnten.

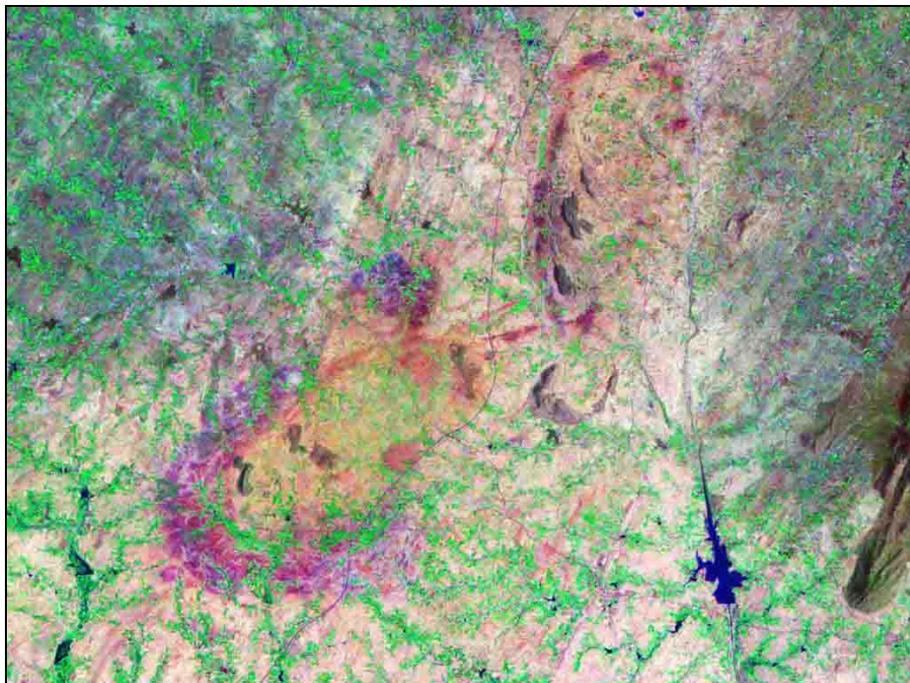
Im Arbeitsgebiet Pakkanadu, über welches nur spärliche Informationen vorhanden sind, wurde festgestellt, dass genau über einem der wenigen bekannten Karbonatitaufschlüsse eine kleine Siedlung errichtet wurde. Somit war neben dem Kompass ein tragbares GPS die hauptsächliche und notwendige Orientierungshilfe. Es wurde zur Lokalisierung der in den geologischen Karten dargestellten Probenentnahmepunkte eingesetzt.

### **2.4.1 Die Komplexe Sevathur und Samalpatti**

Die beiden enger zusammenliegenden Komplexe Sevathur und Samalpatti befinden sich zwischen 78°24' und 78°32' östlicher Länge sowie 12°26' und 12°15' nördlicher Breite im Bereich der Attur-Scherzone. Abb. 2.7 gibt einen Überblick über die Regionalgeologie.



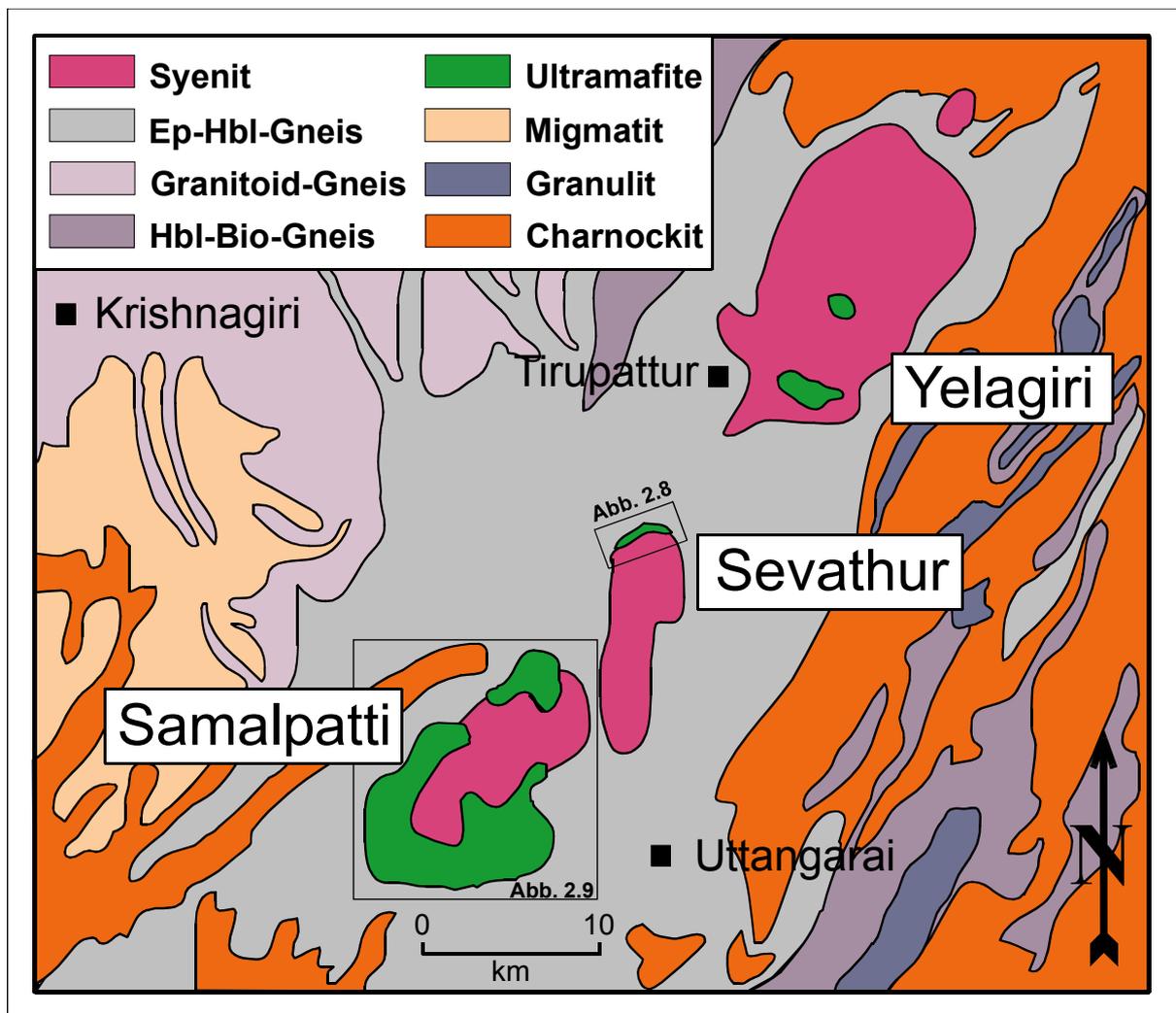
**Abb. 2.5:** Satellitenaufnahme der NASA mit den Untersuchungsgebieten Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu. Sehr gut zu erkennen ist das NE-SW-Streichen der Höhenzüge sowie die Form der Karbonatit-Pyroxenit-Syenit-Komplexe Sevathur und Samalpatti im NE.



**Abb. 2.6:** Satellitenaufnahme der NASA mit den Untersuchungsgebieten Sevathur und Samalpatti. An der violetten Farbe sind deutlich die Lage und das Ausmaß der Ultramafite zu erkennen (vergl. Abb. 2.7).

Die Plutone von Sevathur und Samalpatti, wie auch der 10 km NE gelegene Yelagiri-Pluton, intrudierten in Epidot-Hornblende-Gneis, der das Hauptumgebungsgestein dieser Region darstellt. Die Gneise sind stark geschert und weisen, wenn auch selten, reliktsche Charnockit-Bereiche auf, was auf ihren retrograden Charakter schließen lässt (Miyazaki et al., 2000).

Der **Sevathur**-Pluton hat eine ovale Form, die in N-S-Richtung gestreckt ist und ca. 12 x 5 km misst. Der Syenit repräsentiert die Hauptgesteinsart und wird im Norden sichelförmig von Karbonatit flankiert, an welchen anschließend Pyroxenit folgt. Der Karbonatit ausstrich ist ca. 3 km lang mit einer Maximalbreite von 200 m im zentralen Bereich. Es handelt sich hauptsächlich um Dolomitkarbonatit mit wenigen calcitischen Dikes und Linsen. Subramanian (1983) und Viladkar und Subramanian (1995) beschreiben das untergeordnete Vorkommen von ankeritischem Karbonatit (= Ferrokarbonatit) als Spätphase der Intrusion. Eine Detailkarte des Areals, in dem die Proben entnommen wurden zeigt Abb. 2.8.



**Abb. 2.7:** Vereinfachte Geologische Karte des nördlichen Bereichs von Tamil Nadu (modifiziert nach der Karte des Geological Survey of India, 1995; Miyazaki et al., 2000). Die Karbonatit-Pyroxenit-Syenit-Komplexe Von Sevathur und Samalpatti sind als Syenit-Mafit-Komplexe dargestellt. Ein weiterer Syenit-Komplex, Yelagiri, befindet sich im NE der im Rahmen dieser Arbeit beprobten Komplexe.

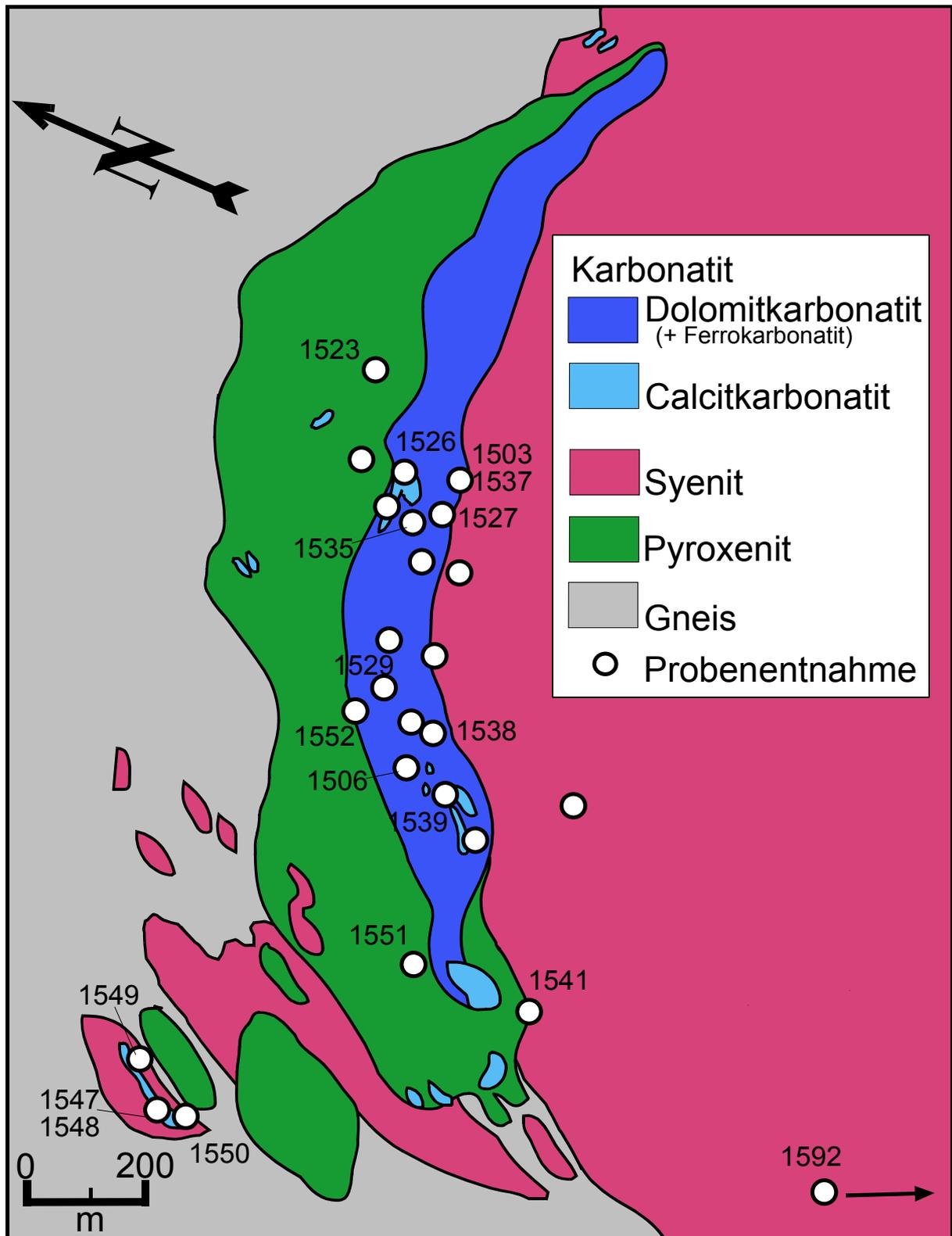
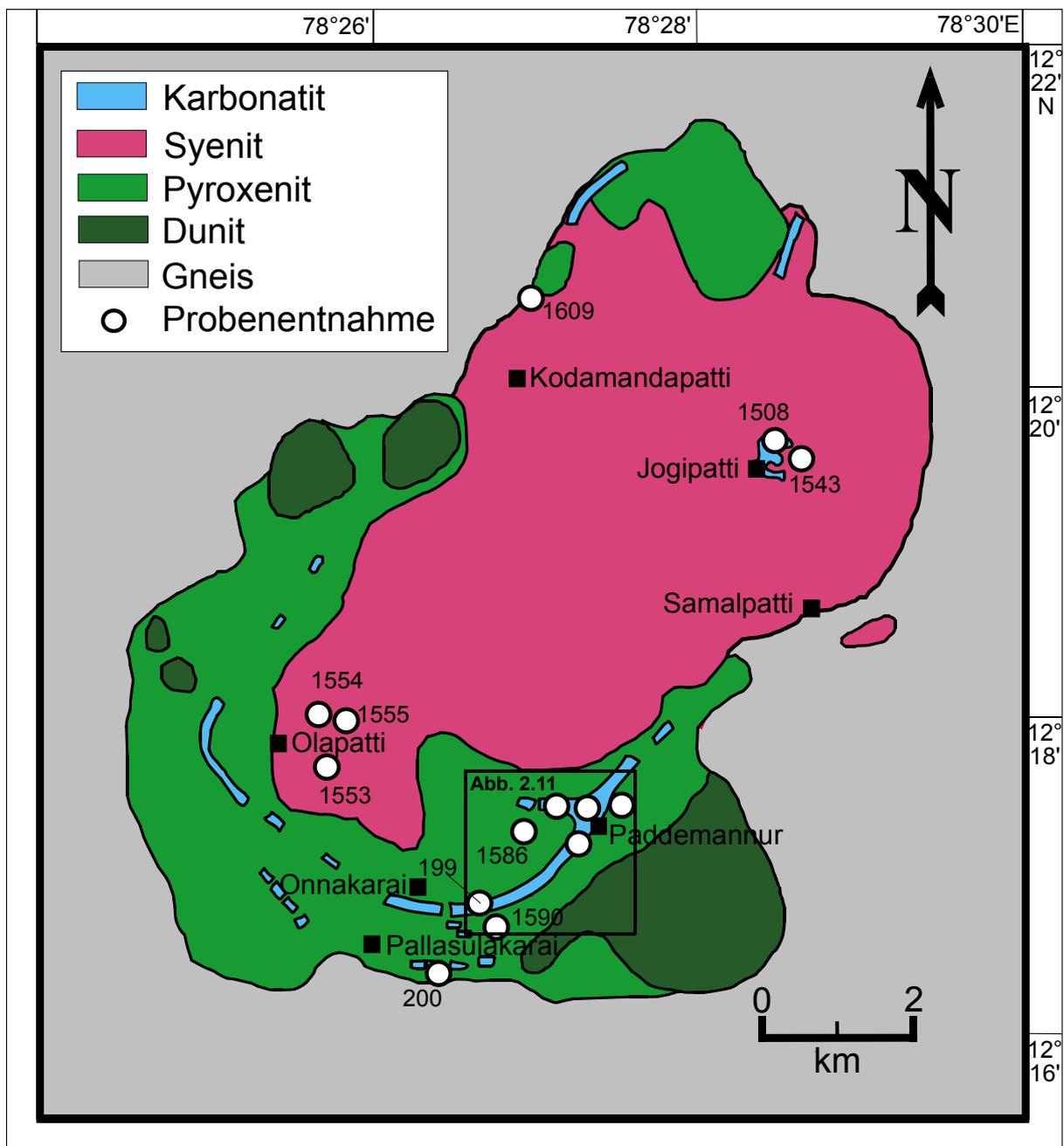


Abb.2.8: Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes im Sevathur-Komplex (modifiziert nach Subramanian, 1983) mit Lage der Probenentnahmepunkte.

Der **Samalpatti-Komplex** (s. Abb. 2.9) zeigt ebenfalls eine ovale Form, die in NNE-SSW-Richtung gestreckt ist und ca. 12 x 6 km umfasst. Der zentrale Syenitkörper wird in der südwestlichen Hälfte halbringförmig von Pyroxenit mit einer durchschnittlichen Breite von 2 km umrahmt, auch in NE tritt Pyroxenit zu Tage. Der Karbonatit tritt in Form von Gängen und Linsen ebenfalls ringförmig innerhalb des südöstlichen Pyroxenits und im Syenit auf. Die Ausstrichbreite der Karbonatitgänge variiert zwischen ca. 50 bis 100 m. Des Weiteren treten in diesem Komplex Dunite im SE und NW des Pyroxenit-Halbrings auf.

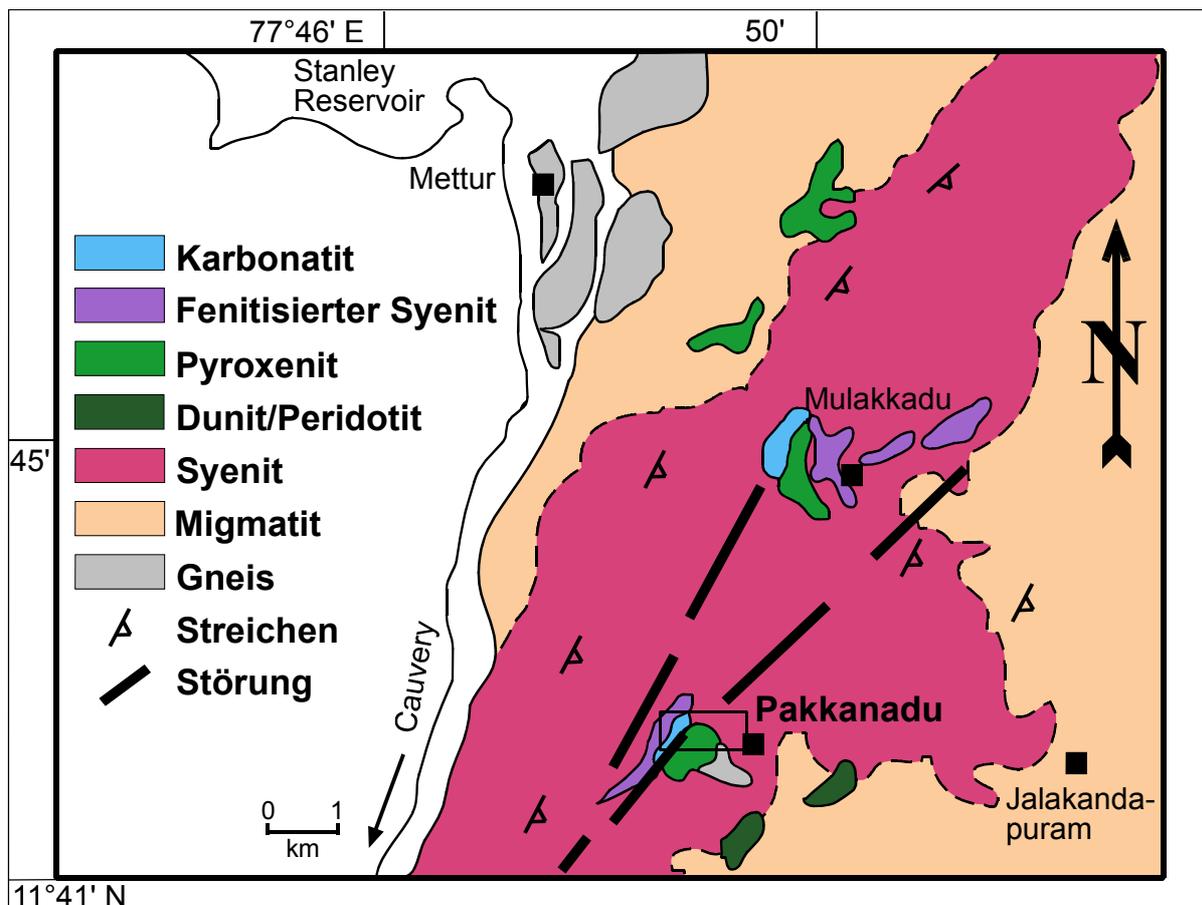
Eingehendere Geländeuntersuchungen fanden vorwiegend im Gebiet der Lokalität Paddemannur statt (Abb. 2.9, markierter Bereich, Detailskizze Abb. 2.11 in Kapitel 2.4.3).



**Abb. 2.9:** Geologische Übersichtskarte der Arbeitsgebiete im Sevathur-Komplex (modifiziert nach Subramanian, 1983) mit Lage der Probenentnahmepunkte (Proben 199 und 200 aus Schleicher et al., 1998).

### 2.4.2 Der Komplex Pakkanadu

Der im Rahmen dieser Arbeit untersuchte Bereich des Karbonatit-Pyroxenit-Syenit-Komplexes von Pakkanadu befindet sich zwischen  $77^{\circ}48'$  und  $77^{\circ}49'$  östlicher Länge und  $11^{\circ}42'$  und  $11^{\circ}42'30''$  nördlicher Breite im östlichen Teil der Bhavani-Scherzone. Nach Sukumaran & Ramanathan (1996) erstreckt sich innerhalb des migmatitischen Basements ein ca. 4 bis 8 km breiter und  $>15$  km langer Syenitkörper in NE-SW-Richtung (s. Abb. 2.10), in dem Karbonatit linsenförmig entlang einer  $30^{\circ}$  N streichenden Störung bei den Lokalitäten Pakkanadu und Mulakkadu auftritt und jeweils mit Pyroxenit vergesellschaftet ist. Sukumaran & Ramanathan (1990) beschreiben das Auftreten von Ijolithen innerhalb des Syenits. Diese sollen neben den Karbonatiten verantwortlich für die in Abb. 2.10 dargestellten fenitisierten Bereiche des Syenits sein. Der in der geologischen Karte markierte Bereich wurde detaillierter untersucht. Eine Karte im kleineren Maßstab findet sich im anschließenden Kapitel (Abb. 2.18).



**Abb. 2.10:** Modifizierte geologische Übersichtskarte über das Gebiet südöstlich des Stanley Reservoir (Mettur Reservoir) nach Sukumaran & Ramanathan (1996).

### 2.4.3 Geländebeobachtungen und Tektonik

In allen Arbeitsgebieten wurden innerhalb des Karbonatits pyroxenitische *Xenolithe* gefunden (Abb. 2.12). In Paddemannur (Samalpatti) und Pakkanadu wurden zudem karbonatitische Xenolithe im Karbonatit beobachtet (Abb. 2.13). In Paddemannur treten zahlreiche Gneis-Xenolithe z.T. von m- großem Durchmesser auf (Abb. 2.14). Syenitische Xenolithe konnten entgegen den Beschreibungen in der Literatur (Subramanian, 1983) nicht nachgewiesen werden. Der Syenit zeigte sich im Sevathur-Komplex eindeutig intrusiv in den Pyroxenit. Ein syenitischer Pegmatitgang wurde im Karbonatit des Samalpatti-Komplexes beobachtet.

#### 2.4.3.1 Sevathur und Samalpatti

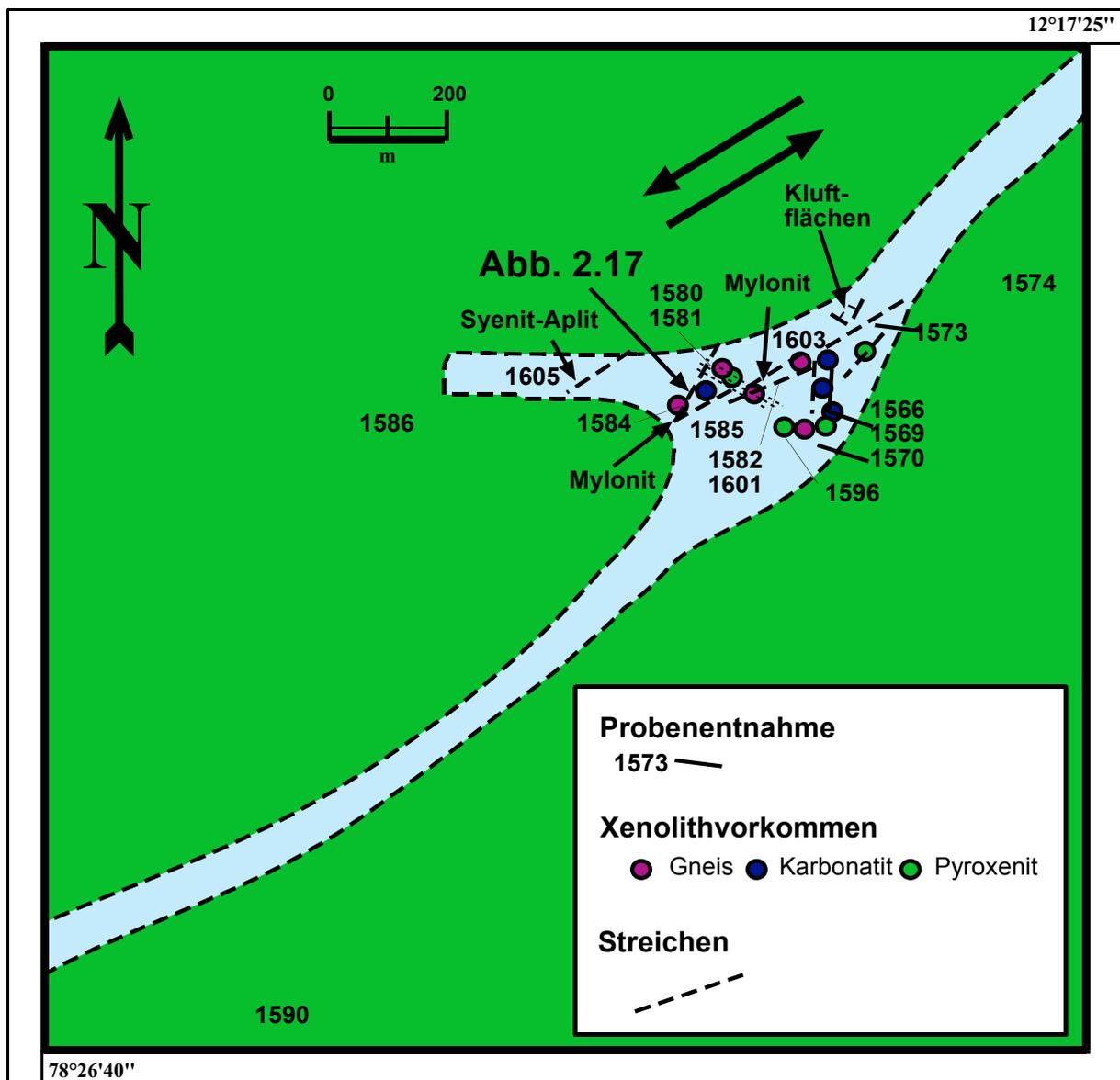
Die Karbonatite des **Sevathur**-Komplexes zeigen in vielen Aufschlüssen eine auffällige Bänderung (Abb. 2.15), die durch das lagenweise Auftreten von Apatit und Magnetit bzw. von Silikaten hervorgerufen wird. Teilweise sind sehr magnetitreiche, kumulatartige Bereiche im Karbonatit des Sevathur-Komplexes zu beobachten (Abb. 2.16). Die Bänderung wird vielfach als magmatischen Ursprungs beschrieben (z.B. Viladkar & Subramanian, 1995). Die Streichrichtung der Bänderung ist meistens NE-SW.

Borodin et al. (1971) beobachteten im Sevathur-Komplex NNW-SSE verlaufende Störungen im Bereich des Syenits, die das insgesamt in NE-SW-Richtung sich erstreckende Störungssystem schneiden. Die Autoren beschreiben diese Störungen als Indikatoren für post-karbonatitische tektonische Bewegungen.

Die Richtung NE-SW zeigt sich in weiteren strukturellen Elementen, vor allem im daraufhin näher untersuchten Gebiet der Lokalität Paddemannur des **Samalpatti**-Komplexes (Abb. 2.11). Neben Karbonatitgängen und dem syenitischen Pegmatit wurden hier ca. 3 m breite mylonitische Zonen, die entlang dieser Richtung streichen beobachtet. Des Weiteren weisen die Xenolithe häufig eine Auslängung (Abb. 2.13) in diese Richtung auf. Die Karbonatitgänge sind oft boudiniert. Weitere zu beobachtende Streichrichtungen sind NW-SE und NNE-SSW. Letztere zeigt sich beispielsweise in dem in Abb. 2.17 dargestellten gescherten Karbonatitgang. Insgesamt scheint der in Paddemannur austreichende Karbonatit eine NE-SW gerichtete Scherung erfahren zu haben.

Das Auftreten von *Kalksilikatgesteinen* innerhalb des Karbonatit-Syenit-Pyroxenitkomplexes von Samalpatti kann durch verschiedene kontaktmetamorphe Überprägungen erklärt werden. Die nördlich von Kodamandapatti innerhalb des Syenits auftretenden Kalksilikate befinden sich entgegen der ursprünglichen Annahme in unmittelbarer Nähe (ca. 50 m) zum Basement-

Gneis. Hier kann somit von einer durch die Syenitintrusion verursachten kontaktmetamorphen Überprägung von im Basement-Gneis auftretenden Marmorlagen ausgegangen werden. Bei der Lokalität Olapatti treten innerhalb des Syenits kalksilikatische Bereiche auf, die aufgrund einer kontaktmetamorphen Überprägung durch hier eingedrungene Karbonatitgänge entstanden. Bei den bisher von Subramanian et al. (1978) und Subramanian (1983) als spezielle Karbonatite angesprochenen „silico-carbonatites“ bzw. „wollastonite carbonatites“ der Lokalität Paddemannur handelt es sich vermutlich um größere Gneis-Xenolithe, wie die auf Abb. 2.14 dargestellten, die jedoch durch die Karbonatitschmelze kontaktmetamorph überprägt wurden. Sie sind aufgrund ihrer Mineralogie als Kalksilikatgesteine anzusprechen (s. auch Kapitel 2.5.1 und 2.5.4).



**Abb. 2.11:** Detailskizze des in Abb. 2.9 markierten Ausschnitts. Ausstrich des Karbonatits innerhalb des Pyroxenits bei der Lokalität Paddemannur (Samalpatti) mit Probenentnahmepunkten, den Streichrichtungen der tektonischen Elemente (Mylonitzone, Auslängung der Xenolithe, Syenit- und Karbonatitgänge) und Vorkommen von Xenolithen.



*Abb. 2.12: Pyroxenit-Xenolith innerhalb des Karbonatits der Lokalität Sevathur.*



*Abb. 2.13: Karbonatit-Xenolith innerhalb des Karbonatits der Lokalität Paddemennur (Samalpatti-Komplex). Der Xenolith hat eine elongierte Form und weist zudem eine Klüftung auf.*



**Abb. 2.14:** In einigen Bereichen des Karbonatits der Lokalität Paddemannur (Samalpatti-Komplex) treten Xenolithe des Basement-Gneises in größeren Mengen und teilweise auch in bis zu m-großem Umfang auf.



**Abb. 2.15:** Bänderung des Karbonatits von Sevathur, die durch das lagige Auftreten von Apatit, Magnetit und Silikaten hervorgerufen wird. Die hier zu sehende Falte wird als magmatische Fließstruktur interpretiert.



**Abb. 2.16:** Magnetitreiche, kumulatartige Bereiche im Karbonatit des Sevathur-Komplexes (Probe 1503).



**Abb. 2.17:** Zerscherter Karbonatitgang innerhalb des Karbonatits der Lokalität Paddemannur. Der Gang streicht in E-W-Richtung. Die Scherrichtung ist NNE-SSW.

## 2.4.3.2 Pakkanadu

Abb. 2.18 stellt den untersuchten und beprobten Bereich des Gebietes um den Karbonatit von Pakkanadu dar. Die Grenzziehung der geologischen Karte von Sukamaran (1987) kann im untersuchten E-W-Profil relativ genau nachvollzogen werden.

Der hier im Osten (und Westen) aufgeschlossene Syenit unterscheidet sich makroskopisch von den Syeniten der beiden anderen Arbeitsgebiete durch eine Gneistextur. Der in Richtung Westen anschließende Pyroxenit zeigte sich stark verwittert und durchzogen von karbonatitischen Adern und Gängen. Ebenso treten syenitische Aplite in Form von Albititgängen auf. Diese scheinen störungsgebunden in den Pyroxenit eingedrungen zu sein. Es ist durchgehend eine Streichrichtung von ca. 30° N zu beobachten.

Im Bereich des Karbonatits sind intensive Verfallungen im m- sowie auch im cm-Bereich zu beobachten (Abb. 2.19 und 2.20). Der Karbonatit besteht aus hellen und dunklen, phlogopitreichen Lagen. In den dunklen Bereichen ist eine deutliche Krenulationsschieferung aufgrund des hohen Phlogopitanteils zu erkennen. Signifikant in diesem Karbonatit sind cm-große Monazite (Abb. 2.23). Die Textur dieses Karbonatits ähnelt der eines Granatschiefers,

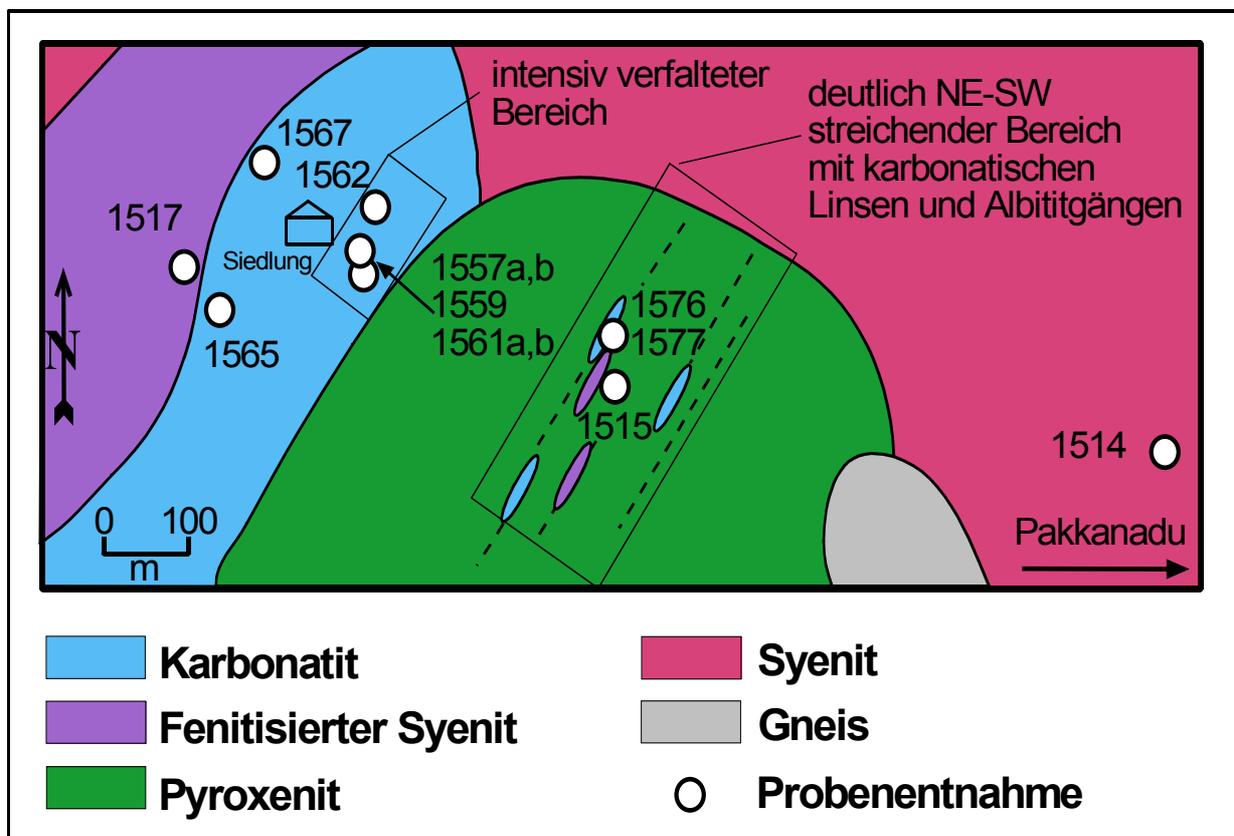
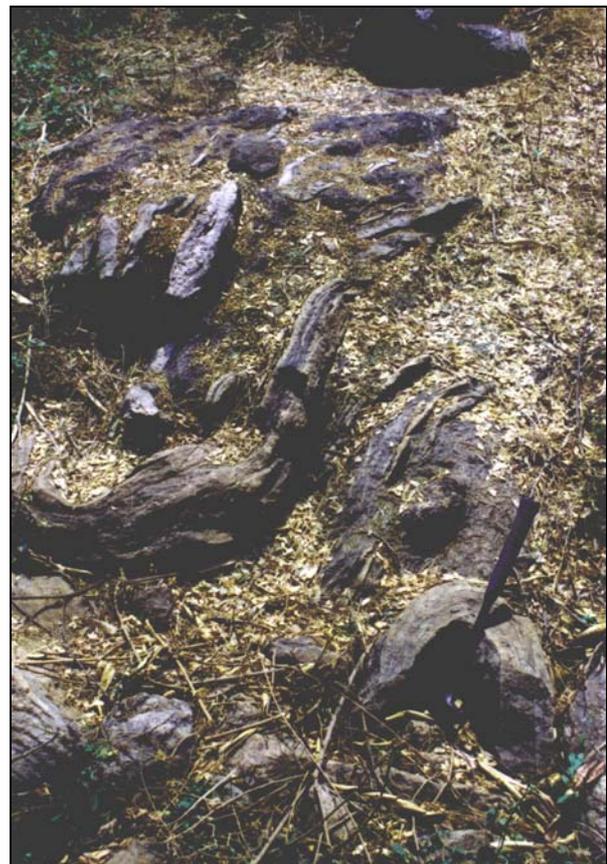


Abb. 2.18: Ausschnitt aus der geologischen Karte Abb. 2.10. Das Untersuchungsgebiet bei Pakkanadu mit den Probenentnahmepunkten.

weshalb bereits nach den Geländebeobachtungen hier auf ein metamorphes Wachstum der Monazite in Folge der tektonischen Ereignisse geschlossen werden kann. In diesem von Karbonatit dominierten Gebiet treten auch stark verfaltete Syenite und Pyroxenite auf (Abb. 2.21). Die Aufschlüsselung der chronologischen Zusammenhänge der drei magmatischen Einheiten vor dem tektonischen Ereignis gestaltet sich aufgrund der extremen Verfaltungen sehr schwierig. Festzustellen ist:

Im Karbonatit treten Pyroxenit-Xenolithe auf sowie Karbonatit-Xenolithe (Abb. 2.22), die teilweise auch eine Phlogopitbänderung zeigen. Der verfaltete Syenit scheint einerseits gangförmig in das mafische Gestein eingedrungen zu sein, andererseits kann es sich bei anderen Syenitbereichen im Pyroxenit auch um größere Xenolithe handeln. Zwischen Syenit und Pyroxenit ist eine Kontaktzone zu beobachten (s. Petrographie). Der Syenit zeigt teilweise migmatitische Anzeichen. Im Pyroxenit treten auch karbonatische Gänge und Adern auf.



*Abb. 2.19: Verfaltungen des Karbonatits im Arbeitsgebiet Pakkanadu westlich der kleinen Siedlung.*



**Abb. 2.20:** Aufgesägte und polierte Probe eines Karbonatit-Xenoliths aus dem phlogopitreichen Karbonatit der Lokalität Pakkanadu (Probe 1562). Durch die Phlogopiteinregelung ist die Kleinfältelung gut zu erkennen.



**Abb. 2.21:** Gefalteter Syenitgang innerhalb des Pyroxenits im Arbeitsgebiet Pakkanadu. Eine Probe des Syenits und des Pyroxenits sowie der Kontaktbereich wurden mikroskopisch und geochemisch untersucht (Proben 1561a und 1561b).



*Abb. 2.22: Karbonatit-Xenolith innerhalb des Karbonatits des Pakkanadu-Komplexes.*



*Abb. 2.23: Polierter Teil einer Karbonatitprobe (1565) aus Pakkanadu mit bis zu cm-großen Monaziten. An Monaziten dieser Probe wurden u.a. chemischen U-Th-Pb-Datierungen mit der EMS durchgeführt.*

## 2.5 Petrographie

### 2.5.1 Karbonatite

Im Arbeitsgebiet **Sevathur** tritt vorwiegend dolomitischer Karbonatit auf, während calcitischer Karbonatit auf kleinräumigere Aufschlüsse beschränkt ist (Abb. 2.8). Der Dolomitkarbonatit wird von Borodin et al. (1971) als „para-ankerite“ und von Subramanian (1983) als „parankerite carbonatite“ bezeichnet. Diese Namensgebung beruht nach Subramanian (1983) auf einem Fe-Gehalt des Dolomitkarbonatits von >5 %. Viladkar und Subramanian (1995) beobachteten zudem deutliche Reaktionszonen, die von einer spätphasigen ankeritischen Karbonatitintrusion hervorgerufen wurden und im Ersatz von Dolomit durch Ankerit resultierten. Bei den im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Karbonatmineralen konnte jedoch kein Ankerit identifiziert werden.

Der Großteil der Karbonatite ist mittel- bis grobkörnig. Teilweise sind isometrische Körner zu beobachten, oft ist die Textur lagig mit länglichen Karbonatkristallen (Abb. 2.24). Die Korngrenzen sind meist verzahnt und angelöst. Teilweise zeigen die Proben eine Art „brekzierte Struktur“, d.h. grobkörnige Karbonate mit ausgefranst und angelösten Korngrenzen zeigen sich von mikrokristallinem Karbonat umrandet bzw. gangartig durchzogen (Abb. 2.25). In diesen mikrokristallinen Bereichen treten gehäuft Apatitblasten auf sowie idiomorphe Phlogopite und Amphibole. In einigen Proben des Sevathur-Karbonatits ist eine extreme Verwilligung (Abb. 2.26), verbogene Zwillinglamellen und gelegentlich undulöse Auslöschung der Karbonate zu beobachten, was als Hinweis auf tektonische Beanspruchung oder Stress angesehen werden könnte.

Während der Karbonatit der Lokalität Sevathur in einigen Bereichen fast monomineralisch auftritt, sowohl dolomitisch als auch calcitisch, ist er in anderen Bereichen sehr variabel in seiner weiteren Mineralzusammensetzung und dem Gehalt an silikatischen Mineralen. Viladkar & Subramanian (1995) beschreiben Karbonatite mit modalen Silikatmineralgehalten zwischen 5 und 20 % als „silico-sövite“. Speziell geben sie als Silikatminerale Pyroxene, Phlogopite, Amphibole, K-Feldspat und Albit an. Auch Subramanian (1983) verwendet diese Bezeichnung für karbonatitische Gesteine mit „dominierendem Orthoklas“ und einem weiteren Mineralbestand von Hornblende, Albit, Granat, Phlogopit, Wollastonit und Titanit. Es ist bei dieser Mineralassoziation (insbesondere Granat und Wollastonit) jedoch eher davon auszugehen, dass hier Kalksilikatgesteine beschrieben werden (s. Kap. 2.5.4).

Die dominierenden Nebengemengteile der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Karbonatite aus Sevathur sind in fast allen Proben Apatit und Magnetit, die vorwiegend in Lagen auftreten und für die im Gelände zu beobachtende Bänderung verantwortlich sind. Die Bänderung ist als magmatische Kumulat-Kristallisation zu interpretieren (Krishnamurthy, 1977; Viladkar & Subramanian, 1995). Sowohl Magnetit als auch Apatit können Karbonateinschlüsse beinhalten. Nach Schleicher (2003) handelt es sich bei den Einschlüssen im Apatit um die ursprüngliche Karbonatitschmelze. Apatit tritt meist in Form länglicher, gerundeter Blasen mit Rissen auf und nur selten idiomorph.

Weitere in unterschiedlicher Menge auftretende Minerale sind Phlogopit, Amphibole, Pyroxene und Olivin. Phlogopit ist typischerweise sehr hell und hat eine rundliche, plattige Form. Er weist ebenso wie der Apatit Karbonateinschlüsse auf, was ihn als primärmagmatisches Mineral kennzeichnet.

Bei den Amphibolen handelt es sich um Riebeckit und Richterit. Größere Kristalle sind poikiloblastisch vom Karbonat durchsetzt, während kleinere oft nadelig in Nestern und Lagen mit mikrokristallinem Karbonat vergesellschaftet sind.

Das Vorkommen von Olivin in Karbonatit ist bisher selten beschrieben (Gittins, 1989). Im Dolomitkarbonatit von Sevathur tritt er lagenweise auf (Abb. 2.24). Teilweise ist er stark serpentinisiert.

Im westlichen kleineren Karbonatitaufschluss innerhalb des Syenits der Lokalität Sevathur (s. Abb. 2.8, S. 17) wurde das einzige Vorkommen von Biotit innerhalb der hier untersuchten Karbonatite festgestellt. Bei den übrigen Dunkelglimmern handelt es sich ausschließlich um Phlogopite, die typischerweise in Karbonatiten vorkommen. Der Biotit durchzieht den Karbonatit in Form von schmalen Bändern und tritt in größeren Nestern auf. Der Karbonatit ist calcitisch und weist eine breckzierte Textur auf. Zudem sind die Biotite teilweise verbogen und es ist ein höherer modaler Anteil an Albitblasen zu verzeichnen. Magnetit kommt in diesem Karbonatit dagegen nur akzessorisch vor. Insgesamt gesehen scheint dieser Karbonatit eine andere (jüngere?) Intrusionsphase darzustellen.

Als Akzessorien wurden in den Karbonatitproben aus Sevathur Pyrochlor, Monazit, Zirkon, Zirkonolith (Abb. 2.26), Perowskit, Chlorit, Hellglimmer, Plagioklas und Albit beobachtet.

Im **Samalpatti-Komplex** ist Calcitkarbonatit der dominierende Karbonatit. Hauptsächlich wurden im Rahmen dieser Arbeit Karbonatitproben der Lokalität **Paddemannur** untersucht (Abb. 2.9). Der Karbonatit zeichnet sich hier insbesondere durch das Führen von Gneis-Xenolithen in höherem Ausmaß aus. Die Gneis-Xenolithe sind stark kontaktmetamorph überprägt, so dass sie als Kalksilikatgesteine anzusprechen sind (s. Kap. 2.5.4).

In seiner Mineralogie unterscheidet sich der Karbonatit der Lokalität Paddemannur vom Sevathur-Karbonatit durch seine fast monomineralische Zusammensetzung aus grob- bis mittelkörnigem Calcit. Silikate (vorwiegend Phlogopit und Amphibol) treten hier nur akzessorisch auf. Auffällig ist das fast völlige Fehlen von Apatit und Magnetit. Wie bereits im Kapitel 2.4.3 beschrieben, weisen Geländebeobachtungen auf eine tektonische Beanspruchung des Karbonatits in diesem Gebiet hin. Diese zeichnet sich auch mikroskopisch an Proben aus dem zentralen Bereich der Lokalität Paddemannur nach (s. Abb. 2.11). Ähnlich wie bei einigen Proben aus Sevathur ist hier bei den Karbonatiten eine brekzierte Textur mit stressinduzierten, verbogenen Zwillingslamellen der Karbonate zu beobachten. Die grobkörnigen Karbonate weisen angelöste, verzahnte Korngrenzen auf und sind teilweise von mikrokristallinem Karbonat umrandet oder von Adern durchzogen. In den Adern treten z.T. idiomorphe meist jedoch poikilitische Amphibole auf, die sich im Übergang zu Phlogopit befinden. Ebenso kommt hier und zwischen den Karbonatkorngrenzen gehäuft Phlogopit vor (s. Abb. 6.11, Kapitel 6.2.1).

Des Weiteren wurden im Karbonatit von Paddemannur Olivin-Einsprenglinge beobachtet. Bei den idiomorph bis subidiomorph ausgebildeten Olivinen handelt es sich um Forsterite, die typischerweise von mikrokristallinem Serpentin coronal umgeben sind (Abb. 6.12, Kapitel 6.2.1). Die Olivine scheinen dem petrographischen und geochemischen Befund nach keine magmatischen Minerale zu sein. Es sei in diesem Zusammenhang auf das Kapitel 6.2.1 der Diskussion hingewiesen, in dem auf den Karbonatit von Paddemannur und seine Besonderheit näher eingegangen wird.

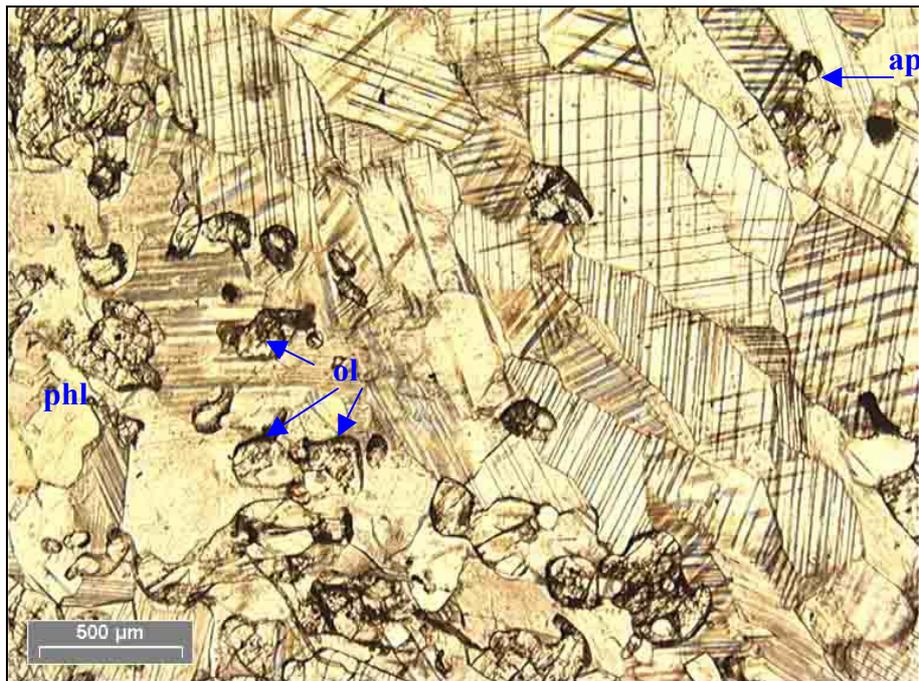
In weiteren Lokalitäten des Samalpatti-Komplexes (u.a. **Jogipatti**, **Onnakarai**, **Pallasulakarai**, s. Abb. 2.9) tritt Karbonatit in Form von kleinen Linsen und Dikes auf. Borodin et al. (1971) kartierten 7 solcher Linsen im Gebiet um Jogipatti. Subramanian (1983) beschreibt wiederum das Vorkommen des Fe-reichen Dolomitkarbonatits „parankerite carbonatite“ in Linsen und Dikes bei den Lokalitäten Pallasulakkarai und Jogipatti. Magnetit, Ilmenorutil, Riebeckit, Apatit, Thorit und Monazit werden hier als Akzessorien genannt. Für die Lokalität Jogipatti beschreibt Subramanian (1983) zudem das Vorkommen von Benstonit, einem seltenen Barium-Calcium-Karbonat, in massiver Form. Untergeordnet treten ankeritische Karbonatite in Onnakarai auf (Subramanian, 1983). Diese werden als letzte Phase der Gesamtintrusion angesehen (Viladkar und Subramanian, 1995). Im Rahmen dieser Arbeit wurde eine Probe aus einem Karbonatitdike der Lokalität Jogipatti untersucht. Es handelt sich hierbei um Calcitkarbonatit, der im Gegensatz zu den Proben der Lokalität Paddemannur Apatit und Magnetit führt und zudem Riebeckit enthält. Im Kapitel Geochemie und der

Diskussion werden Daten von Schleicher et al. (1998) für Karbonatite der Lokalitäten Onnakarai und Pallasulakarai mit dargestellt und in die Diskussion einbezogen.

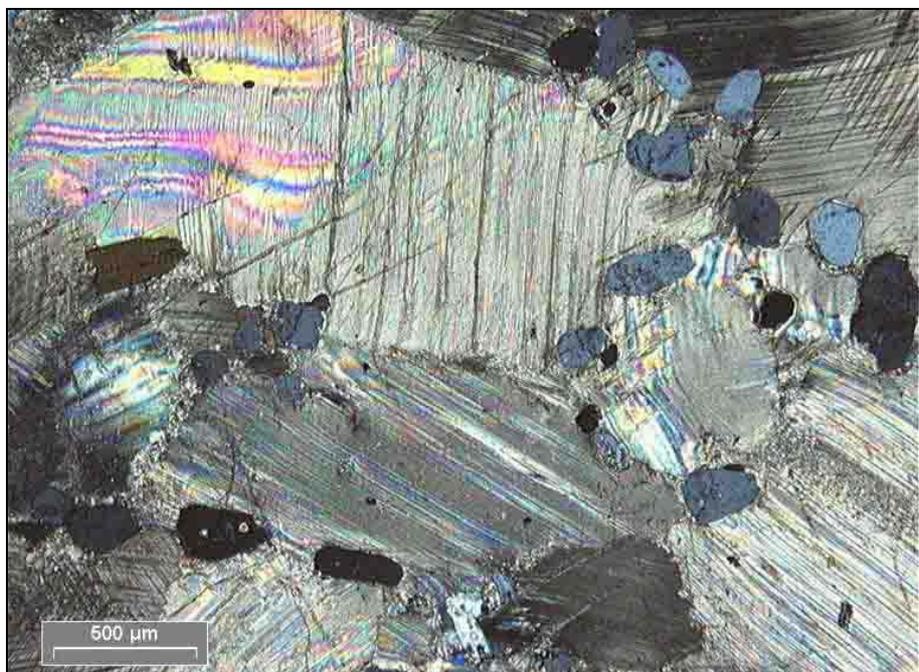
Bei der Probe aus Onnakarai handelt es sich um einen grobkörnigen Calcitkarbonatit, der akzessorisch Monazit, Hornblende und Feldspat enthält. Die Probe aus Pallasulakarai stellt ein Kumulat aus Bastnäsit und Apatit in Dolomitkarbonatit dar (Kühl, 1999).

Subramanian (1983) beschreibt auch im Samalpatti-Komplex das Vorkommen von „silico-carbonatite“ bei den Lokalitäten Olapatti und Podar (Paddemannur), der Xenolithe führen soll. Als Mineralzusammensetzung dieses Karbonatits gibt er wie auch Borodin et al. (1971), die diese Gesteine als „crystalline limestones“ bezeichnen, Diopsid, Granat, Wollastonit, Alkali-Feldspat, Glimmer und Hornblende an. Subramanian et al. (1978) bezeichnen einige dieser Gesteine auch als „wollastonite carbonatites“. Schleicher et al. (1998) untersuchten Proben mit ähnlicher Mineralvergesellschaftung aus dem Sevathur-Komplex und der Lokalität Kodamandapatti (s. Abb. 2.8). Die Mineralzusammensetzung wird von Schleicher et al. (1998) als die typischer hochgradiger Silikatmarmore eingestuft. Ihre geochemischen und isotopengeochemischen Analysen (C, O, Pb, Sr, Nd) bestätigen den metasedimentären Charakter dieser Gesteine. Im Rahmen dieser Arbeit wurden Proben aus größeren Gneis-Xenolithen des Karbonatits von Paddemannur untersucht, die ebenfalls die Mineralparagenese Granat-Diopsid-Wollastonit aufweisen (s. Kap. 4.5.4). Möglicherweise wurden diese Kalksilikatgesteine von Subramanian (1983) als „silico-carbonatite“ interpretiert.

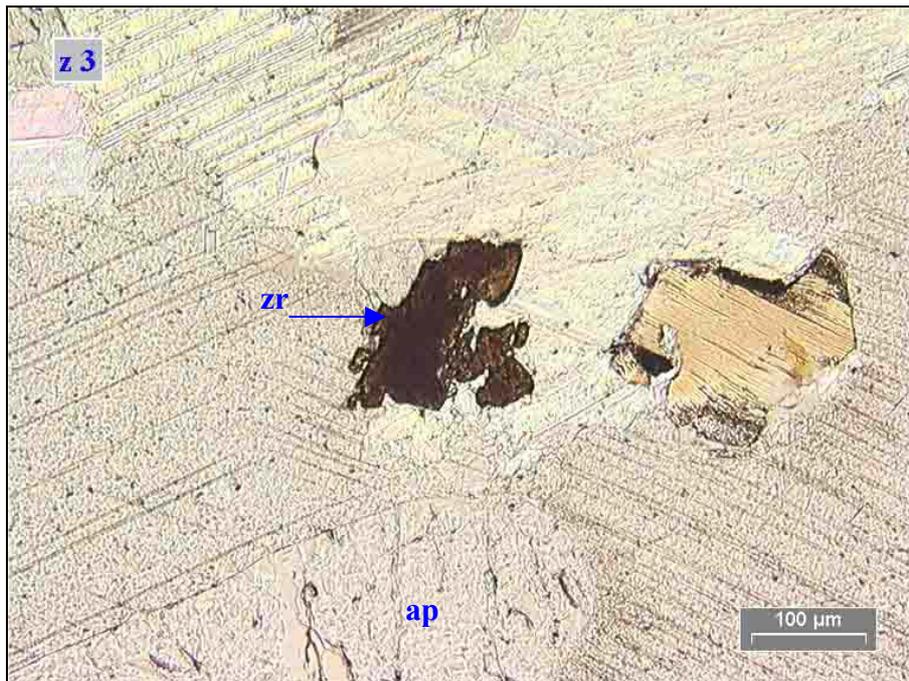
Der Karbonatit im extrem verfalteten Arbeitsgebiet **Pakkanadu** weist als Karbonatphase vorwiegend Calcit auf. Er zeichnet sich durch einen lagenweise auftretenden sehr hohen Gehalt an bariumreichen Phlogopit aus, der durch seine Einregelung die Verfaltungen im cm-Bereich (Abb. 2.27) deutlich macht. Die Calcite zeigen auch hier wieder eine deutliche Stressverzwillingung. Lagenweises Auftreten von grob- und feinkristallinem Material weist auf die tektonische Deformation hin. Charakteristisch für den Karbonatit von Pakkanadu ist zudem das Vorkommen von Monaziten, die Größen von bis zu mehreren cm im Durchmesser aufweisen können (Abb. 2.2, Kapitel 2.4) und für die eine metamorphe Bildung angenommen werden kann. Die Monazite kommen vorwiegend in den phlogopitreichen Lagen vor und haben teilweise amöboide längliche Formen, teilweise sind sie kleiner und gut gerundet (s. auch Abb. 5.1, Kapitel 5.1). Desweiteren sind Apatit und Magnetit in diesem Karbonatit präsent. Als Akzessorien wurden Pyrochlor, Baryt, Allanit, Feldspat und Quarz beobachtet.



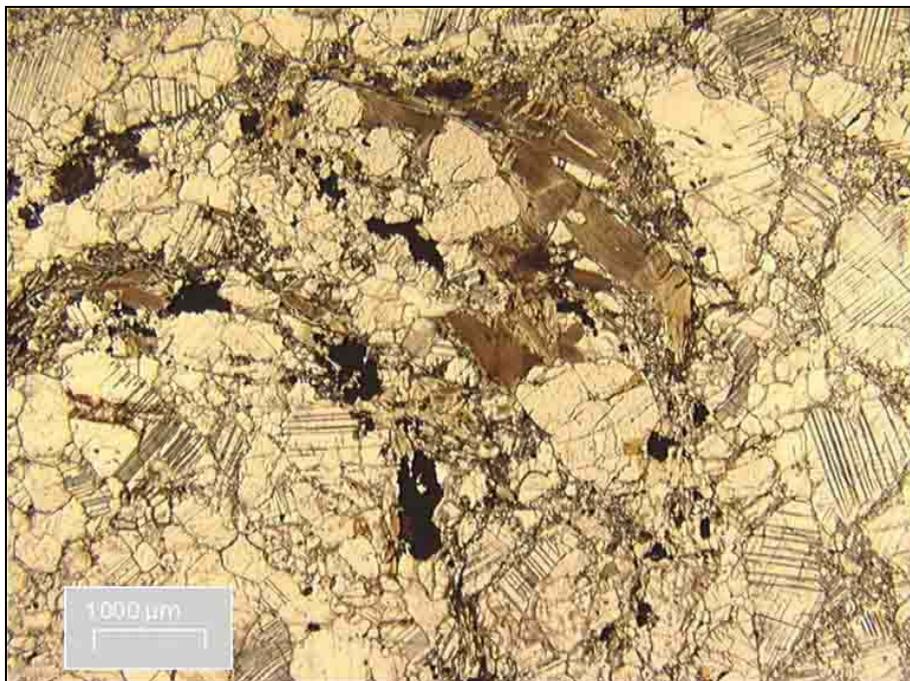
**Abb. 2.24:** Dünnschliffphoto (LPL) eines olivinführenden Dolomитkarbonatits aus Sevathur (Probe 1535). Der Karbonatit zeigt eine lagige Textur mit deutlicher Stressverzwillingung der Karbonate. Die Olivine treten in Lagen auf. Der untergeordnet vorkommende Phlogopit ist typischerweise sehr hell und hat eine rundliche, plattige Form. Er weist zudem Karbonateinschlüsse auf, was ihn als primärmagmatisches Mineral ausweist. Apatit kommt in diesem Karbonatit nur akzessorisch vor.



**Abb. 2.25:** Dünnschliffphoto (XPL) eines Calcitkarbonatits aus dem westlichen kleineren Aufschluss nahe des Syenits des Sevathur-Komplexes. Die Calcite zeigen teilweise intensiv verbogene Zwillingslamellen. Der Karbonatit weist eine breckzierte Textur auf. Rundliche Apatitblasten treten vorwiegend zwischen den Korngrenzen der Calcite auf. Weitere Nebengemengteile dieses Karbonatits sind Biotit und Albit.



**Abb. 2.26:** Dünnschlifffoto (LPL) eines Calcitkarbonatits aus Sevathur (Probe 1552). Neben Apatit und Phlogopit führt dieser Karbonatit das seltene Mineral Zirkonolith.

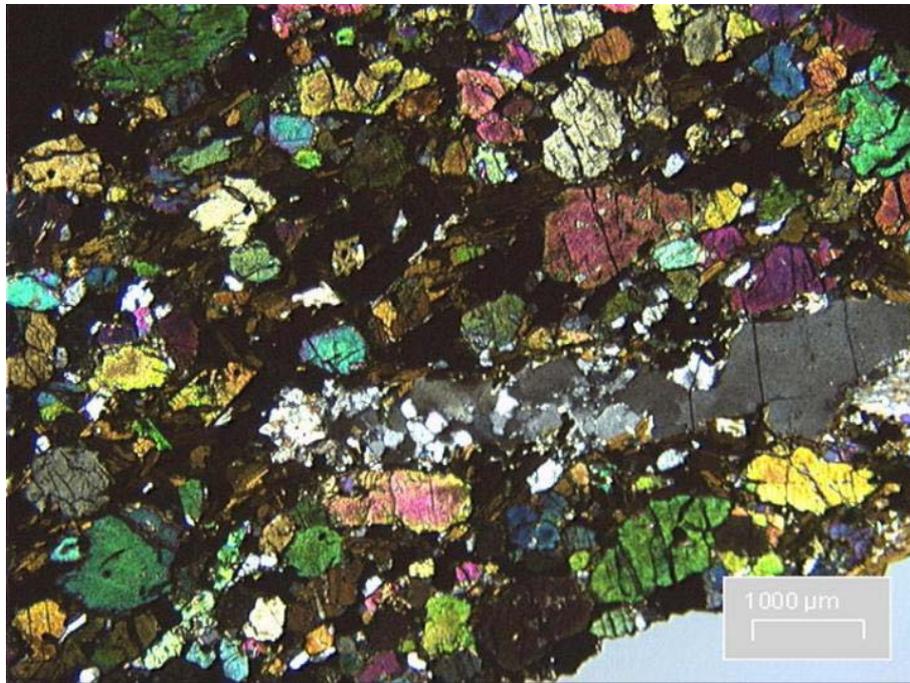


**Abb. 2.27:** Dünnschlifffoto (LPL) einer Probe aus dem phlogopitreichen Karbonatit der Lokalität Pakkanadu (Probe 1559). Durch die Phlogopiteinregelung ist die Kleinfältelung gut zu erkennen.

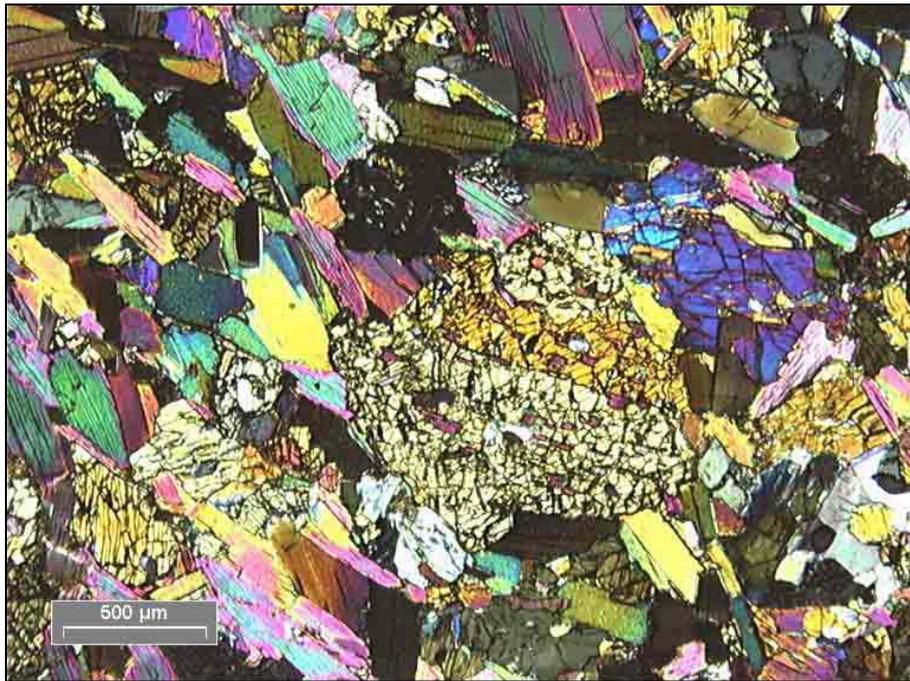
### 2.5.2 Pyroxenite

Die relativ frischen Pyroxenitproben sind sehr dicht, mittel- bis grobkörnig und bestehen fast ausschließlich aus Diopsid. Die Kristalle sind vorwiegend isometrisch-körnig ausgebildet. Akzessorisch treten Biotit, Amphibol, Apatit, Feldspat, Titanit, Magnetit und Calcit auf. Im Samalpatti-Komplex kommt eine K-Feldspat-reichere Varietät vor. Bei Proben, die relativ nah zum Karbonatitkontakt genommen wurden sowie teilweise bei den Xenolithen ist eine deutliche Beeinflussung durch den Karbonatit festzustellen. Neben karbonatischen Durchaderungen sind als Anzeichen fortschreitender Fenitisierung die Umwandlung der Pyroxene zunächst in Na-Amphibole und schließlich in Phlogopit zu beobachten (Abb. 2.29 und 2.30).

Im Pakkanadu-Komplex konnte der Pyroxenit aufgrund der Aufschlussverhältnisse nur im intensiv verfalteten Kontaktbereich zu Syenit und Karbonatit beprobt werden (s. Abb. 2.21). Eine Probe aus einem direkten Syenit-Pyroxenit-Kontakt zeigt massive Neubildung von Allanit (Abb. 2.31 und 2.32) im Pyroxenit aufgrund des Kontakts zu syenitischer Schmelze und der zusätzlichen Beeinflussung durch Karbonatit.



**Abb. 2.28:** Dünnschliffphoto (XPL) eines frischen Pyroxenits (ohne Fenitierungsanzeichen) aus dem Samalpatti-Komplex (Probe 1586). Es handelt sich hier um eine K-Feldspat-reiche Pyroxenitvarietät.



**Abb. 2.29:** Dünnschliffphoto (XPL) eines stark fenitisierten Pyroxenits aus dem Sevathur-Komplex (Probe 1541). Die Umwandlung der Pyroxene zu Biotit ist sehr weit fortgeschritten. Auch innerhalb des größeren Pyroxen-Restits sind kleinere Biotit-Blasten zu erkennen.



**Abb. 2.30:** Vergrößerte Aufnahme (XPL) des Pyroxenits 1541. In der Mitte oben ist noch ein Pyroxen-Restit zu erkennen, der sich im unteren mittleren Bereich des Bildes in Umwandlung zu Na-Amphibol befindet. In der linken unteren Ecke hat die Umwandlung zu Amphibol stattgefunden, während sich darüber bereits Biotit gebildet hat.



**Abb. 2.31:** Dünnschliffphoto (LPL) aus dem Kontaktbereich zwischen Pyroxenit und Syenit des Pakkanadu-Komplexes (Probe 1561). Bei den dunkelbraunen Mineralen handelt es sich um Allanit. Die hellen Minerale sind größtenteils Feldspat, während Pyroxene an hellgrüner Farbe zu erkennen sind.



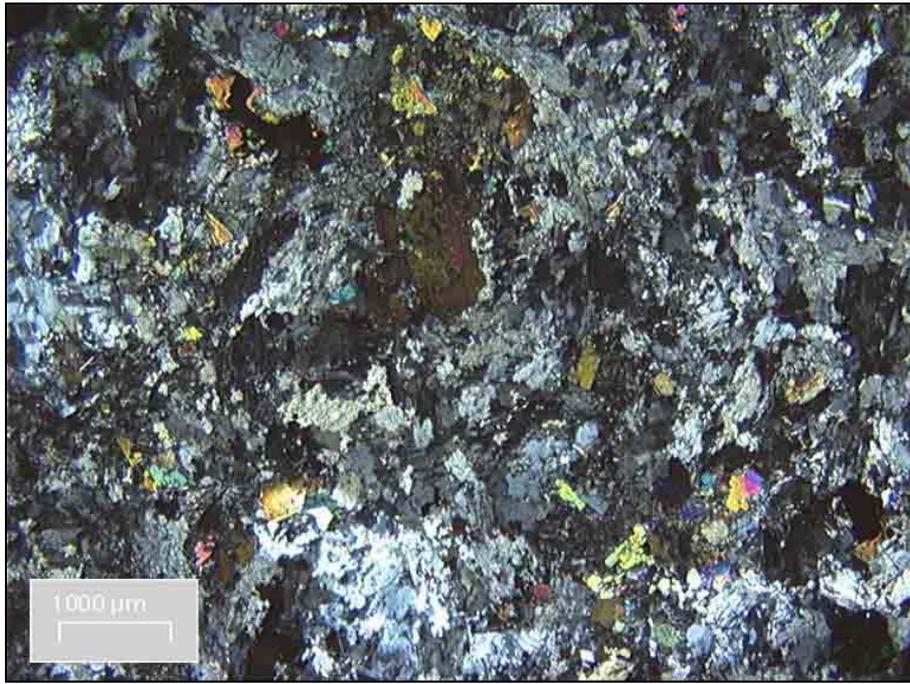
**Abb. 2.32:** Vergrößerte Aufnahme (LPL) des Kontaktbereichs der Probe 1561. Bei den hellen Mineralen handelt es sich hier um Calcit, der anscheinend als SEE-reiches karbonatitiches Fluid an der Syenit-Pyroxenit-Kontaktfläche eindrang und zur Bildung des Allanit in diesem Bereich führte.

### 2.5.3 Syenite

Die Syenite zeigen wie die Karbonatite große Variationen im Mineralbestand und auch in der Textur. Die Farben wechseln je nach Mineralbestand von leuko- über meso- bis melanokrat. Neben Syeniten mit der bereits erwähnten „trachytischen“ durch bis zu 5 cm große Orthoklasidioblasten nachgezeichnete Fließtextur (Abb. 2.33) aus dem Sevathur-Komplex sind sehr feinkörnige, porphyrische und mittel- bis grobkörnige sowie pegmatitische Syenite zu beobachten. Die beprobten Syenite erstrecken sich auf die Varietäten Muskowit-Biotit-Amphibol-Syenit (Abb. 2.34), Granat-Pyroxen-Syenit (Abb. 2.35) und Hornblende-Pyroxen-Syenit. Beobachtete Akzessorien der Syenite sind Apatit, Magnetit, Allanit, Titanit, Zirkon und Quarz.



**Abb. 2.33:** Dünnschliffphoto (XPL) eines Syenits mit großen Orthoklasidioblasten in feinkörniger K-Feldspat- und Albit-Matrix aus dem Sevathur-Komplex (Probe 1592). Häufigste Nebenminerale sind in diesem Syenit Pyroxene (Diopsid und Klinoenstatit) sowie Titanit und Magnetit. Die großen Feldspäte und auch die Pyroxene und Titanite zeichnen ein Fließgefüge nach, weshalb die Textur dieses sehr häufig vorkommenden Syenits auch als „trachytisch“ bezeichnet wird.



**Abb. 2.34:** Dünnschliffphoto (XPL) eines feinkörnigen Syenits aus dem kleineren nordwestlichen Aufschluss des Sevathur-Komplex (Probe 1549). Bei den Feldspäten handelt es sich um Albit, bei den Mineralen mit leuchtenden Interferenzfarben um Muskowit. Biotit und Amphibole treten ebenfalls in etwas geringerem Ausmaß in diesem Syenit auf.



**Abb. 2.35:** Dünnschliffphoto (LPL) des Granat-Pyroxen-Syenits aus dem Samalpatti-Komplex (Lokalität Olapatti). Der Syenit zeigt eine porphyrische Textur, Granate und Pyroxene schwimmen in einer Matrix aus Albit und K-Feldspat. Die Granate haben einen andraditischen Chemismus, bei den Pyroxenen handelt es sich um Diopsid.

#### 2.5.4 Kalksilikatgesteine

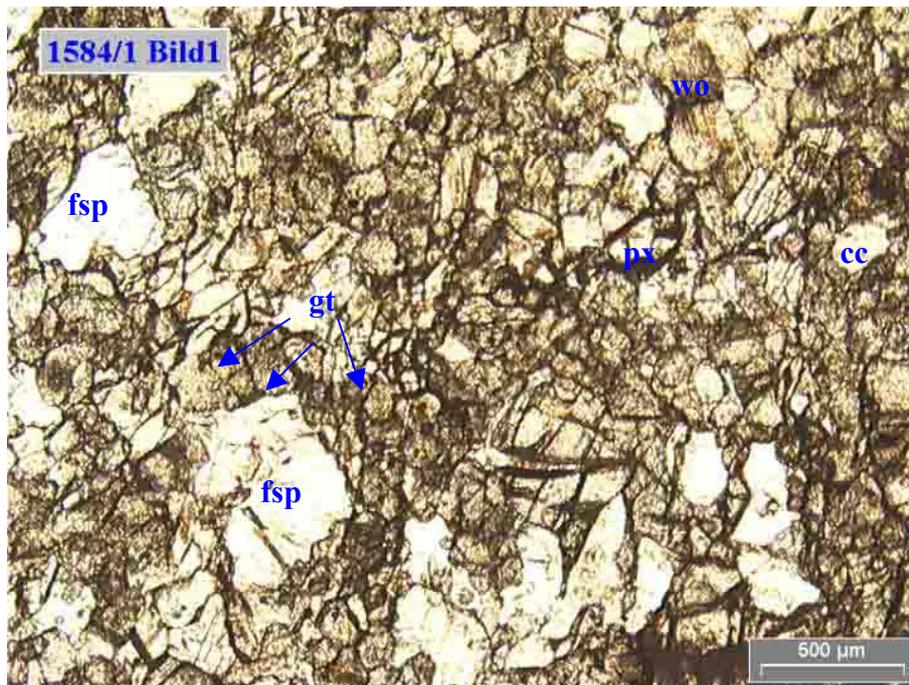
Wie bereits mehrfach angesprochen, sind die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Gneis-Xenolithe (s. Abb. 2.14) der Lokalität Paddemannur (Samalpatti-Komplex) nach der petrographischen Untersuchung als Kalksilikatgesteine anzusprechen. Die Gneise, die das Umgebungsgestein der Komplexe Sevathur und Samalpatti bilden und somit wahrscheinlich das Ausgangsgestein der kontaktmetamorph bzw. kontaktmetasomatisch entstandenen kalksilikatischen Xenolithe darstellen, werden von Miyazaki et al. (2000) als sehr grobkörnige leuko- bis mesokrate stark gescherte Epidot-Hornblende-Gneise mit granodioritischer bis quarzdioritischer Zusammensetzung beschrieben. Subramanian (1983) gibt als Umgebungsgestein des Sevathur-Komplexes mittel- bis grobkörnigen, verfalteten Hornblende-Biotit-Gneis an.

Die kalksilikatischen Xenolithe sind in ihrer Mineralogie und Petrographie den von Schleicher et al. (1998) beschriebenen Proben der Lokalität Kodamandapatti vergleichbar. Ihre isotopengeochemische Analysen belegen für diese Gesteine einen metasedimentären Charakter.

Mikroskopisch betrachtet zeigen die ehemaligen Gneise der Lokalität Paddemannur ein granoblastisches, unregelmäßiges Gefüge aus Diopsid, Granat und Kalifeldspat (s. Abb. 2.36 und 2.37). Bei dem Granat handelt es sich um Grossular, wie er typischerweise in Gesteinen, die eine Ca-Metasomatose erfahren, vorkommt. In einigen Bereichen ist der Granat und auch der Pyroxen poikiloblastisch ausgebildet. Einige Pyroxene zeigen Einschlüsse bzw. Verdrängungen durch Phlogopit. Der Kalifeldspat weist gelegentlich eine Mikroklingitterung auf und befindet sich stellenweise in Umwandlung zu Pyroxen.

Als Nebengemengteile treten Calcit und Wollastonit auf. Akzessorisch kommen Apatit und Quarz vor. Der Quarz weist eine undulöse Auslöschung auf. Der Granat zeigt Isotropieanomalien, was als Indikator für Stress gilt und somit als weiter Hinweis auf eine tektonische Beanspruchung dieses Gebietes nach der Karbonatitintrusion angesehen werden kann.

Es ist davon auszugehen, dass es sich bei den von Borodin et al. (1971) als „crystalline limestones“ beschriebenen Gesteinen mit der Mineralparagenese von u.a. Diopsid, Granat und Wollastonit und wahrscheinlich auch bei den von Subramanian et al. (1978) und Subramanian (1983) als „silico-carbonatites“ bzw. „wollastonite carbonatites“ bezeichneten Karbonatiten um ähnliche Gesteine kontaktmetamorph bzw. kontaktmetasomatischen Ursprungs handelt.



**Abb. 2.36:** Dünnschliffphoto (LPL) eines zu einem Kalksilikatgestein umgewandelten Gneiss-Xenoliths (Probe 1584). Das Gestein zeigt ein granoblastisch, unregelmäßiges Gefüge aus Diopsid, Grossular und Kalifeldspat. Als Nebengemengteile treten Calcit und Wollastonit auf.



**Abb. 2.37:** Dünnschliffphoto (XPL) derselben Probe wie Abb. 2.36.

### 3. Analytik

Das Kapitel Analytik gibt einen Überblick über die Vorgehensweise und die Messbedingungen der verwendeten geochemischen und isotopengeochemischen Analysemethoden. Die in den Geowissenschaften bisher noch nicht so häufig, jedoch aber in zunehmenden Maße genutzte Mikro-Röntgenfluoreszenzanalyse mit Synchrotronstrahlung wird in den Kapiteln 3.4.1 bis 3.4.4 ausführlicher beschrieben, da die mittels dieser Methode ermittelten Spurenelementkonzentrationen in Mineralen einen wesentlichen Bestandteil dieser Arbeit bilden.

#### 3.1 Probenaufbereitung

Die von Verwitterungskrusten befreiten Gesteinsproben wurden mittels eines Laborbackenbrechers zerkleinert. Durch mehrfaches Vierteln wurden Aliquote für die Gesamtgesteinsanalysen (RFA), für die Isotopenanalysen sowie für die Mineralseparation hergestellt. Die Proben für die RFA und die Gesamtgesteinsisotopenanalysen wurde in einer Wo-Carbid-Scheibenschwingmühle zu Pulver mit einer Korngröße  $< 10 \mu\text{m}$  gemahlen.

Die Aliquote für die Mineralseparationen wurden zunächst mit einer Stabmühle weiter zerkleinert und anschließend in mehrere Kornfraktionen gesiebt. Zur weiteren Separation zeigte sich die Fraktion  $>0,125 \text{ mm}$  und  $<0,25 \text{ mm}$  aufgrund vergleichsweise weniger Verwachsungen als geeignet. Die Abtrennung der gewünschten Mineralphasen erfolgte mit dem Frantz-Magnetscheider sowie durch Dichtentrennung mittels Na-Polywolframat und abschließender Separation unter dem Binokular.

#### 3.2 RFA- und EMS-Analysen

Zur Ermittlung der Zusammensetzungen des Gesamtgesteinsschemismus der Proben wurde das Gesteinspulver mit Lithiumtetraborat ( $\text{Li}_3\text{BO}_4$ , Mischung 1:5) verdünnt und zu Tabletten geschmolzen. Die Gesamtgesteinsselementkonzentrationen wurden mittels Röntgenfluoreszenz Spektrometrie (Philips PW 1408) am Geochemischen Labor der Universität Hamburg gemessen.

Die Bestimmung der Hauptelemente der Minerale fand an der Elektronenstrahl-Mikrosonde (Cameca CX 724) des Mineralogisch-Petrographischen Instituts der Universität Hamburg statt. Als Messbedingungen galten eine durchschnittliche Beschleunigungsspannung von 21 kV, 20 nA Stromstärke sowie Zählzeiten von 20 Sekunden für jeden Peak und 10 Sekunden für den Untergrund. Die Korrektur erfolgte mit dem PAP-Programm (Pouchou & Pichoir, 1984).

Die Analysen der Monazite nach der von Geisler & Schleicher (2000) beschriebenen Methodik wurden in Zusammenarbeit mit Dr. Thorsten Geisler-Wierwille durchgeführt, der auch die Auswertung übernahm. Die Messbedingungen waren hier 25keV Beschleunigungsspannung bei einem Probenstrom von 100 nA. Zählzeiten waren für Pb-M $\beta$  und U-M $\beta$  500 Sekunden sowie 200 Sekunden für die Th-M $\alpha$ -Linie. Als Standards wurden ein Pb-Zn-Silikatglas (52,14 Gew.-% Pb), ein Th-Ca-Al-Silikatglas (5,18 Gew.-% Th) und synthetisches UO<sub>2</sub> verwendet.

### 3.3 Isotopenanalysen

Die nasschemische Vorbereitung wurde im staubfreien Labor des Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz durchgeführt. Die Gesteinspulver für die Isotopenanalysen wurden mit HF und HNO<sub>3</sub> aufgeschlossen. Die Rb-, Sr- und SEE-Trennung der Proben erfolgte über mit DOWEX-Harz (AG 50 W-X 12) gefüllte Ionenaustauschersäulen unter Benutzung von 2,5-molarer HCl für Rb und Sr und 6-molarer HCl für die SEE. Eine Separation von Sm und Nd wurde mit Hilfe von Teflonsäulen (Wirksubstanz HDEHP) durchgeführt. Nd wurde mit 0,18-molarer, Sm mit 0,4-molarer HCl abgetrennt.

Die Sr- und Nd-Isotopenanalysen wurden ebenfalls am Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz an einem Multikollektor-Thermionen-Massenspektrometer des Typs Finnigan MAT 261 durchgeführt. Die Fraktionierung der Sr- und Nd-Isotopenverhältnisse wurden auf  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$  bzw.  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$  normiert. Wiederholte Messungen der Standards NBS-SRM-987 und La Jolla ergaben  $0,710178 \pm 15 (2\sigma)$  und  $0,511850 \pm 14 (2\sigma)$ .

Die Berechnung der geochronologischen Alter erfolgte mit dem Programm ISOPLOT/EX 2.01 (Ludwig, 1999) unter Verwendung modifizierter Algorithmen von York (1969).

Die Pb/Pb-Messungen an Monaziten wurden von Dr. Wolfgang Todt am Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz durchgeführt.

### 3.4 Röntgenfluoreszenzanalyse mit Synchrotronstrahlung (SRXRF)

Im Hamburger Synchrotronstrahlungslabor (HASYLAB) des Deutschen Elektronensynchrotron (DESY) besteht die Möglichkeit der Röntgenfluoreszenzanalyse mit Synchrotronstrahlung (SRXRF = Synchrotron Radiation X-ray Fluorescence). An dem hierzu eingerichteten Experimentierplatz „Strahl L“ können simultane Multielementanalysen im Mikrometerbereich durchgeführt werden.

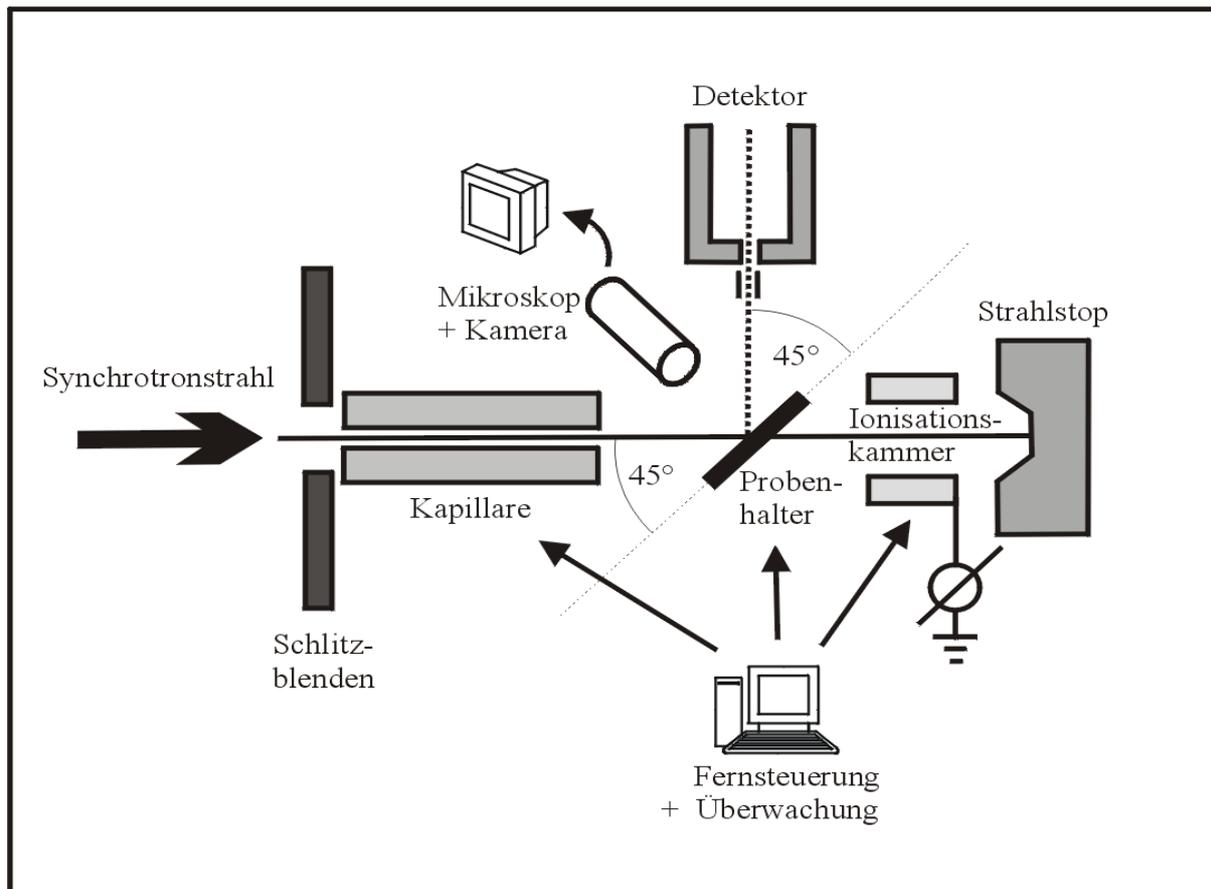
Da die polychromatische Synchrotronstrahlung Energien im Bereich von 3-100 keV abdeckt, ist eine Quantifizierung der chemischen Elemente mit Atomzahlen zwischen 19 und 92 fast ausschließlich unter Verwendung der K-Linien möglich. Die SRXRF-Analyse hat im Vergleich zu anderen mikroanalytischen Methoden den weiteren Vorteil der Zerstörungsfreiheit, so dass jederzeit eine Neumessung am gleichen Punkt erfolgen kann.

#### 3.4.1 Der SRXRF-Messplatz im HASYLAB

Eine intensive Vorbereitung der mittels SRXRF im HASYLAB zu analysierenden Proben ist nicht nur aufgrund der eingeschränkten Messzeit notwendig, es wurde zudem von vorneherein angestrebt, sowohl die EMS- als auch die SRXRF-Messungen punktgenau am selben Mineral durchzuführen. Das heißt, die zur Analyse geeigneten Minerale mussten anhand von Dünnschliffphotografien und Koordinaten im voraus festgelegt werden.

Die polierten Dünnschliffe werden freischwebend auf kreisförmige Aluminiumträger von ca. 1,5 cm Durchmesser montiert. Diese Träger wurden so konzipiert, dass sie sowohl in die Vorrichtung der EMS als auch in den Probenhalter am Messplatz „Strahl L“ passen.

In der Abb. 3.1 ist der Aufbau des Messplatzes „Strahl L“ schematisch dargestellt. Der aus dem ca. 24 m entfernten Speicherring ankommende Strahl gelangt am Experimentierplatz zunächst in eine Vorkammer. Hier befindet sich Kreuzschlitzsystem, welches eine Einengung des Strahls auf ca. 30 x 30  $\mu\text{m}$  bewirkt, eine Ionisationskammer zur Kontrolle der Strahlintensität sowie ein optional vorschaltbares Absorbersystem. Die Probe befindet sich im 45°-Winkel zum auftreffenden Strahl und zum energiedispersiven Ge(HP)-Detektor, der das Fluoreszenzsignal aufnimmt. Der durch die Probe austretende Strahl gelangt durch eine weitere Ionisationskammer und wird schließlich in einem Bleiblock gestoppt. Zur weiteren Vergrößerung der räumlichen Auflösung stehen optische Kapillaren zur Verfügung.



**Abb. 3.1:** Schematische Skizze des Experimentierplatzes am Strahl „L“ des HASYLAB/DESY

Leider war der zur Zeit der Datenaufnahme dieser Arbeit kleinstmöglich fokussierte Primärstrahldurchmesser etwa  $20 \times 70 \mu\text{m}$ . Fokussierende Kapillaren mit geringerem Durchmesser befinden sich derzeit in der Erprobungsphase. Die Kapillare ist ebenso wie die Probe jeweils auf einem in xyz-Richtung beweglichen Tisch positioniert, welcher von einem Rechnerplatz außerhalb des abgeschirmten Experimentierplatzes ferngesteuert werden kann. Die gesamte Spektrenaufnahme wird von hier gesteuert und überwacht. Detaillierte Beschreibungen der SRXRF Mikroanalytik und des Messplatzes im HASYLAB geben Smith and Rivers (1995) bzw. Haller and Knöchel (1996).

### 3.4.2 Aufnahme der Spektren

Die am Messplatz mit dem Programm SPECTRA (Kracht, 1999) aufgenommenen Spektren werden anschließend mit der Software AXIL („Analysis of X-ray Spectra by Iterative Least Squares Fitting“) (ESPEN et al., 1986) unter Berücksichtigung einer Vielzahl von Parametern

ausgewertet. Das Ergebnis ist die quantitative Bestimmung der Nettopeakzählraten eines jeden Elements.

Die eigentliche Quantifizierungsmethode der Spurenelemente basiert auf Vergleichsmessungen mit 13 internationalen und internen Standards ( s. Tabelle A3.1 im Anhang) und wurde im Rahmen einer Promotionsarbeit der Arbeitsgruppe Schleicher (Bessette, 1999) am HASYLAB-Messplatz entwickelt und im Verlaufe der Messsitzungen für diese Arbeit in einigen Punkten weiterentwickelt. Während der jeweiligen Messsitzung sind nun einmalig alle Standards unter gleichen Versuchsbedingungen zu messen, um später eine Basiseichgerade aufstellen zu können. Nach Änderungen der Versuchsbedingungen müssen dann jeweils nur zwei bestimmte Standards gemessen werden. Neue Versuchsbedingungen ergeben sich einerseits bereits durch die sich 8-10stündlich wiederholende „injection“ des Primärstroms (Einspeisung neuer Photonen in den Speicherring). Andererseits wurde im Laufe der ersten Messungen festgestellt, dass die Versuchsbedingungen teilweise auf einzelne Proben und auch auf bestimmte Minerale individuell eingestellt werden müssen, da die Aufnahmekapazität des Ge(HP)-Detektors begrenzt ist. So kann mit zusätzlichen Absorbern gearbeitet werden, um die Fluoreszenzstrahlung von nicht benötigten Matrixelementen zu unterdrücken, oder die Primärstrahlung kann durch das vorgeschaltete Blendenschlitzsystem verringert werden. Trotz dieser Eingriffsmöglichkeiten, können dennoch bestimmte Minerale aufgrund ihrer hohen Fluoreszenzstrahlung nicht gemessen werden. Hierzu gehören z. B. Magnetit, dessen hoher Fe-Gehalt die Analyse unmöglich macht und Monazit, dessen hoher Ce-Gehalt zur Übersättigung des Detektors d.h. zu einer zu hohen Totzeit führt. Ebenfalls konnten aus diesem Grund einige Fe- und Ba-reiche Glimmer nicht analysiert werden.

### 3.4.3 Quantifizierung der Elementgehalte

Die Gesamtzählraten jedes Elements werden zunächst mittels der Formel

$$\text{cps}_n = (\text{Gesamtzählrate} / \text{Messzeit}) * (100 / \text{Primärstrahlstrom})$$

in cps umgerechnet („counts per second“). Um vergleichbare Werte zu erhalten, wird hierbei eine Normierung auf einen Primärstrahlstrom von 100 mA vorgenommen. Der Primärstrom nimmt zwar exponentiell ab, jedoch kann bei relativ kurzen Messzeiten (1000 Sekunden) eine lineare Abnahme angenommen werden. Bei der Messzeit muss die Totzeit berücksichtigt

werden. Des Weiteren muss bei der Auswertung jedes Elements eine Massenschwächungskorrektur durchgeführt werden. Hierzu ist es notwendig, die Dicke der Probe und die Probenzusammensetzung zu kennen. Daher sind EMS-Analysen des Hauptelementchemismus der Proben unerlässlich.

Mittels der Referenzwerte und der gemessenen Intensitäten der Geostandards wird für jedes Element eine Regressionsgerade aufgestellt, deren Steigung als Eichgerade zur iterativen Quantifizierung der unbekannt Elementkonzentrationen der untersuchten Proben dient. Die genauen Rechenwege und die Entwicklung der Korrekturverfahren sowie weitere Details sind den Arbeiten von Schleicher (2003) und Bessette (1999) zu entnehmen.

Zusätzlich wurde für die im Rahmen dieser Arbeit analysierten Proben abschließend eine interne Angleichung der erhaltenen Konzentrationen für die Elemente Fe, Ca oder K durchgeführt, je nachdem welches dieser Elemente in der EMS-Analyse die höchste Konzentration aufweist.

#### **3.4.4 Nachweisgrenzen und Fehlerquellen**

Nach Bessette (1999) können an diesem Messplatz unter Verwendung der im Kapitel 3.4.3 erläuterten Quantifizierungsmethode Nachweisgrenzen unter 10 ppm bei einem analytischen Fehler von 20% erreicht werden. Die Präzision und Genauigkeit beschreibt er mit einer Reproduzierbarkeit von 1 bis 7 % und analytischen Unsicherheiten von 10 bis 20 % als zufriedenstellend. Durch die Energieabhängigkeit einzelnen Elemente ergeben sich elementspezifische Nachweisgrenzen bzw. Standardabweichungen. Je nach Element liegen die Nachweisgrenzen zwischen 1-5 ppm (Bessette, 1999; Hansteen et al. 2000; Schleicher, 2003). Eigene punktgenaue Wiederholungsmessungen an verschiedenen Mineralen aus einem Karbonatit (s. Tab. A3.2 im Anhang) zeigen, dass geringere Standardabweichungen auftreten je höher die Konzentration des jeweiligen Elements ist. So können beispielsweise die SEE-Gehalte in Calciten und Apatiten, die sich bei Karbonatiten im 1000er ppm-Bereich erstrecken mit Standardabweichungen von <1 % reproduziert werden. Die Messungen von Elementkonzentrationen im 100er ppm-Bereich ergeben größtenteils Standardabweichungen zwischen 1 und 6 %. Bei geringeren Konzentrationen (ca. ab <20 ppm) sind jedoch schwankende Standardabweichungen von bis zu 35 % zu beobachten.

Als Fehlerquellen kommen neben den nichtsystematischen Veränderungen der Experimentierbedingungen (z. B. Abnahme bzw. Schwankungen des Primärstroms) vor allem

die Dickenbestimmung der zu analysierenden Probe und das Volumen des angeregten Probenbereichs in Frage. Da aufgrund der Strahloptik ein schräg durch die Probe verlaufender zylinderförmiger Bereich angeregt wird, besteht die Möglichkeit, dass mikroskopisch nicht erkennbare Fremdeinschlüsse mitanalysiert werden.

Im Verlaufe der Messungen wurde festgestellt, dass sehr Ba-reiche (>1000 ppm) Phasen (Glimmer, Feldspat) anormale Nd-Peaks aufwiesen, deren Ursache möglicherweise in Problemen beim Untergrundfitting der AXIL-Software im Falle der Peaküberlagerung liegt.

## 4. Geochemie

Das Kapitel Geochemie umfasst zunächst die Beschreibung der Gesamtgesteinschemismen der magmatischen Einheiten (4.1) der drei Untersuchungsgebiete Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu. Hierbei wird eine Unterteilung in die Hauptgesteinsarten Karbonatite (4.1.1), Syenite (4.1.2) und Pyroxenite (4.1.3) vorgenommen.

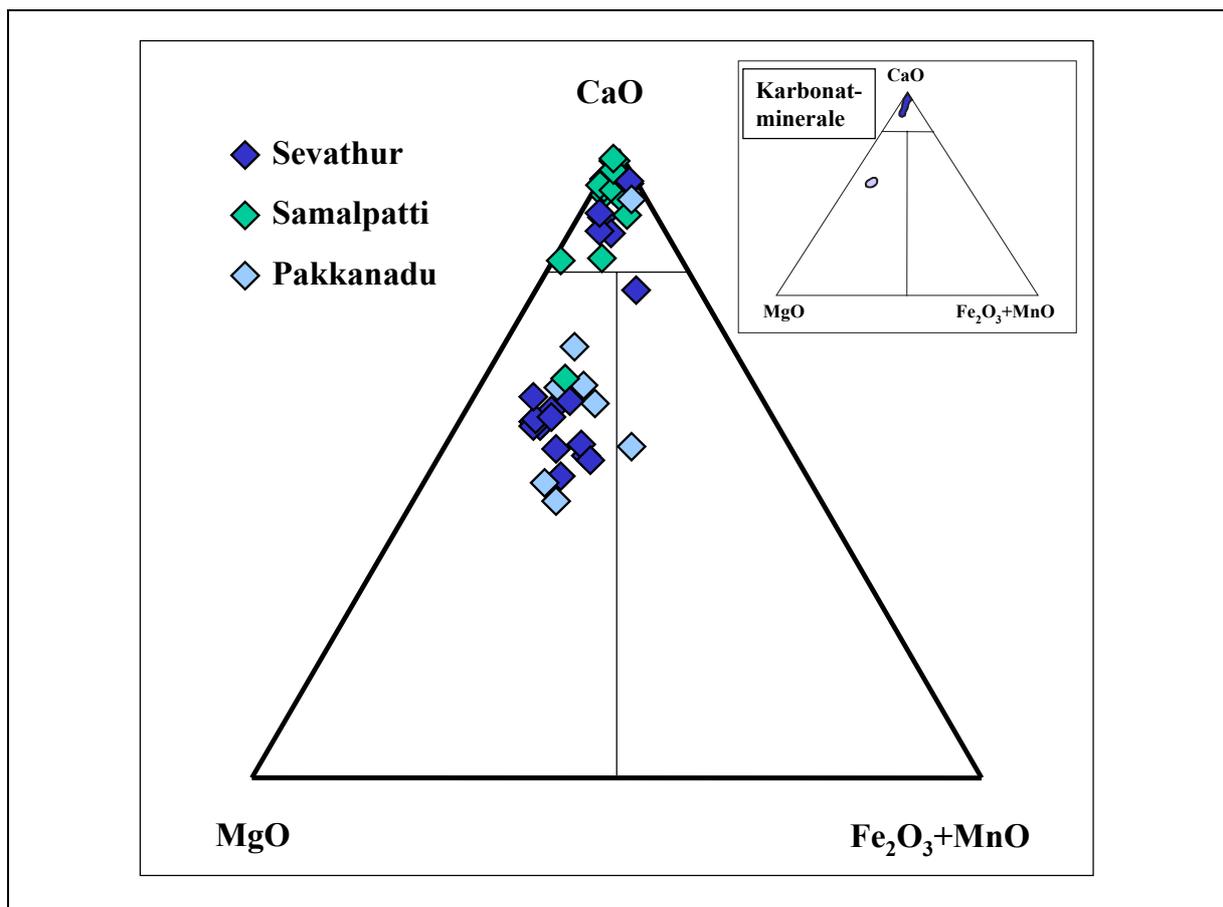
Im anschließenden Kapitel 4.2 werden einige Mineralchemismen der vorwiegend untersuchten Karbonatite und Pyroxenite in einzelnen Kapiteln vorgestellt.

### 4.1 Gesamtgesteinschemie

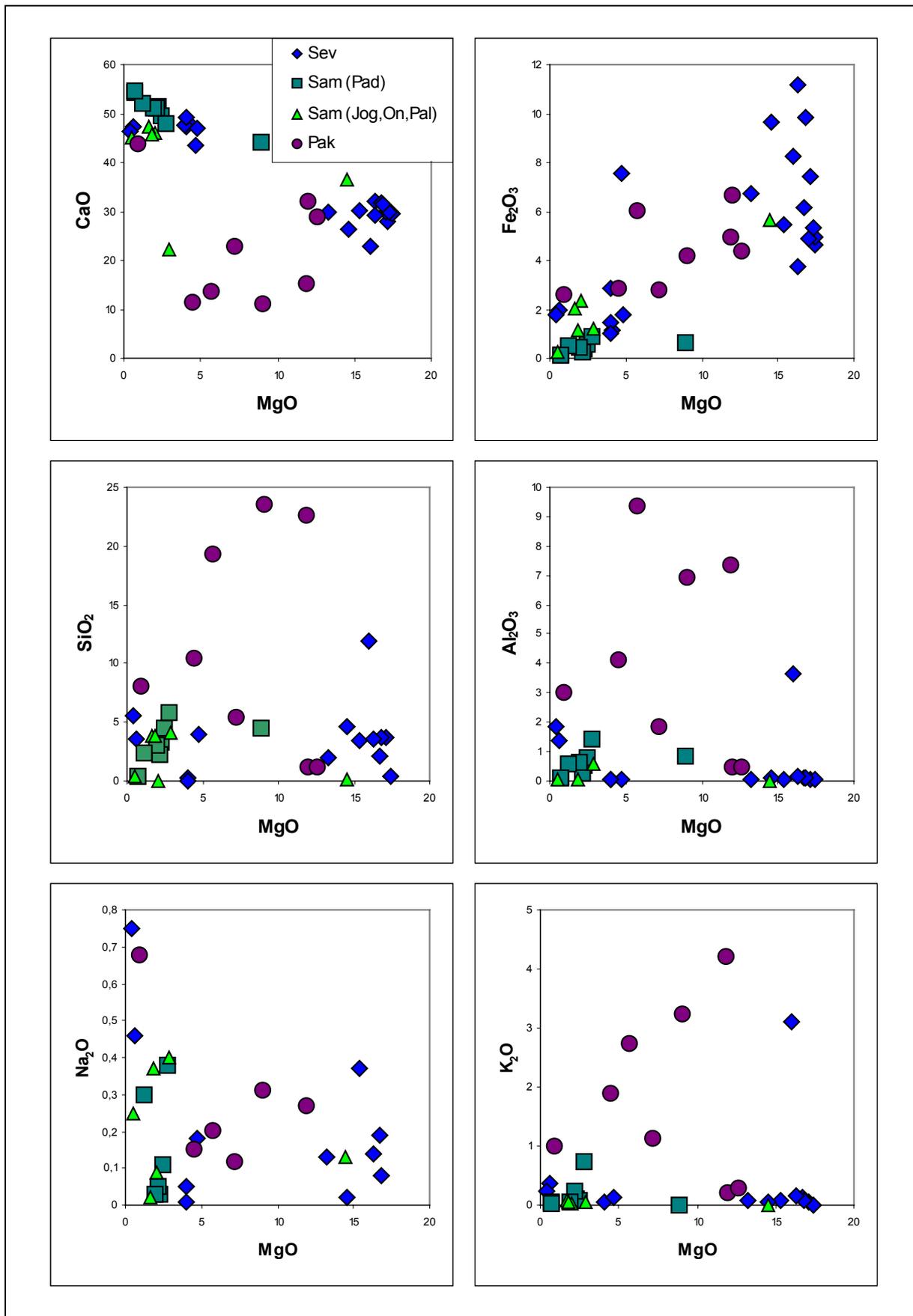
#### 4.1.1 Karbonatite

Mittels RFA wurden 31 repräsentative Karbonatitproben aus Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu untersucht. Die Ergebnisse der Analysen sind in Anhang A2 tabellarisch aufgelistet. Zusätzlich konnte auf Untersuchungen von Schleicher et al. (1998) aus denselben Arbeitsgebieten zurückgegriffen werden. Abb. 4.1 zeigt eine von Woolley (1989) empfohlene Klassifizierung der Karbonatite anhand ihres Gesamtgesteinschemismus im System CaO-MgO-(Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MnO) in Gewichts-%, wonach CaO dominierte Karbonatite als Calcitkarbonatit, MgO dominierte Karbonatite als Dolomitkarbonatit und (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+MnO)-dominierte Karbonatite als Ferrokarbonatit bezeichnet werden. Nach Woolley (1989) sollte sich auf diese Klassifizierung beschränkt werden, sofern die Mineralogie der Karbonate nicht 100%ig bekannt ist. Für die Karbonate einiger Proben liegen EMS-Analysen vor, die jedoch statistisch gesehen nicht für eine 100%ige Aussagekraft über die beteiligten Karbonatphasen der jeweiligen Probe ausreicht (s. Problematik der Nomenklatur, Kapitel 1.2). Ein größerer Teil der Proben wurde per RFA untersucht. Nach der Klassifikation von Woolley (1989) zeigt sich, dass im Arbeitsgebiet Sevathur zum größten Teil Dolomitkarbonatite vorkommen. Calcitkarbonatite treten als Linsen auf. Der Karbonatit des Samalpatti-Komplexes ist durch eine calcitische Zusammensetzung gekennzeichnet. Dolomit kommt hier nur in den spätintrudierten Gängen vor. Bei der in Abb. 4.1 im dolomitischen Feld dargestellten Analyse eines Karbonatits aus Samalpatti handelt es sich um eine solche Probe aus Jogipatti. Diese Ergebnisse der Komplexe Sevathur und Samalpatti sind übereinstimmend mit Untersuchungen anderer Autoren (Borodin et al., 1971; Viladkar & Subramanian, 1995). Die

im Ferrokarbonatit-Feld dargestellte Analyse eines Karbonatits aus Sevathur weist auf ein generelles Problem der heterogenen Karbonatitzusammensetzung im Zusammenhang mit der hier verwendeten Klassifizierungsmethode hin. Bei den durchgeführten EMS-Analysen der Karbonate wurden lediglich Dolomit und Calcit festgestellt. Der höhere Eisengehalt ist hier auf Fe-haltige Silikate und Oxide zurückzuführen. Es konnte im übrigen bei sämtlichen im Rahmen dieser Arbeit und der von Kühl (1999) durchgeführten EMS-Analysen an Karbonatitproben aus den drei Arbeitsgebieten kein Ankerit identifiziert werden. Die Zusammensetzungen der Karbonatminerale beschränken sich auf die in Abb.4.1 rechts oben dargestellten wesentlich kleineren Calcit- und Dolomitfelder, so dass allgemein der Anteil und Chemismus der nicht karbonatischen Phasen, die ebenfalls Mg, Fe und Mn führen, mit in Betracht gezogen werden sollte. Die Karbonatitproben aus Pakkanadu weisen teilweise größere Mengen an Silikatmineralen auf, insbesondere Phlogopit, was sich in  $\text{SiO}_2$ -Gehalten von bis zu 23 Gewichts-% widerspiegelt. Abb. 4.2 gibt einen Überblick über die Variation von CaO,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  mit dem MgO-Gehalt in Karbonatiten aus den 3 Komplexen.



**Abb. 4.1:** Chemische Klassifizierung der untersuchten Karbonatite und Karbonatminerale aus Tamil Nadu nach Woolley (1982). Zusätzlich wurden Daten aus Schleicher et al. (1998) miteinbezogen ( $\text{Fe}_2\text{O}_3 = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ ).



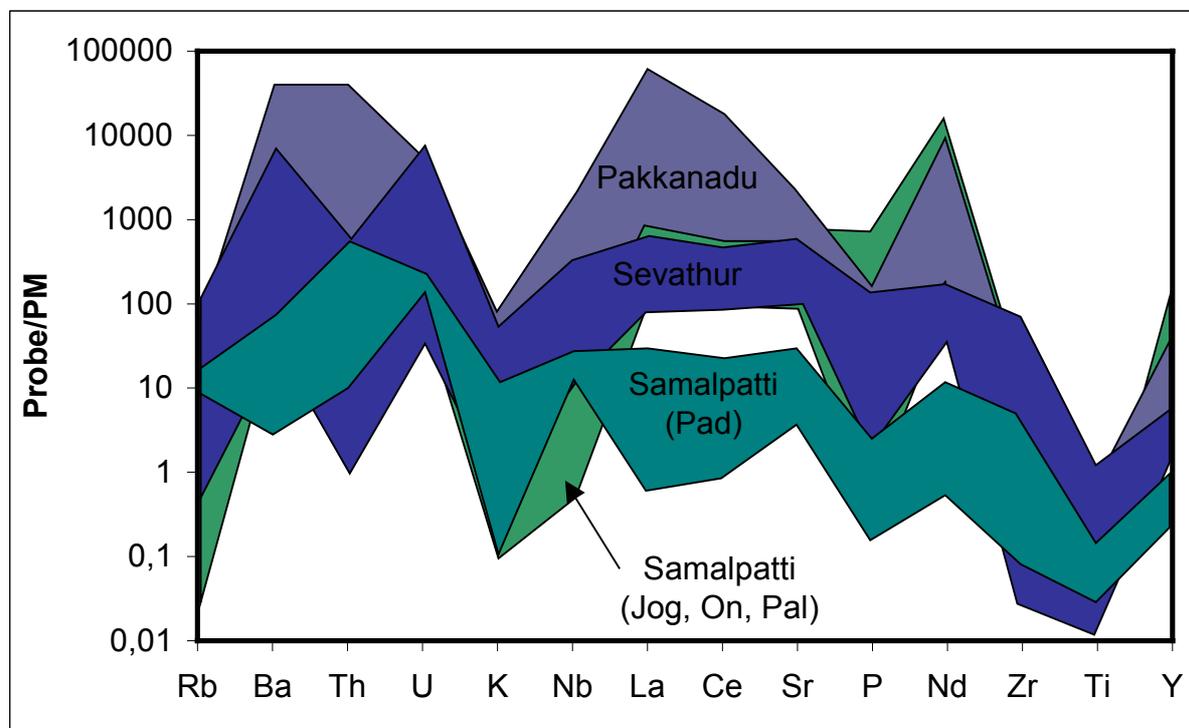
**Abb. 4.2:** Variation von CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O und K<sub>2</sub>O mit MgO-Gehalt in Karbonatiten aus Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu (in Gewichts-%).

Generell lässt sich an den beiden Darstellungen CaO bzw. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> gegen MgO die Klassifizierungen in Calcitkarbonatit und Dolomitkarbonatit ablesen. Während Calcitkarbonatite CaO-Gehalte im Bereich um 50 Gew.-% mit MgO- und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Konzentrationen bis 5 Gew.-% aufweisen, sind bei Dolomitkarbonatiten geringere CaO-Gehalte (um die 30 Gew.-%) mit entsprechend höheren MgO- und Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Konzentrationen zu beobachten (s. Abb. 4.2). Ein Teil der Karbonatite aus Pakkanadu weist im Vergleich zu den anderen Karbonatiten noch geringere CaO-Gehalte auf. Gleichzeitig sind bei diesen Proben sowie auch bei einer Probe aus Sevathur die Werte für SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und insbesondere K<sub>2</sub>O höher. Dies ist auf den wesentlich höheren Anteil an Phlogopit in diesen Karbonatiten zurückzuführen.

Die sehr hohen Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Konzentrationen (> 7 Gew.-%), die bei einigen Proben aus Sevathur zu beobachten sind, sind hier speziell auf das Vorkommen von Olivin zurückzuführen.

Höhere Na<sub>2</sub>O -Werte (>0,4 Gew.-%) zeigen albitführende Karbonatite aus Pakkanadu und Sevathur (Proben aus dem kleineren Karbonatitaufschluss im Syenit).

In Abb. 4.3 sind die durch RFA ermittelten Spurenelementkonzentrationen der drei Arbeitsgebiete normiert auf die Zusammensetzung des Primitiven Mantels (PM, Daten von McDonough & Sun, 1995) dargestellt. Wie auch in den folgenden Abbildungen wurden die Daten von Schleicher et al. (1998) mit einbezogen. Die Unterteilung des Samalpatti-



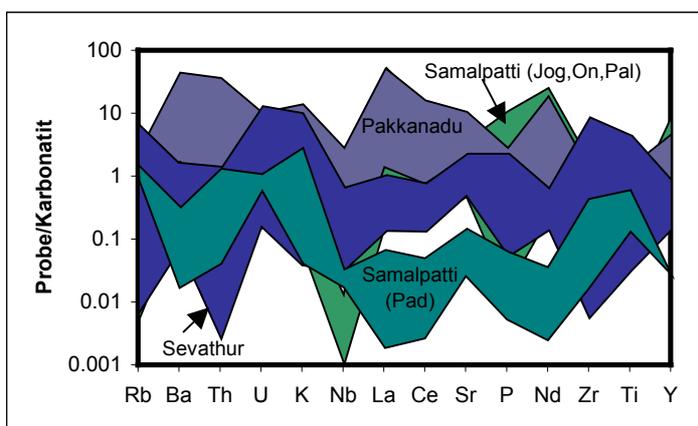
**Abb. 4.3:** Spurenelementverteilung der Karbonatite aus den Karbonatitkomplexen Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu normiert auf die Zusammensetzung des Primitiven Mantels (PM, Daten von McDonough & Sun, 1995).

Komplexes in den größeren Aufschluss der Lokalität Paddemannur (Pad) sowie die kleineren gangartig vorkommenden Karbonatite der Lokalitäten Jogipatti (Jog), Onnakkarai (On) und Pallasulakarai (Pal) erweist sich in dieser Darstellung als sinnvoll, da deutliche Unterschiede insbesondere bei den Konzentrationen der SEE und Sr zu bemerken sind. Eine der Ursachen hierfür liegt sicherlich in dem nahezu völligen Fehlen von Apatit in den Karbonatiten aus Paddemannur, die im Gegensatz zu den Karbonatiten der anderen Lokalitäten des Samalpatti-Komplexes, die Apatit und SEE-Mineraie führen (Schmidt, 1996), fast monomineralisch aus Calcit bestehen.

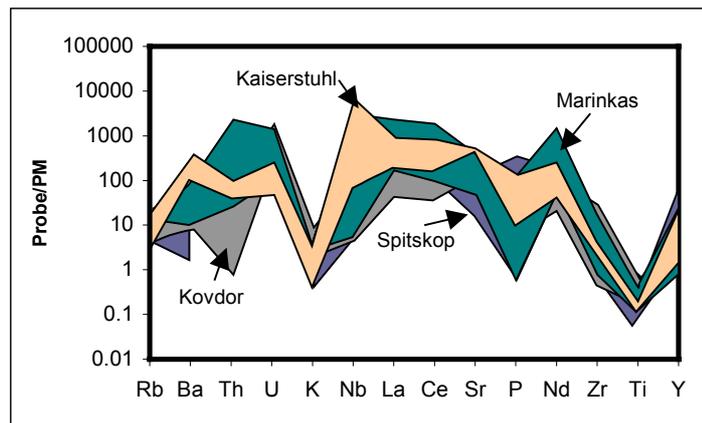
Allgemein weisen alle beprobten Karbonatitkomplexe für sich betrachtet die für Karbonatite typischen Abreicherungen der Elemente Rb, K und Ti auf.

Der Karbonatit aus Sevathur zeigt ein für Karbonatite relativ typisches Verteilungsmuster. Es sei

hier auf die Abb. 4.4 hingewiesen, die Verteilungsmuster diverser Karbonatitvorkommen zeigt. Abb. 4.5 zeigt eine weitere Darstellung der Spurenelementverteilungen. Die Konzentrationen der Elemente wurden hier auf einen „globalen Durchschnittskarbonatit“ normiert (Woolley & Kempe, 1989). Nur die Werte des Karbonatit aus Sevathur bewegen



**Abb. 4.5:** Spurenelementverteilung der Karbonatite aus den Karbonatitkomplexen Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu normiert auf die Zusammensetzung eines „globalen Durchschnittskarbonatits“ nach Woolley & Kempe (1989).



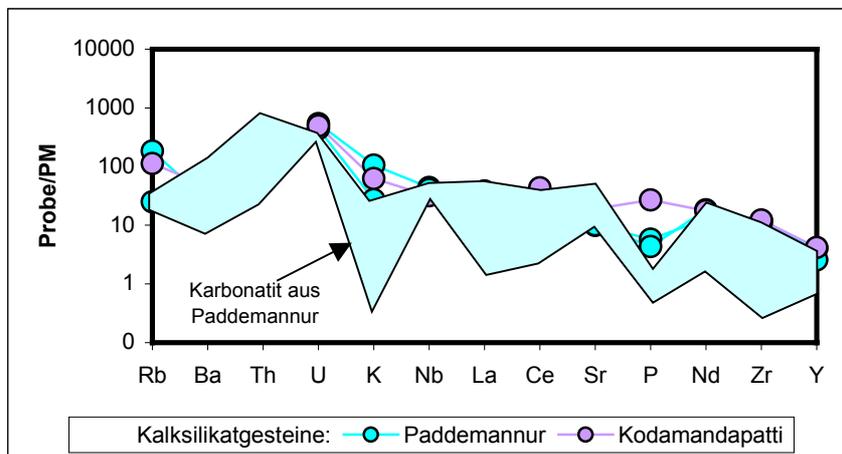
**Abb. 4.4:** Mantelnormierte Spurenelementverteilungen einiger weltweit vorkommender Karbonatite. Kaiserstuhl: Schleicher et al. (1991), Marinkas Quellen Karbonatit-Komplex (Namibia): Smithies & Marsch (1998), Spitskop Komplex (Südafrika): Harmer (1999), Kovdor Intrusion (Kola, Russland): Verhulst et al. (2000).

sich in dieser Darstellung fast durchgehend im Rahmen der von Woolley & Kempe (1989) zusammengestellten Daten. Größere Variationen treten bei den Elementen Ba, Th, U, K, P und Zr auf, was auf die unterschiedliche Mineralisation von akzessorischen Phasen wie Pyrochlor, Zirkon, Zirkonolith und Monazit sowie auf höhere Anteile an Apatit und Glimmer zurückzuführen

ist.

Der Karbonatit von Pakkanadu zeigt extrem hohe Anreicherungen der Elemente Ba und Th sowie der SEE. Neben den SEE-reichen Phasen Monazit und Allanit treten in diesem Karbonatit auch Baryt und Ba-reicher Phlogopit ( $\text{Ba} > 2,5 \text{ Gew.-%}$ ) als Nebengemengteile auf. Der Karbonatit von der Lokalität Paddemannur des Samalpatti-Komplexes weist mit höchstens 10-fachen Anreicherungsfaktoren (bezüglich des Primitiven Mantels) bei den SEE und Sr für Karbonatite ungewöhnlich geringe Gehalte auf. Im Vergleich zum „globalen Durchschnittskarbonatit“ von Woolley & Kempe (1989) entspricht dies bis zu 100fachen Abreicherungsfaktoren (siehe Abb. 4.5).

Vergleicht man den Karbonatit der Lokalität Paddemannur mit den dort auftretenden, zu Kalksilikatgesteinen umgewandelten Gneis-Xenolithen (Abb. 4.6), so zeigt sich, dass beide Gesteinsarten eine ähnliche Spurenelementverteilung mit Konzentrationen im gleichen



**Abb. 4.6:** Spurenelementverteilung der Karbonatite der Lokalität Paddemannur aus dem Samalpatti-Komplex im Vergleich zu Kalksilikaten der Lokalitäten Paddemannur und Kodamandapatti normiert auf die Zusammensetzung des Primitiven Mantels (PM, Daten von McDonough & Sun, 1995).

Größenbereich aufweisen. Das Gleiche gilt für die Probe eines Kalksilikatgesteins der Lokalität Kodamandapatti. Lediglich bei den Elementen Rb, K und P sind bei den Kalksilikatgesteinen leicht höhere Konzentrationen zu beobachten.

## 4.1.2 Syenite

Der Gesamtgesteinschemismus wurde an zwei Syenitproben aus Sevathur (1549 und 1550), an drei Proben aus dem Samalpatti-Komplex (1543 aus Jogipatti, 1553 aus Olapatti und 1605a aus Paddemannur) sowie an sechs Proben aus Pakkanadu (1514, 1517, 1560a, 1560b, 1561 und 1577) mittels RFA untersucht. Bei den zur geochronologischen Altersdatierung ausgewählten Syenitproben wurde Sr, Rb, Nd und Sm mittels Isotopenverdünnungsanalyse bestimmt. Die ermittelten Daten sind in Tab. A2 im Anhang tabellarisch aufgelistet. Zusätzlich wurde stets die Syenitprobe sev184 (Schleicher et al., 1998) aus Sevathur miteinbezogen und soweit vorhanden weitere Daten von Viladkar & Subramanian (1995) aus Sevathur und Miyazaki et al. (2000) aus Sevathur und Yelagiri in den Diagrammen dargestellt.

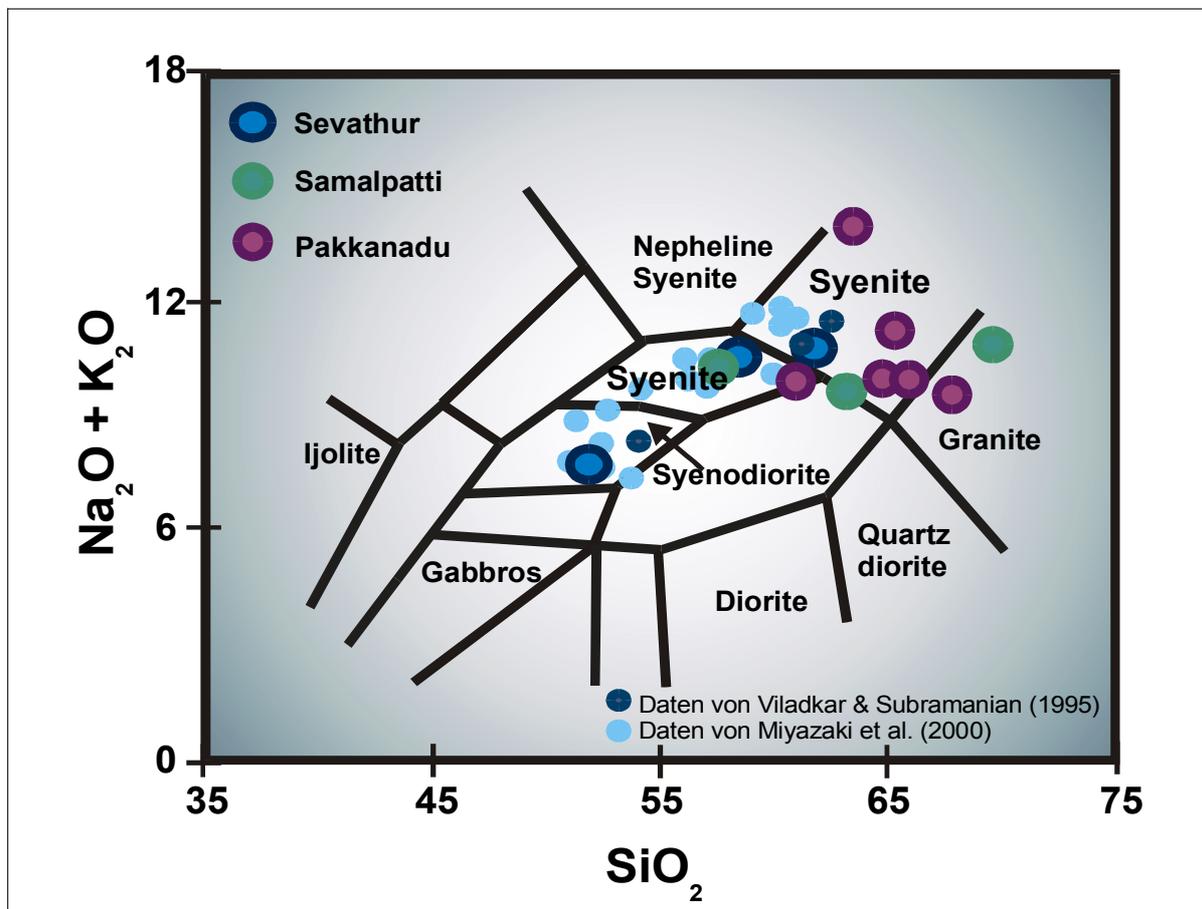
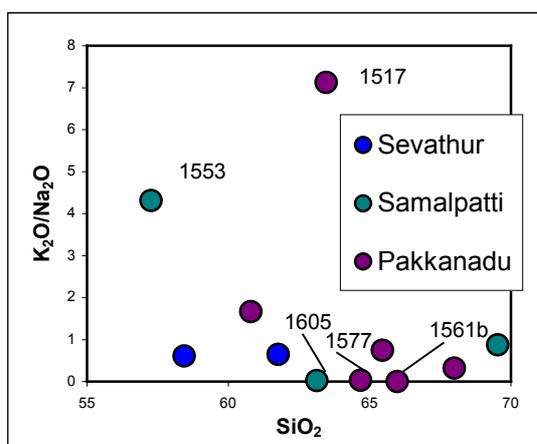


Abb. 4.7: Klassifikationsdiagramm für plutonische Gesteine nach Cox et al. (1979) mit Proben aus Tamil Nadu.

Die  $\text{SiO}_2$ -Gehalte der im Rahmen dieser Arbeit beprobten Syenite variieren zwischen 57,27 (Probe 1553) und 69,53 (Probe 1543) Gew.-%, die Probe sev184 weist einen  $\text{SiO}_2$ -Gehalt von 52,08 Gew.-% auf. Insgesamt gesehen erweisen sich die Proben aus Pakkanadu als  $\text{SiO}_2$ -reichste Syenite. Die Alkaligehalte erstrecken sich bis auf die Proben 1517 (13,79 Gew.-%) und sev184 (7,65 Gew.-%) auf einen engeren Bereich zwischen 9,57 und 11,29 Gew.-%. Im Klassifikationsdiagramm nach Cox et al. (1979) fällt der Großteil der Proben in die Felder für Syenite (Abb. 4.6). Zwei Proben fallen in das Feld für Granite (1543 aus Jogipatti und 1560a aus Pakkanadu).

Das Verhältnis  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  weist teilweise gravierende Unterschiede der einzelnen Proben auf. Die Proben aus Sevathur sowie Probe 1543 aus Jogipatti und Probe 1514 aus Pakkanadu

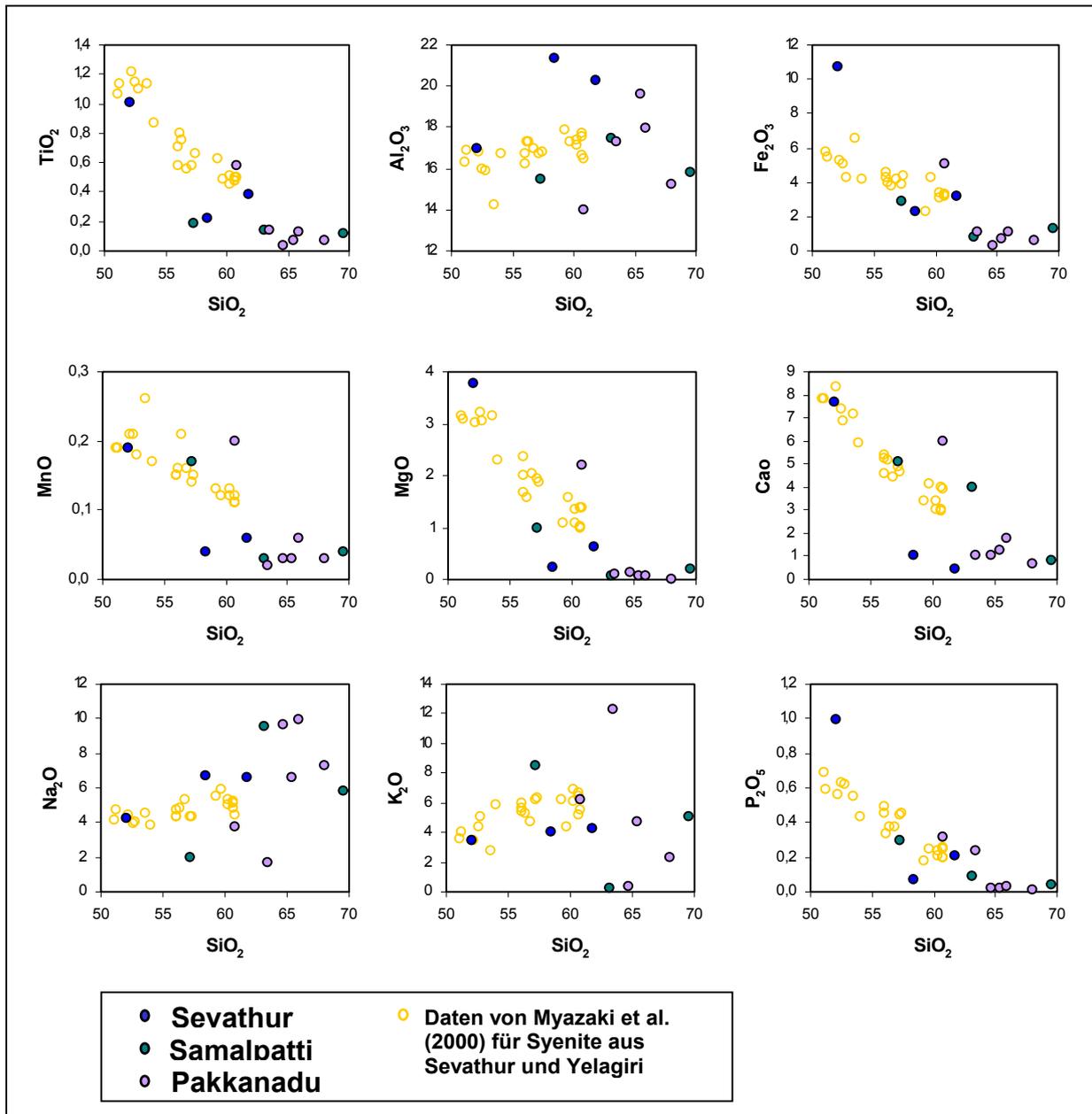


**Abb. 4.8:** Diagramm  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  gegen  $\text{SiO}_2$  für Syenite der Komplexe Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu

fallen in einen Bereich zwischen 0,6 und 0,8. Sehr geringe  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisse (0-0,03) zeigen die Proben aus Albitit-Gängen (1605 und 1577) ebenso wie die Probe 1561b aus Pakkanadu, während der granatführende Syenit aus Olapatti und die Probe 1517 aus Pakkanadu mit 4,31 bzw. 7,12 relativ hohe  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ -Verhältnisse aufweisen. Das Verhältnis  $(\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$  variiert zwischen 0,67 und 1,07,

wobei die Proben 1543, 1553, 1517 und 1560b mit Werten  $>1$  ein Al-Defizit anzeigen (siehe hierzu auch Harker-Diagramme, Abb. 4.7). Die Werte für  $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$  bewegen sich im Rahmen von 0,67-0,98.

In der Darstellung der Hauptelemente gegen  $\text{SiO}_2$  (Abb. 4.7) folgen die im Rahmen dieser Arbeit beprobten Syenite nur teilweise den Trends der Daten von Miyazaki et al. (2000). Die Gehalte von  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  nehmen mit zunehmendem  $\text{SiO}_2$ -Gehalt ab, während die Konzentrationen von  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  und  $\text{K}_2\text{O}$  zunehmen. Miyazaki et al. (2000) gehen aufgrund dieser eindeutigen Trends von fraktionierter Kristallisation als Hauptprozess der magmatologischen Entwicklung aus. Einige Daten zeigen sehr deutliche Abweichungen zu den Daten von Miyazaki et al. (2000). Die Proben 1549 und 1550 aus dem kleineren Syenitaufschluss westlich des Karbonatits von Sevathur zeigen im Vergleich zu den anderen Proben Anreicherungen an  $\text{Al}_2\text{O}_3$  sowie Abreicherungen an  $\text{CaO}$ ,  $\text{MnO}$  und  $\text{MgO}$ , Probe 1549 ist auch an  $\text{TiO}_2$  und  $\text{P}_2\text{O}_5$  abgereichert. Der Granat-führende Syenit aus Olapatti weist ebenso einen geringeren  $\text{TiO}_2$ -Gehalt auf.

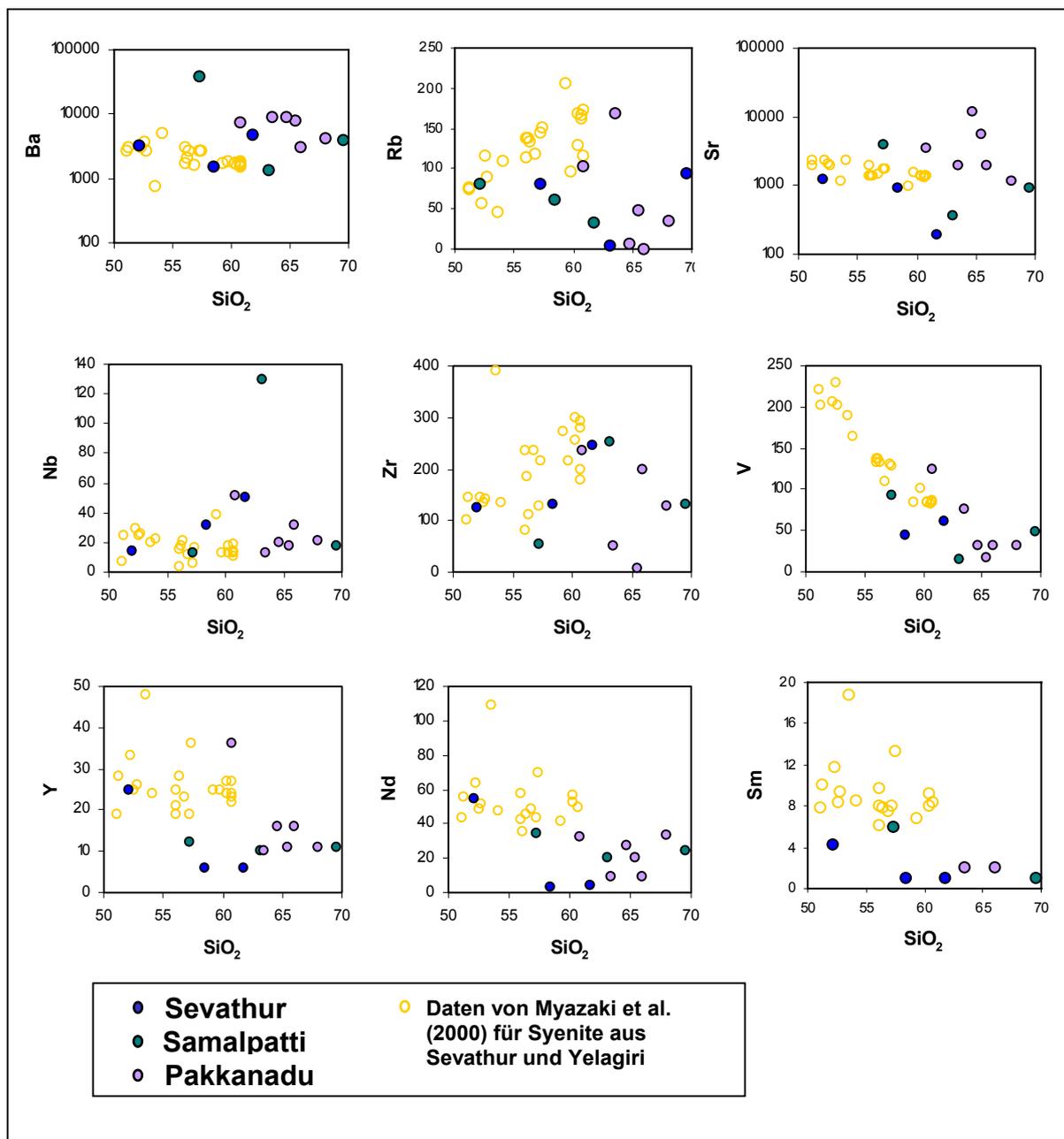


**Abb. 4.9:** Harker-Diagramme für die Hauptelemente der beprobten Syenite. Zusätzlich sind Daten von Miyazaki et al. (2000) dargestellt.

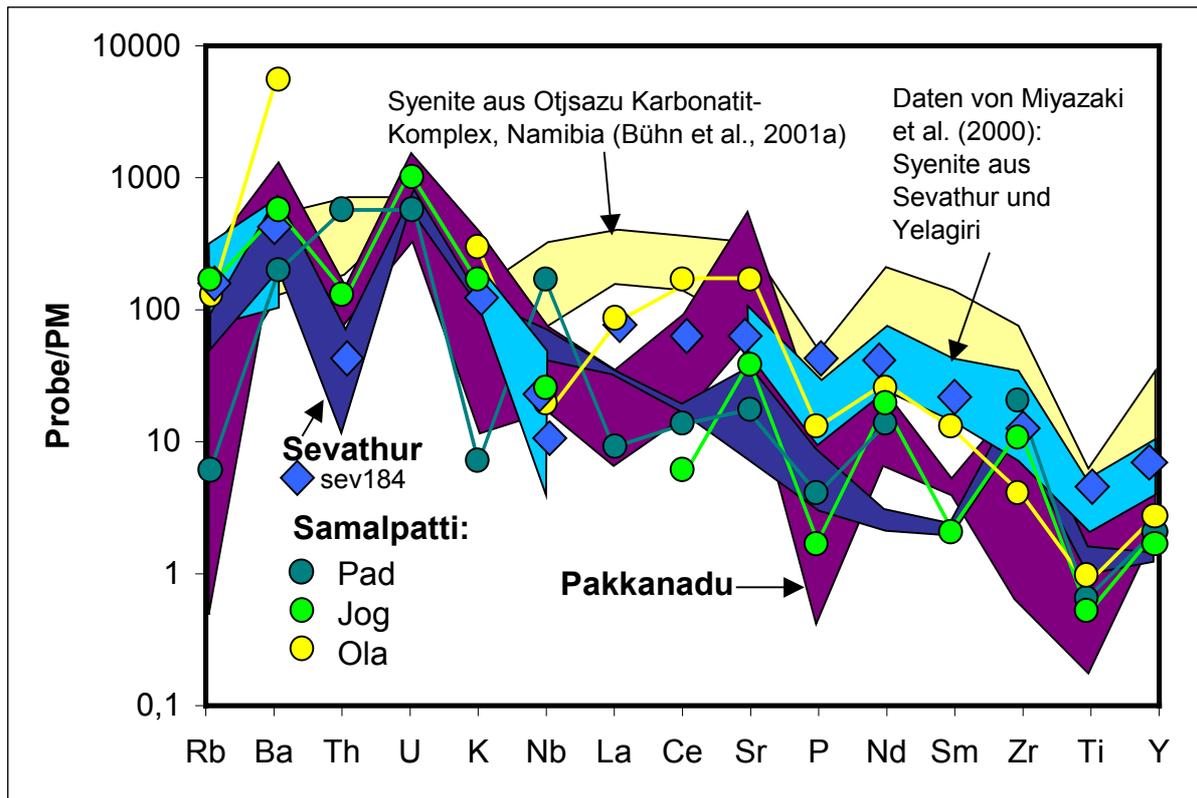
Das Verhalten der Spurenelemente in Abhängigkeit von  $\text{SiO}_2$  zeigt teilweise sehr große Variationen und Abweichungen von den Vergleichsdaten. Hervorzuheben ist der erhöhte Ba-Gehalt, insbesondere der Proben aus Pakkanadu und der Probe 1553 aus Olapatti (höchste Ba-Konzentration mit 39512 ppm). Des weiteren zeigen die Pakkanadu-Proben z.T. sehr geringe Rb-Konzentrationen verbunden mit höheren Sr-Gehalten. Die Proben der syenitischen Gänge 1605 (Samalpatti) und 1577 (Pakkanadu) haben beide sehr geringe Rb-Konzentrationen, während die Probe aus Samalpatti einen ebenso geringen Sr-Gehalt zeigt, weist die Probe aus

Pakkanadu mit 12016 ppm die höchste Sr-Konzentration auf. Die beiden Proben aus dem westlichen Syenitaufschluss in Sevathur zeigen auffälligerweise die beinahe gleichen und jeweils niedrigsten Werte für Y, Nd und Sm.

Insgesamt gesehen scheinen die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Syenite eine Sonderstellung einzunehmen, deren Ursache möglicherweise in ihrer Lage im näheren Kontaktbereich zu den Karbonatiten liegt. Die Syenite aus Pakkanadu repräsentieren zudem offensichtlich eine abweichenden und viel höher differenzierten Magmentyp.



**Abb. 4.10:** Harker-Diagramme für ausgewählte Spurenelemente der beprobten Syenite. Zusätzlich sind die Daten von Miyazaki et al. (2000) dargestellt.



**Abb. 4.11:** Spurenelementverteilung der beprobten Syenite und Vergleichsdaten, normiert auf die Zusammensetzung des Primitiven Mantels (PM, Daten von McDonough & Sun, 1995).

Abb.4.9 zeigt die Spurenelementverteilungen der beprobten Syenite und Vergleichsdaten anderer Autoren normiert auf die Zusammensetzung des Primitiven Mantels. Die Daten der Probe sev184 aus Sevathur liegen übereinstimmend mit den vorhandenen Daten von Miyazaki et al.(2000) aus Sevathur, so dass davon auszugehen ist, dass auch die fehlenden Werte für Th, La und Ce im Bereich der Probe sev184 liegen. Das Verteilungsmuster dieser Syenite aus Sevathur gleicht zumindest ab dem Element La dem Verteilungsmuster der zum Vergleich dargestellten Syenite aus dem Otjisazu-Komplex im Damara Orogen (Namibia, Daten von Bühn et al., 2001a). Es handelt sich hierbei um einen Alkalikomplex, bestehend aus Klinopyroxeniten, Calciokarbonatiten und Syeniten, der wie die untersuchten Gebiete in Tamil Nadu entlang einer krustalen Schwächezone auftritt. Bei den Daten der Proben 1549 und 1550 (dunkelblaue Farbgebung) aus dem Syenitvorkommen unmittelbar westlich des Karbonatits von Sevathur sind in dieser Darstellung sehr deutlich die Abweichung der SEE in Richtung niedrigerer Konzentrationen zu beobachten. Auch die Syenite aus Pakkanadu und dem Samalpatti-Komplex (außer dem granatführenden Syenit aus Olapatti) weisen, wenn auch in unterschiedlicher Ausprägung, auffällige Abreicherungen der Elemente La, Ce, Nd und Sm auf. Ein Zusammenhang könnte mit der lokalen Nähe gerade dieser Syenite zu den

Karbonatiten bestehen. Auf die Möglichkeiten eines Stoffaustauschs zwischen den beteiligten Magmatiten wird im Kapitel 6.2.3 der Diskussion näher eingegangen.

Auffällige positive Anomalien aller drei Untersuchungsgebiete sind bei den Elementen Ba und U zu beobachten.

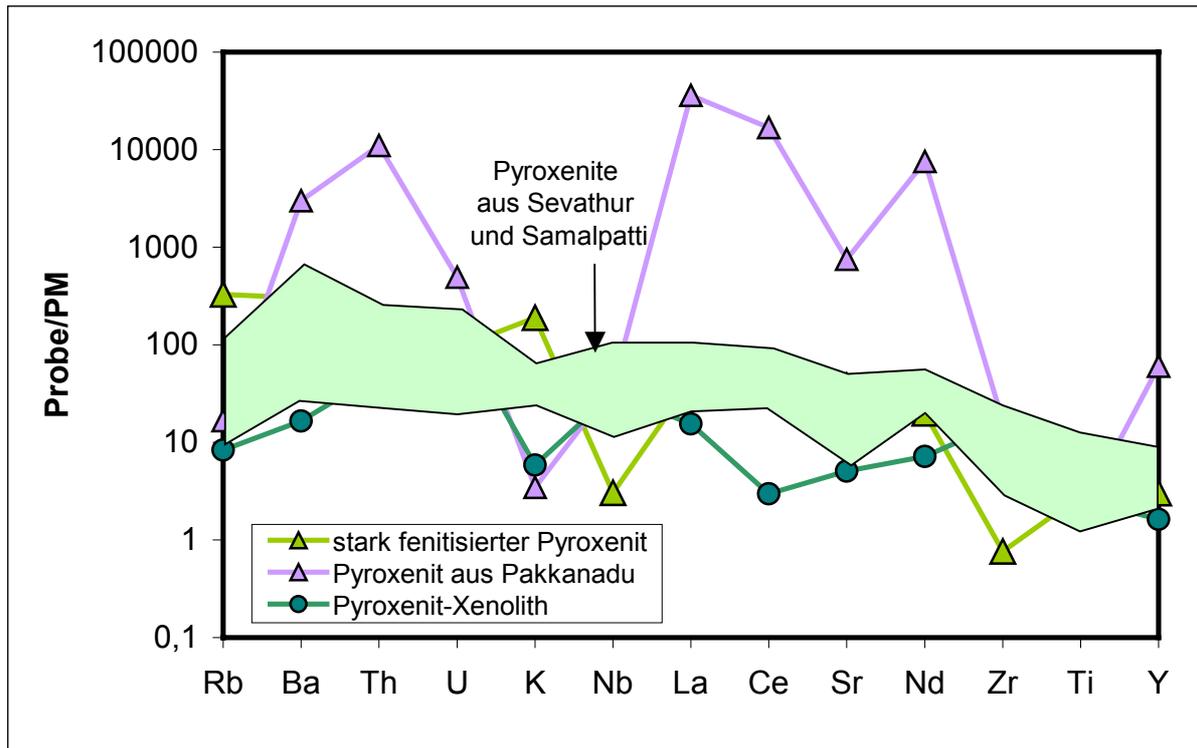
### 4.1.3 Pyroxenite

Der Gesamtgesteinschemismus wurde an zwei Pyroxenitproben aus Sevathur (1541 und 1551), an vier Proben aus dem Samalpatti-Komplex (1574, 1586, 1590, 1596) sowie an einer Probe aus Pakkanadu (1561a) ermittelt. In der petrographischen Untersuchung zeigten die Proben 1541, 1574 und 1590 deutliche Fenitierungsanzeichen (Karbonatadern, Neubildung von Amphibol und Biotit, s. Petrographie S. 32). Die Probe 1551 scheint weniger, die Probe 1586 kaum von einer Fenitierung betroffen ebenso wie der Kernbereich des Pyroxenit-Xenoliths 1596. Die Probe 1561a stammt aus dem intensiv Verfaltetem Gebiet des Pakkanadu-Komplexes aus einem Kontaktbereich zu Syenit und Karbonatit (s. Petrographie S. 32). Die Ergebnisse der RFA sind der Tabelle A2 im Anhang zu entnehmen.

Der Hauptelementchemismus lässt aufgrund der unterschiedlich ausgeprägten Fenitierung keine allgemeingültigen gemeinsamen charakteristischen Anzeichen erkennen. Die Pyroxenite zeigen sehr variable  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ -Gehalte zwischen 5 und 23 Gew.-%, wobei der Pyroxenit-Xenolith den niedrigsten und die am wenigsten fenitisierte Probe 1586 die höchste Konzentration aufweist. Die MgO-Konzentration erstrecken sich auf einen engeren Bereich zwischen 7,5 und 13,5 Gew.-%. Bei CaO ist wiederum eine größere Variation von 12 bis 27 Gew.-% zu beobachten. Die niedrigsten CaO-Konzentrationen korrelieren jeweils mit niedrigen  $\text{CO}_2$ -Gehalten und höheren  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ - und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Konzentrationen, was in einem höheren Glimmeranteil bzw. in einer stärker fortgeschrittenen Fenitierungsreaktion bis zum fast vollständigen Verbrauch des Karbonats begründet ist. Bei den stärker fenitisierten Pyroxeniten ist zudem ein höherer  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalt zu verzeichnen (>3 Gew.-%).

Viladkar & Subramanian (1995) beschreiben als charakteristisches Merkmal der Pyroxenite von Sevathur und Samalpatti hohe Konzentrationen der Elemente Cr, Ni und Co, was jedoch bei den im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Pyroxeniten kein auffälliges Merkmal ist. Lediglich die stärker fenitisierten Pyroxenite 1541 und 1574 zeigen mit 426 bzw. 778 ppm höhere Cr-Gehalte verbunden mit höheren Ni-Konzentrationen (140 ppm) als die übrigen Pyroxenite.

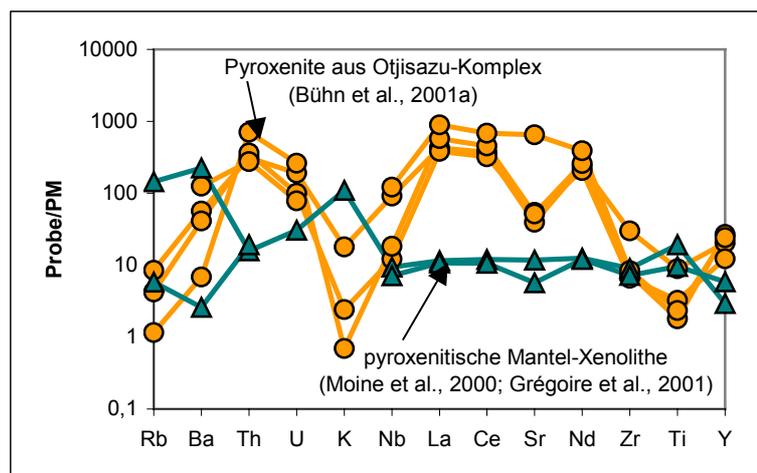
Abb. 4.12 gibt einen Überblick über die Spurenelementverteilung. Deutlich fallen die extrem hohen Anreicherungen der Elemente Ba, Th, Sr und der leichten SEE auf, die durch den hohen Anteil der Minerale Baryt und Allanit, welche möglicherweise aufgrund einer karbonatitischen metasomatischen Überprägung dieses Pyroxenits entstanden sind, zu erklären sind. Das Spurenelementverteilungsmuster ist dem der Karbonatite aus Pakkanadu vergleichbar. Ein ebenso ähnliches Muster zeigen von Böhn et al. (2001a) publizierte



**Abb. 4.12:** Spurenelementverteilungen der Pyroxenite aus der Komplexe Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu normiert auf PM (McDonough & Sun, 1995). Zusätzlich wurden Daten für Pyroxenite aus Samalpatti von Schleicher et al. (1998) mit dargestellt. Einer dieser Pyroxenite zeigt die als fenitisierungstypisch beschriebenen negativen Nb- und Zr-Anomalien sowie Rb- und K-Anreicherungen.

Pyroxenite aus dem Otjisazu-Karbonatit-Komplex (s. Abb. 4.13). Der Komplex erfuh eine panafrikanische Metamorphose. Die Autoren rechnen die Pyroxenite der Karbonatitabfolge zu. Die Pyroxenite der Komplexe Sevathur und Samalpatti zeigen in ihrem Spurenelementverteilungsmuster bis auf zwei Ausnahmen keine besonders auffälligen Anomalien. Allerdings sind die Anreicherungen im Vergleich zu pyroxenitischen Mantel-Xenolithen aus Basaniten (Moine et al., 2000; Grégoire et al., 2001; s. Abb. 4.13) um Faktoren bis zu 10 höher.

Ein aus dem Datensatz von Schleicher et al. (1998) stammender Pyroxenit des Samal-



**Abb. 4.13:** Spurenelementverteilungen von Pyroxeniten aus dem Otjisazu-Karbonatitkomplex (Namibia) und pyroxenitischen Mantel-Xenolithen von den Kerguelen Islands (Indischer Ozean).

patti-Komplexes zeigt die ausgeprägten und als fenitisierungstypisch beschriebenen negativen Nb- und Zr-Anomalien verbunden mit auf höherem Biotitgehalt basierenden Rb- und K-Anreicherungen. Der Pyroxenit-Xenolith aus dem Karbonatit des Samalpatti-Komplexes zeigt die geringsten Konzentrationen der leichten SEE.

## 4.2 Mineralchemie

In diesem Kapitel werden hauptsächlich die Spurenelement- und Seltenerd-Element (SEE)-Verteilungen der mittels SRXRF untersuchten Proben vorgestellt. Teilweise wird auf den Hauptelementchemismus eingegangen. Die Daten für Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P und F (bzw. die Oxide) wurden mit der EMS analysiert. Im folgenden werden zunächst die vorwiegend untersuchten Mineralphasen der Karbonatite d.h. Dolomit, Calcit, Apatit, Olivin und Glimmer sowie der Pyroxene aus den Pyroxeniten in einzelnen Kapiteln detailliert beschrieben. Auf aus den Mineralanalysen resultierende Fragestellungen, die z.B. spezielle Mineralparagenesen oder Stoffaustauschprozesse innerhalb der diversen Alkaligesteine und mit dem Nebengestein betreffen, wird in den Kapiteln der Diskussion (6.1 ff.) näher eingegangen. Die Daten der EMS- und SRXRF-Analysen sind im Anhang A3 aufgelistet. Tab. 4.1 gibt einen Überblick über die durchgeführten Mineralanalysen.

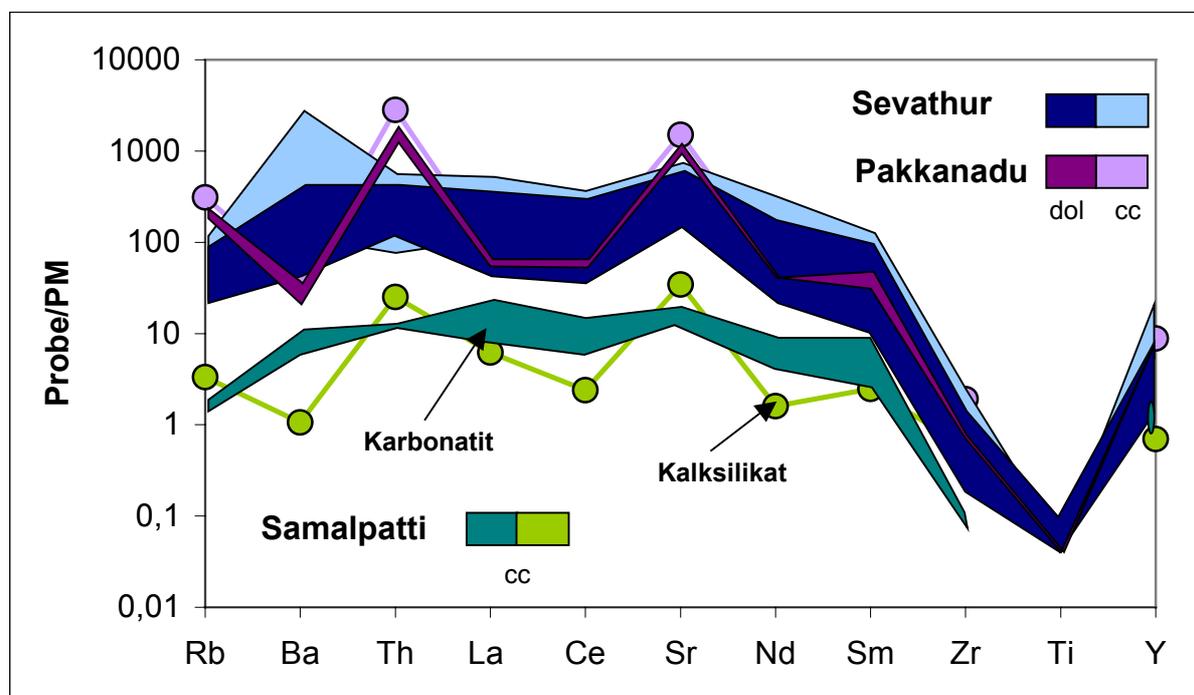
	Lok.	Probe	EMS / SRXRF																									
			cc	dol	ap	phl	bio	mu	am	px	ol	gt	fsp	ep	mo	tit	all	ba	wo	mt	zr							
Karbonatite	Sev	1503		x	x																x							
		1506		x	x																							
		1535		x	x			x																				
		1547		x			x																					
		1552		x			x																					
	Sam	1566		x																								
		1569		x																								
	Pak	1562		x	x	x	x																					
		1565																										
		1567																										
Pyroxenite	Sev	1551																										
	Sam	1586		x																								
		1596		x																								
Pak	1561a		x																									
Syenite	Sev	1549																										
		1592																										
	Pak	1553																										
1561b																												
Kalksil.	Sam	1580																										
		1584		x																								
		1554																										
		1555																										

Tab. 4.1: Überblick über die durchgeführten Analysen an Mineralen aus Karbonatiten, Pyroxeniten, Syeniten und Kalksilikatgesteinen (blau = SRXRF + EMS). Mineralnamenabkürzungen siehe Anhang A.1.

### 4.2.1 Karbonate

Abb. 4.14 zeigt den Spurenelementchemismus der repräsentativen Karbonate normiert auf die Zusammensetzung des Primitiven Mantels. Zusätzlich ist das Spidergramm eines Calcits aus einem Kalksilikatgestein aus Samalpatti (Pad) dargestellt.

Die auf den Primitiven Mantel normierten Spurenelementkonzentrationen von Dolomit und Calcit der Lokalitäten Sevathur und Pakkanadu zeigen jeweils ein ähnliches Verteilungsmuster, wobei jeweils Calcit etwas höhere Konzentrationen aufweist. Alle Proben zeigen positive Sr-Anomalien, die bei den Karbonaten aus Pakkanadu und bei dem Calcit des Kalksilikats besonders ausgeprägt sind. Ebenso auffällig sind bei diesen Proben höhere Th-Werte. Der hohe Ba-Peak bei den Calciten aus Sevathur ist lediglich auf die Analyse eines einzelnen Calcits der Probe 1535 zurückzuführen.



**Abb. 4.14:** Spurenelementverteilungen von Dolomit und Calcit aus Karbonatiten und einem Kalksilikatgestein normiert auf die Zusammensetzung des Primitiven Mantels (PM, Daten von McDonough & Sun, 1995).

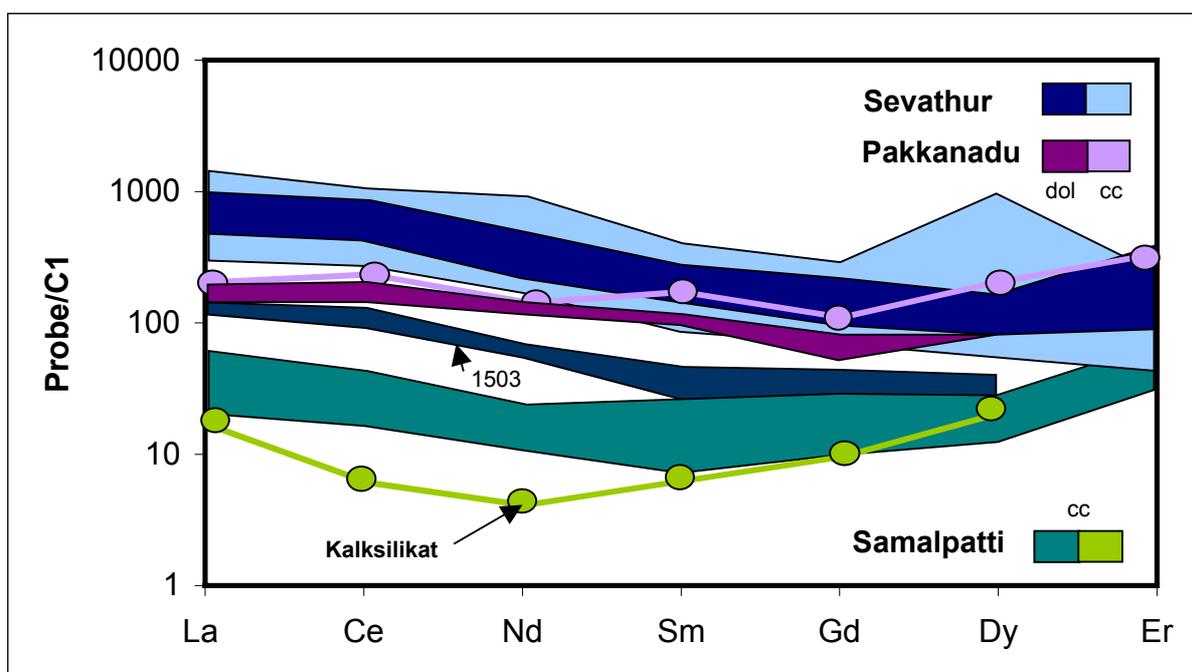
Im allgemeinen befinden sich die hier analysierten Konzentrationen der Elemente Ba, La, Ce, Sr, Nd, Sm in Karbonaten aus Sevathur und Pakkanadu im Bereich der von Hornig-Kjarsgaard (1998) ermittelten Daten für Karbonate aus diversen weltweit vorkommenden Karbonatitkomplexen.

Die Calcite aus dem Karbonatit der Lokalität Paddemannur (Samalpatti) weisen ebenso wie die Gesamtgesteine deutlich niedrigere Spurenelementkonzentrationen auf. Ähnlich niedrige

Spurenelement- und auch SEE-Konzentrationen beschreiben Walter et al. (1995) bei Dolomiten aus dem Juquiá-Karbonatit (s. Abb. 4.16).

Bezüglich der SEE-Konzentrationen zeigen sich bei den Karbonaten aus den im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Karbonatiten im Vergleich zu Karbonaten aus diversen anderen Karbonatitvorkommen deutlich unterschiedliche SEE-Verteilungsmuster.

Die SEE-Muster der Minerale Calcit und Dolomit in den Karbonatiten aus Sevathur und Pakkanadu zeigen von den leichten Seltenerd-Elementen (LSEE) bis zum Element Gd sanft absteigende Geraden. Von den Elementen Gd bis Er ist bis auf die Calcite aus Sevathur entweder ein Anstieg oder ein Gleichbleiben der Konzentrationen bezogen auf den Primitiven Mantel zu verzeichnen. Eine positive Dy-Anomalie ist bei den Calciten aus Sevathur, jedoch lediglich bei der Probe 1535 zu beobachten.

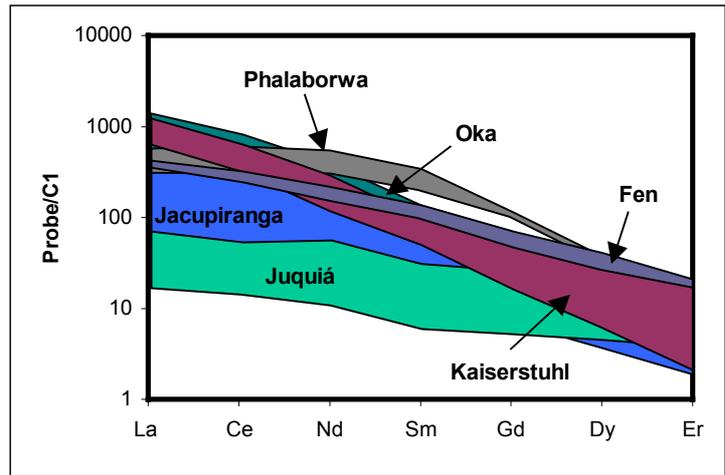


**Abb. 4.15:** Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster von Karbonaten aus Karbonatiten der 3 Untersuchungsgebiete in Tamil Nadu (Daten für C1 von McDonough & Sun, 1995). Zusätzlich sind die Daten eines Calcits aus einem Kalksilikatgestein dargestellt.

Die Analysen von Dolomiten eines magnetit- und apatitreichen kummulatartigen Bereichs im Karbonatit von Sevathur (Probe 1503), ergaben im Vergleich zu den anderen Dolomiten fast um eine 10er-Potenz niedrigere SEE-Konzentrationen. Die niedrigsten SEE-Gehalte zeigen wiederum die Calcite aus dem Karbonatitvorkommen der Lokalität Paddemannur im Samalpatti-Komplex, was bereits bei den Spurenelementkonzentrationen dieser Calcite und auch bei den Gesamtgesteinsanalysen der Karbonatite zu beobachten war. Die SEE-Verteilungsmuster dieser Karbonatphasen weisen zudem als einzige eine konkave Form auf,

ebenso die in Abb. 4.15 zusätzlich dargestellte Probe eines Calcits aus einem Kalksilikatgestein.

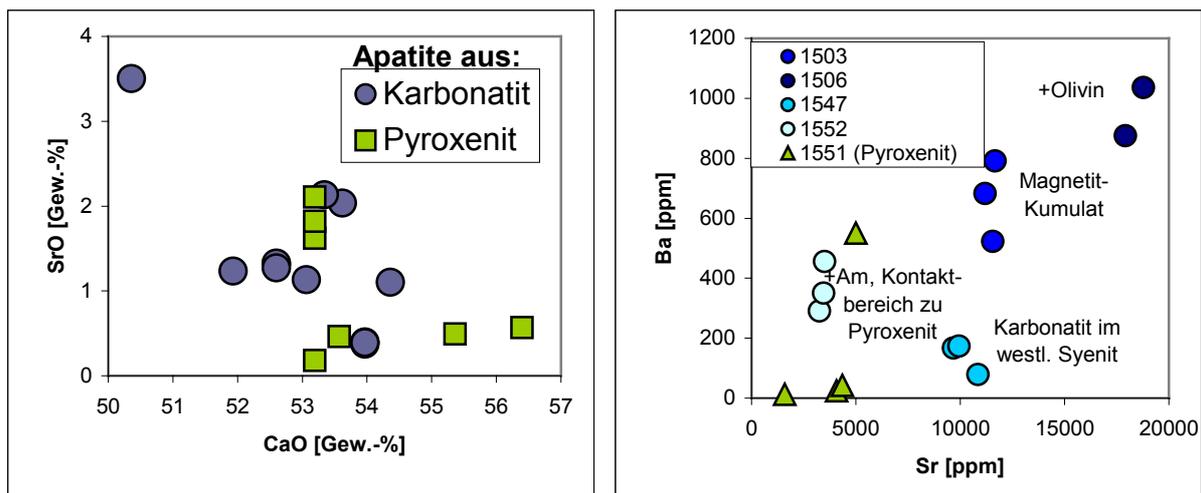
Die zum Vergleich herangezogenen Proben aus den diversen weltweit verbreiteten Karbonatitvorkommen (Abb. 4.16) zeigen in Richtung der SSEE durchgehend absteigende SEE-Gehalte, z. T. mit wesentlich steileren Steigungen (z. B. Kaiserstuhl, Oka).



**Abb. 4.16:** : Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster von Karbonaten aus verschiedenen Karbonatitvorkommen: Fen/Norwegen, Kaiserstuhl/Deutschland, Jacupiranga/Brasilien, Oka, Quebec/Kanada, Phalaborwa/Südafrika (Daten aus: Hornig-Kjarsgaard, 1997) und Juquiá/Brasilien (Daten von Walter et al., 1995).

#### 4.2.2 Apatite

Es wurden Apatite aus Karbonatitproben der Lokalitäten Sevathur (1503, 1506, 1547, 1552) und Pakkanadu (1562) sowie aus jeweils einer Pyroxenitprobe der Lokalitäten Sevathur (1551) und Samalpatti (1586) analysiert. Die Ergebnisse der EMS- und SYXRF-Analysen sind im Anhang A3.3 aufgelistet.

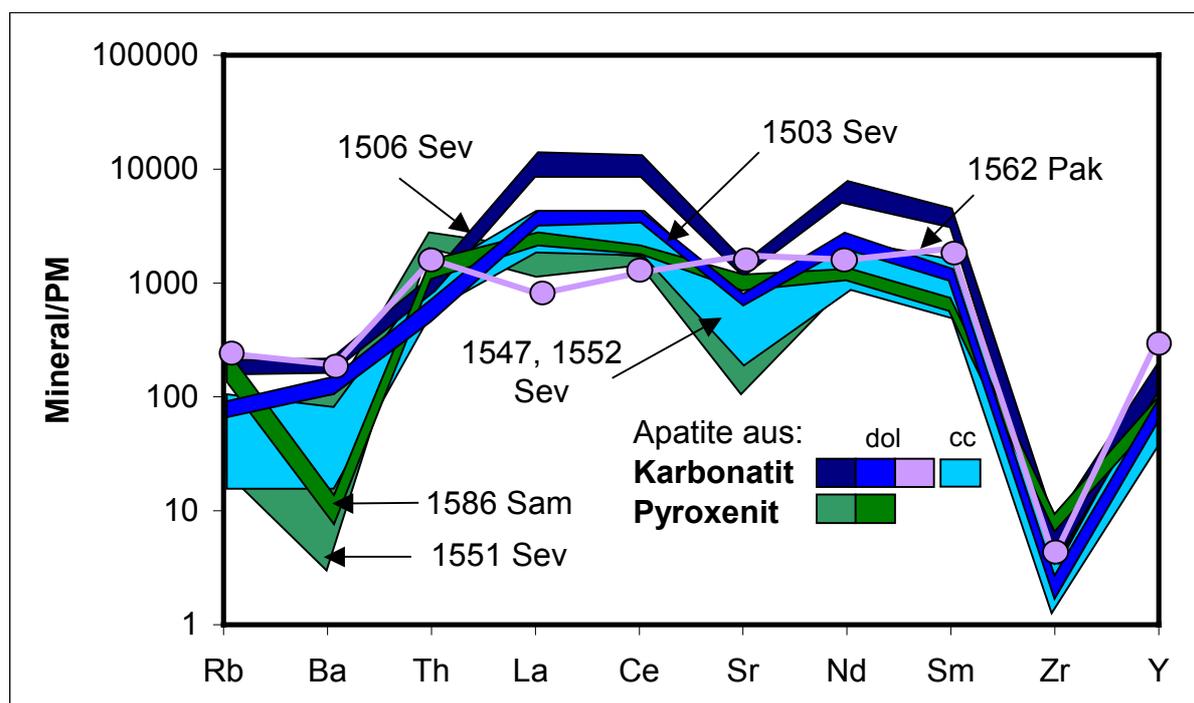


**Abb. 4.17:** Element-Korrelationsdiagramme für Apatite aus Karbonatiten und Pyroxeniten. Im Diagramm Ba gegen Sr sind nur Proben aus Sevathur dargestellt.

Bei einigen Apatiten wurde der F-Gehalt mit der EMS annähernd bestimmt. Für die Apatite der Proben 1506 und 1562 wurden F-Konzentrationen von  $> 4$  Gew.-% ermittelt. Es handelt

sich um Fluorapatite bezeichnet, wie sie meist in Karbonatiten vorkommen (Hogarth, 1989). Die Apatite aus Pyroxeniten zeigen etwas niedrigere F-Gehalte zwischen 1,95 und 3,86 Gew.-%.

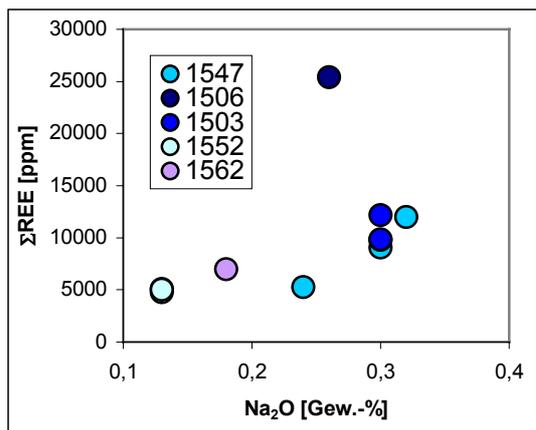
Der Sr-Gehalt zeigt bei den Apatiten aus Karbonatiten und Pyroxeniten eine hohe negative Korrelation mit dem CaO-Gehalt (Abb. 4.17). Eine positive Korrelation von Ba und Sr ist bei den Apatiten aus Karbonatiten des Sevathur-Komplexes zu beobachten. Die Ausnahme mit vergleichsweise niedrigen Ba-Konzentrationen bildet die Probe 1547, ein Calcitkarbonatit aus dem westlichen Bereich des Komplexes.



**Abb. 4.18:** Spurenelementverteilungen von Apatiten aus Karbonatiten und Pyroxeniten normiert auf die Zusammensetzung des Primitiven Mantels (PM, Daten von McDonough & Sun, 1995).

Abb. 4.18 gibt einen Überblick über einige Spurenelementgehalte der Apatite normiert auf die Zusammensetzung des Primitiven Mantels. Die Apatite aus Karbonatiten der Lokalität Sevathur zeigen ähnliche und für Apatite typische Spurenelementverteilungsmuster mit hohen Anreicherungen der Elemente Sr, La, Ce, Nd und Sm sowie negativem Zr-Peak und unterschiedlich ausgeprägte negative Ba- und Sr-Peaks.

Die Minerale der Probe 1506, ein olivinführender Dolomitkarbonatit, weisen die höchsten Spurenelementgehalte, insbesondere der SEE (Anreicherungsfaktor von 10000 bezüglich PM) auf. Die Apatite der Probe 1503, ein apatit- und magnetitreiches Kumulat sowie die der Calcitkarbonatitproben 1547 und 1552 zeigen Anreicherungen der SEE im 1000er-Bereich.

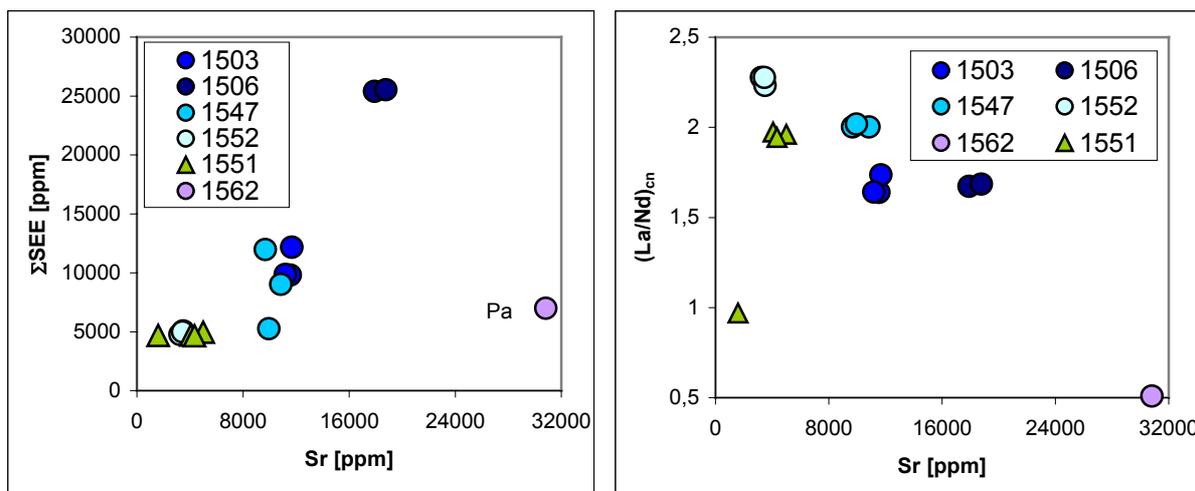


**Abb. 4.19:** Darstellung der Summe der analysierten SEE (La, Ca, Nd, Sm, Gd, Dy und Er) gegen  $\text{Na}_2\text{O}$  für Apatite aus den Karbonatiten aus Sevathur und Pakkanadu.

Innerhalb dieser Gruppe haben die Apatite der Kummulatprobe 1503 die höchsten Werte. Die niedrigsten Werte wurden für die Apatite der Probe 1552, ein amphibolführender Calcitkarbonatit aus dem näheren Kontaktbereich zum Pyroxenit, ermittelt.

Der Apatit aus Probe 1562 zeigt im Vergleich zu den anderen analysierten Apatiten ein deutlich unterschiedliches Muster mit höherer Th-Anreicherung und von La bis Sm einen stetigen Anstieg der Elementkonzentrationen bezüglich PM ohne negativen Sr-Peak.

Die Apatite aus Pyroxeniten zeigen ähnliche Muster und Anreicherungsfaktoren wie die Apatite aus den Sevathur-Karbonatiten. Es sind jedoch teilweise geringere Ba-Gehalte festzustellen und bei Probe 1586 ist kein deutlicher negativer Sr-Peak zu beobachten.

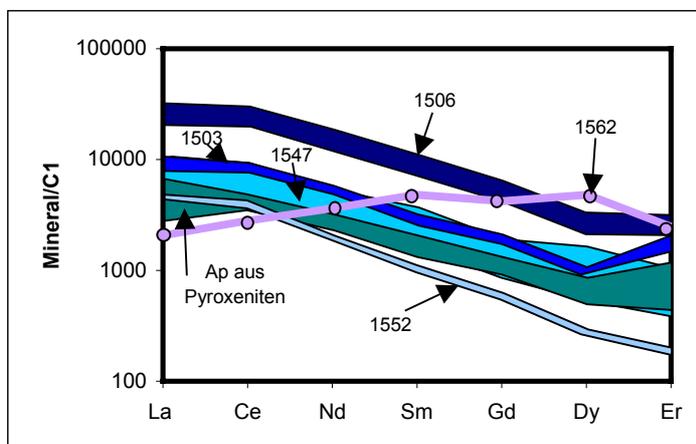


**Abb. 4.20:** Darstellung der Summe der analysierten SEE (La, Ca, Nd, Sm, Gd, Dy und Er) bzw.  $(\text{La}/\text{Nd})_{\text{cn}}$  gegen Sr für Apatite aus den Karbonatiten aus Sevathur und Pakkanadu und dem Pyroxenit aus Sevathur (1551).

In der Darstellung der Summe der gemessenen SEE gegen  $\text{Na}_2\text{O}$  (Abb. 4.19) zeigt sich ein positiver Trend, die Olivin-führende Probe 1506 fällt durch ihre hohen SEE-Gehalte aus der Reihe. Ebenso ist bei den Apatiten aus dem Karbonatit von Sevathur Sr positiv mit den SEE korreliert, hier fällt jedoch die Probe aus Pakkanadu aufgrund vergleichsweise geringer SEE-Gehalte aus der Reihe (Abb. 4.20). Das C1-normierte La/Nd-Verhältnis ist in gleicher Probenabfolge negativ mit der Sr-Konzentration korreliert. Die Darstellung  $\text{La}/\text{Er}_{\text{cn}}$  gegen Sr

ergibt ein ähnliches Bild, d.h. je höher die Sr-Konzentration der Apatite desto höher ist der Gehalt an mittleren bis schweren SEE.

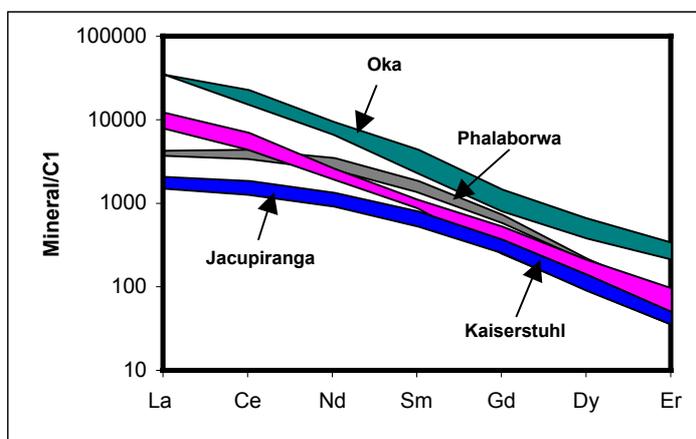
Die Darstellung der gesamten analysierten SEE (Abb. 4.21) verdeutlicht noch einmal die höchsten Anreicherungen in der olivinführenden Probe 1506 und die im Vergleich niedrigsten Anreicherungen der Probe 1552 aus dem Calcitkarbonatit im Kontaktbereich zum Pyroxenit. Die Apatite dieser Probe zeigen auch die steilste negative Steigung. Allgemein weisen die Apatite der Proben aus Sevathur in ihrer SEE-Verteilung jedoch im Vergleich zu anderen Proben (siehe Abb. 4.22) eher sanft abfallende



**Abb. 4.21:** Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster von Apatiten aus Karbonatiten aus Sevathur und Pakkanadu sowie aus Pyroxeniten aus Sevathur und Samalpatti.

Geraden auf, was auch bereits bei den Karbonaten zu beobachten war. Auffällig ist bei einigen Verteilungsmustern eine leichte negative Dy-Anomalie bzw. bei Probe 1503, dem Kumulat, und den Pyroxeniten eine Er-Anreicherung, was jedoch eventuell auf Messungenauigkeiten basieren kann.

Ein deutlich anders verlaufendes SEE-Verteilungsmuster ist bei dem Apatit der Probe aus Pakkanadu zu beobachten. Es zeigt sich ein steter Anstieg der SEE bezogen auf C1 von La bis Dy bzw. eine relative Anreicherung der mittleren SEE. Ähnliche SEE-Verteilungsmuster beschreiben Walter et al. (1995) für



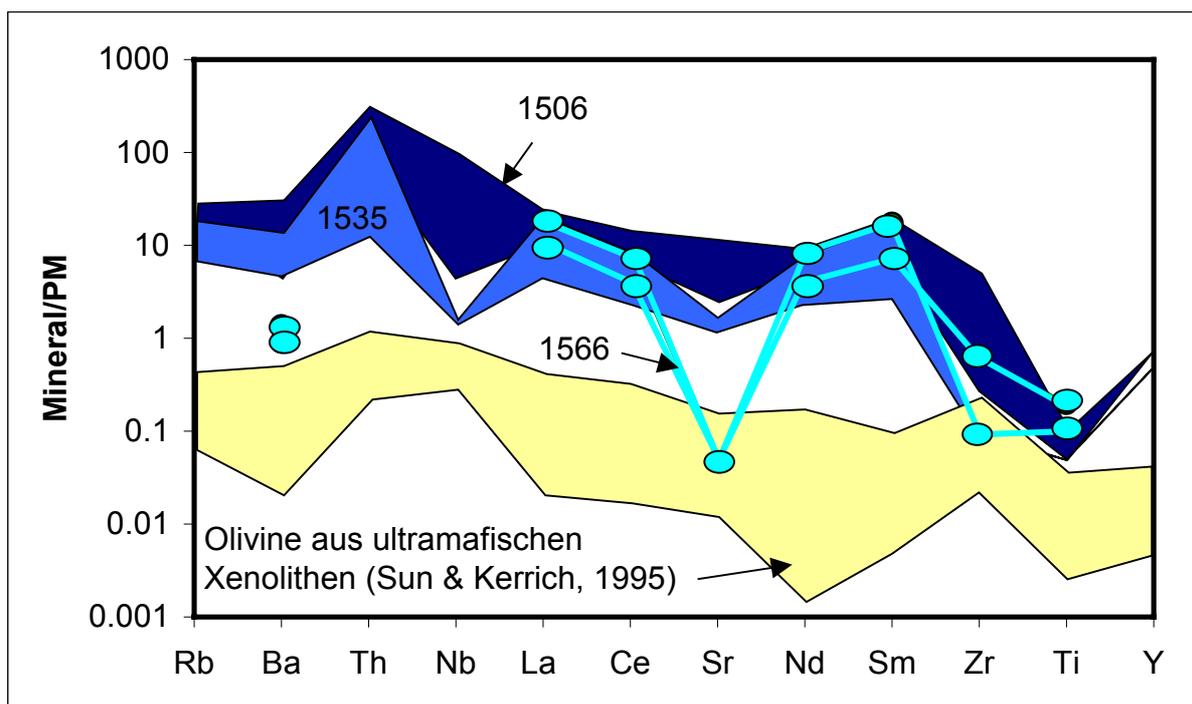
**Abb. 4.22:** Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster von Apatiten aus verschiedenen Karbonatitvorkommen: Kaiserstuhl/Deutschland, Jacupiranga/Brasilien, Oka, Quebec/Kanada, Phalaborwa/Südafrika (Daten aus: Hornig-Kjarsgaard, 1997).

Apatite aus dem Juqiá-Karbonatit in Brasilien. Sie interpretieren diese Apatite als spätmagmatische bis hydrothermale Phasen (siehe auch Diskussion 6.1: Petrologische Entwicklung der Karbonatitmagmen).

### 4.2.3 Olivine

Es wurden mehrere Olivine in den Karbonatitproben 1506 und 1535 aus Sevathur analysiert, wo diese lagenweise und mehr oder weniger serpentinisiert auftreten. Es wurde bei der SRXRF-Analyse darauf geachtet, nur unalterierte Minerale bzw. Mineralkornbereiche der Strahlung auszusetzen. Probe 1506 enthält Olivine der Zusammensetzung  $Fo_{66}$  bis  $Fo_{76}$ , in Probe 1535 variiert die Olivinzusammensetzung lediglich zwischen  $Fo_{71}$  und  $Fo_{73}$ . Die Olivine der Probe 1506 sind stärker serpentinisiert. Nach Gittins (1989) haben Olivine aus Karbonatiten Fo-Gehalte von 90 bis 65 und sind sowohl beschränkt auf eine sehr frühe Kristallisation als auch auf ein ziemlich tiefkrustales Niveau.

In der Karbonatitprobe 1566 der Lokalität Paddemannur (Samalpatti-Komplex) tritt Olivin als akzessorische Phase und sehr stark serpentinisiert auf. Das analysierte Mineral zeigte eine Zusammensetzung von  $Fo_{96-98}$ . Es handelt sich um fast reinen Forsterit, der somit höchstwahrscheinlich nicht primärmagmatischen Ursprungs ist.

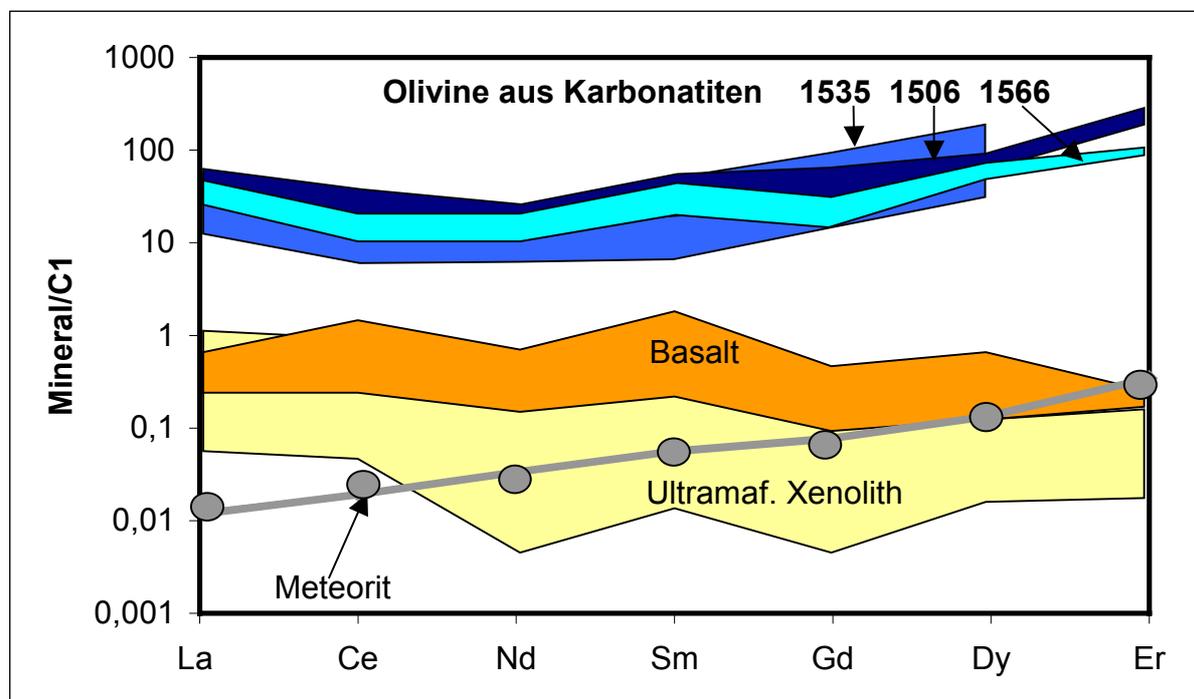


**Abb. 4.23:** PM-normierte Verteilung der Spurenelemente in Olivinen aus Karbonatitproben der Lokalitäten Sevathur (1506, 1535) und Samalpatti/Paddemannur (1566). Zum Vergleich sind Daten für Olivine aus ultramafischen Xenolithen in Alkalibasalten aus SE-British Columbia dargestellt.

Abb. 4.23 zeigt die ermittelten Spurenelementgehalte der Olivine normiert auf die Zusammensetzung des Primitiven Mantels (Daten von McDonough & Sun, 1995). Die Olivine der beiden Proben aus Sevathur weisen ähnliche Verteilungsmuster auf. Auffällig

sind positive Th- und negative Ti-Anomalien. Probe 1535 weist zudem etwas niedrigere Nb- und Zr-Gehalte auf. Der Forsterit aus Probe 1566 grenzt sich durch deutlich niedrigere Ba- und Sr-Konzentrationen von den Olivinen aus Sevathur ab. Insbesondere fällt der negative Sr-Peak im Vergleich zu den benachbarten SEE auf. Auch bei den Olivinen aus Sevathur sind geringe negative Sr-Anomalien zu beobachten, bei Probe 1535 etwas stärker ausgeprägt.

Daten für Spurenelemente in Olivinen sind in der Literatur etwas rar gesät. Daten für Olivine aus Karbonatiten (Spurenelemente und SEE) wurden bisher, wahrscheinlich aufgrund ihres seltenen Vorkommens verbunden mit der aufwendigen Analytik, bisher noch nicht veröffentlicht. Bei den hier zum Vergleich herangezogenen Daten von Sun & Kerrich (1995) handelt es sich um Spurenelementgehalte von Olivinen aus ultramafischen Xenolithen in Alkalibasalten, die einem abgereicherten kontinentalen lithosphärischen Mantel unter SE-British Columbia entstammen. Ein Teil dieser Xenolithe zeigte eine metasomatische Überprägung (LSEE-Anreicherung), die jedoch nach Sun & Kerrich (1995) auf die Spurenelementzusammensetzung der Olivine keine Auswirkung hatte. Die Olivine zeigen positive Th-, Nb- und Zr-Anomalien. Die Olivine aus den Karbonatiten weisen bezüglich des primitiven Mantels um Faktoren von 10 bis 100 mal höhere Spurenelementkonzentrationen als die Olivine aus den ultramafischen Xenolithen auf.



**Abb. 4.24:** : Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster von Olivinen (Normdaten von McDonough & Sun, 1995) aus Karbonatiten (1505, 1535: Sevathur, 1566: Samalpatti) und Vergleichsdaten von Olivinen aus Basalten (Jeffries et al., 1995), Ultramafischen Xenolithen (Sun & Kerrich, 1995) und dem Nakhla-Meteorit (Ägypten, vermutlich vom Mars; Wadhwa & Crozaz, 1995).

Betrachtet man die Chondrit-normierten SEE-Verteilungen der Olivine (Abb. 4.22), zeigen die Minerale aus den drei Karbonatitproben alle konkave Muster mit einem relativen Minimum bei Nd. Die Konzentrationen der SEE erstrecken sich auf einen Bereich zwischen 10- und 100-facher Anreicherung bezüglich C1. Die sekundär gebildeten Olivine der Probe 1566 zeigen in ihrer SEE-Verteilung keine Abweichungen.

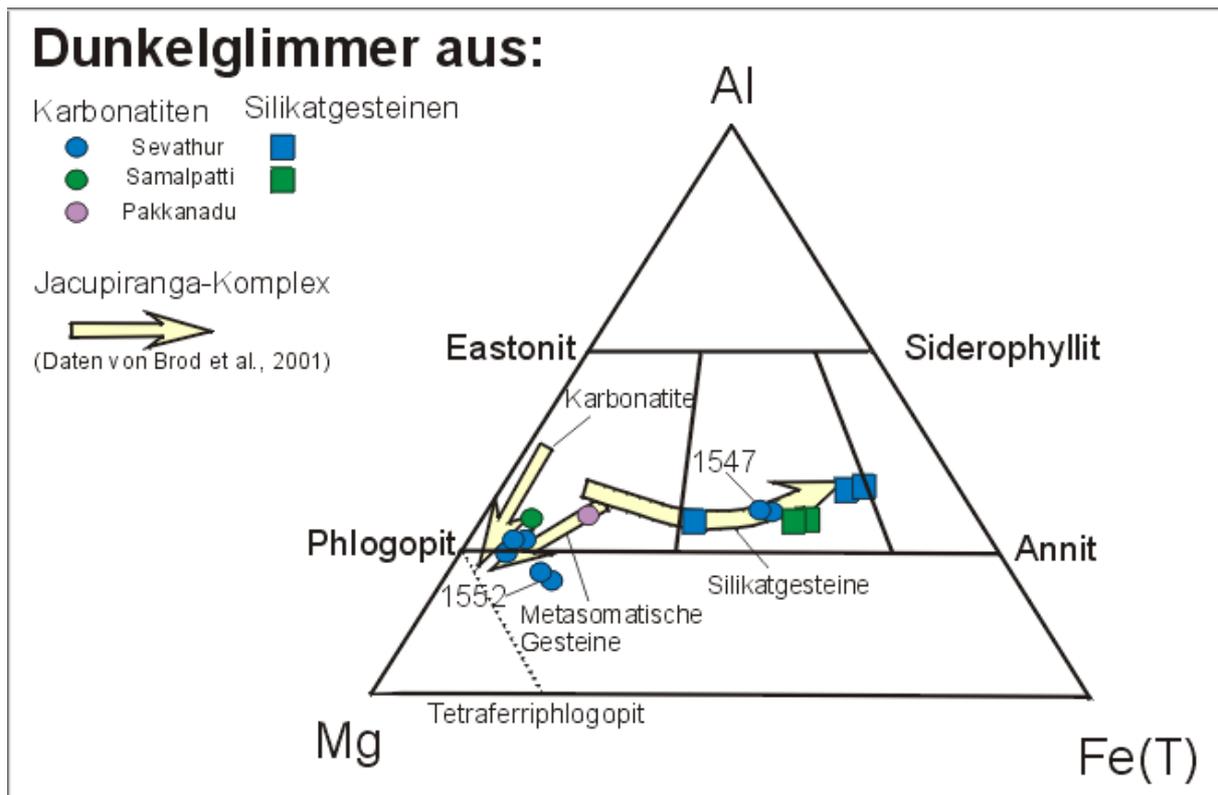
Zum Vergleich wurden aus der Literatur einige SEE-Daten für Olivine aus silikatischen Gesteinen und Meteoriten herangezogen. Es zeigt sich wiederum, dass die Olivine aus den Karbonatiten wesentlich höher an SEE angereichert sind als der Großteil der Vergleichsminerale. Sie weisen jedoch ein signifikant eindeutigeres Verteilungsmuster mit Anreicherung zu den schweren SEE hin auf. Möglicherweise handelt es sich um ein typisches SEE-Verteilungsmuster für Olivine in Karbonatiten.

#### 4.2.4 Glimmer

Bei den analysierten Glimmern aus Karbonatiten handelt es sich größtenteils um Phlogopite. Die Ausnahme bildet die Probe 1547 aus dem westlichen kleineren Karbonatitaufschluss (s. Abb. 2.8, S. 21) in Sevathur, sie beinhaltet Biotit. Ebenso handelt es sich bei den Dunkelglimmern aus dem Syenit 1549 und den Pyroxeniten 1551 und 1586 um Biotite.

Bei einigen Glimmern wurde F gemessen. Die Konzentrationen bei Phlogopiten aus Karbonatiten des Sevathur-Komplex zeigen Werte von 0,41 bis 2,7 Gewichts-% (Probe 1506) während die Analysen an Biotiten aus Syeniten und Pyroxeniten Werte  $< 0,32$  Gewichts-% ergaben. Die  $\text{TiO}_2$ -Gehalte der Phlogopite aus Karbonatiten aus Sevathur sind mit 0,17 bis 0,43 Gewichts-% sehr niedrig. Die Biotite aus der Karbonatitprobe 1547 (aus dem inselartigen Karbonatit-Vorkommen im Syenit) zeigen dagegen Werte im Bereich der Biotite aus dem nahegelegenen Syenit (Probe 1549,  $\text{TiO}_2 = 3-3,7$  Gewichts-%). Die  $\text{Na}_2\text{O}$ -Konzentrationen der Glimmer aus den Olivin-führenden Karbonatiten und der Probe aus Pakkanadu (1562) sind mit 0,7 bis 1,3 Gewichts-% höher als die der übrigen Proben (0,04-0,3 Gewichts-%).

Im Diagramm Al-Mg-Fe(T) (Abb. 4.25) sind neben den im Rahmen dieser Arbeit analysierten Phlogopiten und Biotiten von Brod et al. (2001) aufgestellte Entwicklungstrends für Glimmer aus Karbonatiten und assoziierten silikatischen Gesteinen des Jacupiranga-Komplex (Brasilien) dargestellt. Die Autoren postulieren, dass primäre Phlogopite aus silikatischen Gesteinen und Karbonatiten sich generell entlang divergierenden Trends entwickeln.

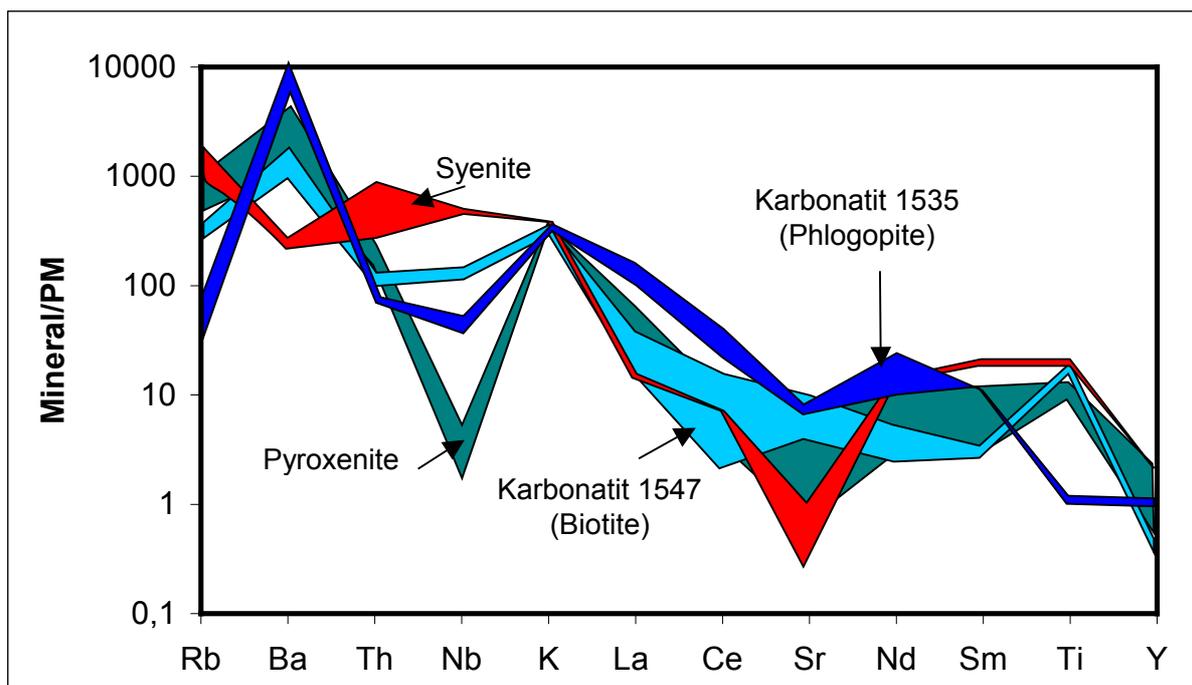


**Abb. 4.25:** Zusammensetzung der Dunkelglimmer aus Karbonatiten, Pyroxeniten und Syeniten aus Tamil Nadu (Al, Fe und Mg pro Formeleinheit). Zusätzlich sind Entwicklungstrends für Glimmer aus Gesteinen des Jacupiranga-Komplex dargestellt (nach Brod et al., 2001)

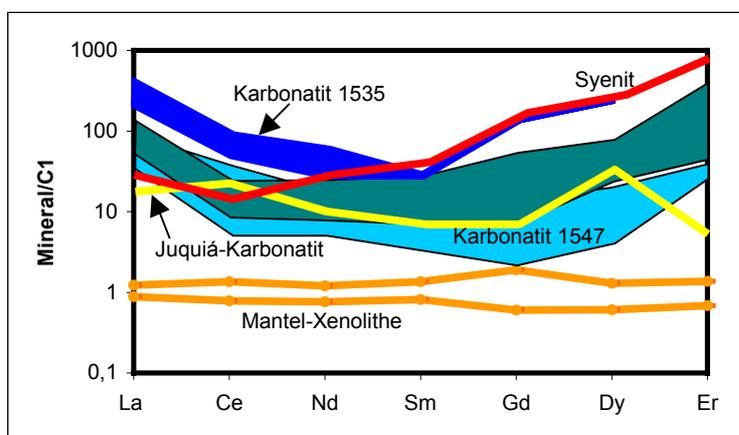
Die Entwicklungstrends scheinen auf die in dieser Arbeit untersuchten Glimmer zuzutreffen, bis auf die Ausnahme der Biotite der Probe 1547, die auf dem Entwicklungspfad der Silikatgesteine zu liegen kommen.

Die Spurenelementverteilung (Abb. 4.26) zeigt für die Phlogopite im Karbonatit im Vergleich zu Biotiten sowohl in Karbonatit als auch in Pyroxenit und Syenit höhere Konzentrationen von Ba und den leichten SEE. Die Biotite des Karbonatits 1547 weisen höhere Nb- und Ti-Konzentrationen auf als die Phlogopite des Karbonatits 1535. Die Biotite der Pyroxenite zeigen neben relativ hohen Ba-Gehalten sowohl im Sevathur- als auch im Samalpatti-Komplex extrem niedrige Nb-Gehalte.

Abb. 4.25 zeigt die Verteilung der gemessenen SEE für Phlogopite und Biotite. Die Glimmer der Karbonatite und der Pyroxenite zeigen konkave Verteilungsmuster mit relativen Anreicherungen der leichten und schweren SEE, während die Biotite des Syenits eine relative Anreicherung der mittleren und schweren SEE erkennen lassen. Die Phlogopite des Dolomit-Karbonatits (1535) zeigen im Vergleich zu den Biotiten des Calcit-Karbonatits höhere Konzentrationen aller SEE. Verglichen mit Daten von Phlogopiten aus Dunit-Xenolithen



**Abb. 4.26:** PM-normierte Spurenelementverteilungen von Phlogopiten der Karbonatitprobe 1535 (Sevathur, Dolomit-Karbonatit) sowie von Biotiten der Karbonatitprobe 1547 (Sevathur, Calcitkarbonatit im nordwestlichen Syenite). Zum Vergleich sind die Daten für Biotite des südwestliche Syenits aus Sevathur sowie von Pyroxeniten aus Sevathur und Samalpatti dargestellt.



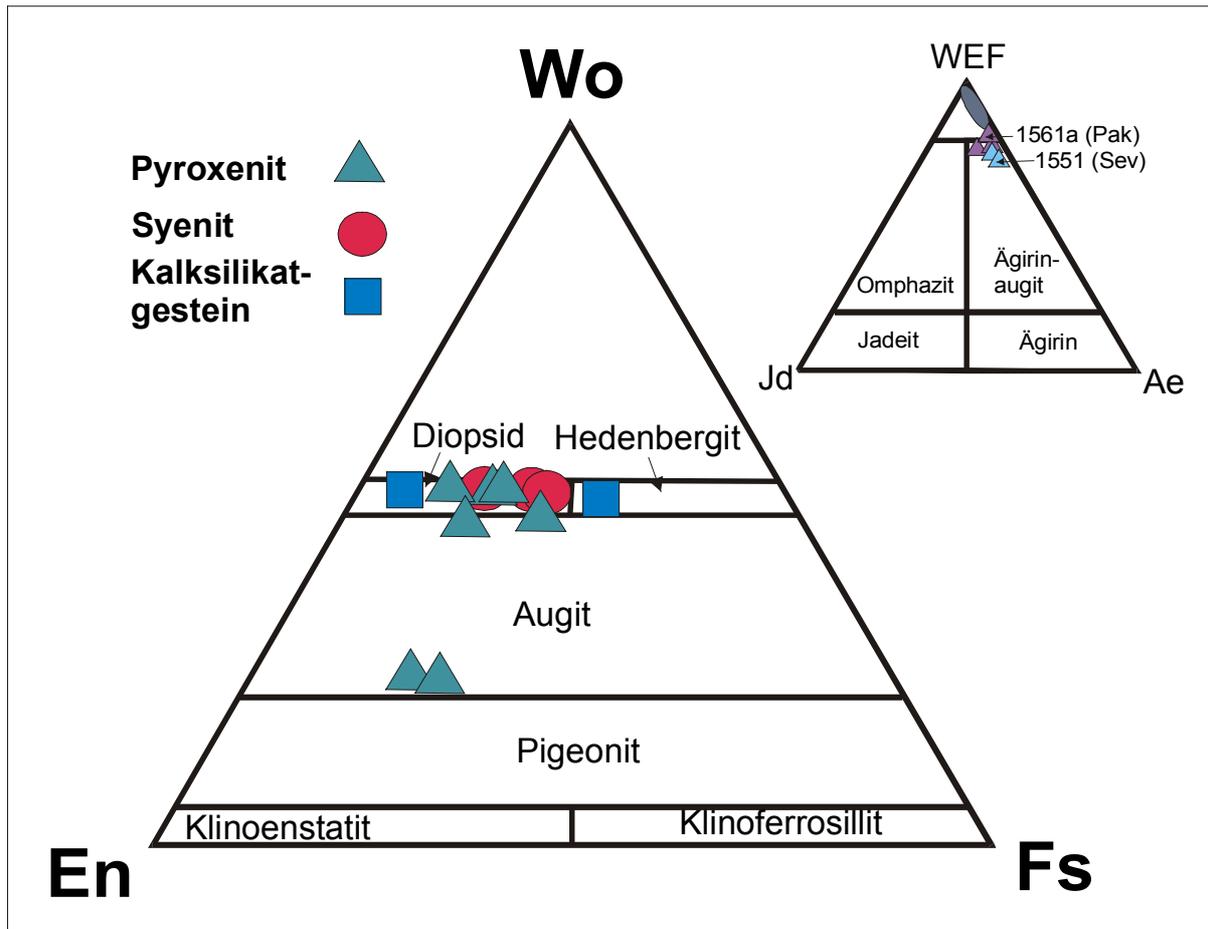
**Abb. 4.27:** SEE-Verteilung in Glimmern der Karbonatite, Syenite und Pyroxenite aus Tamil Nadu im Vergleich zu Daten für metasomatische Phlogopite aus Mantel-Xenolithen der Kerguelen-Inlands (Grégoire et al., 2000) und Phlogopiten aus dem Juuqiá-Karbonatit, Brasilien (Walter et al., 1995)

plexes auftreten, zeigen hingegen ähnlich hohe Anreicherungs-faktoren wie die Biotite aus dem Karbonatit des Sevathur-Komplexes.

(Grégoire et al., 2000), deren Bildung einer Mantel-Metasomato-se zugeschrieben wird, zeigen die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Glimmer wesentlich höhere Konzentrationen. Die Daten für Phlogopite aus dem Juuqiá-Karbonatit (Walter et al., 1995), die als primärmagmatische Minerale innerhalb einer dolomitischen Frühphase dieses Karbonatit-Kom-

### 4.2.5 Pyroxene

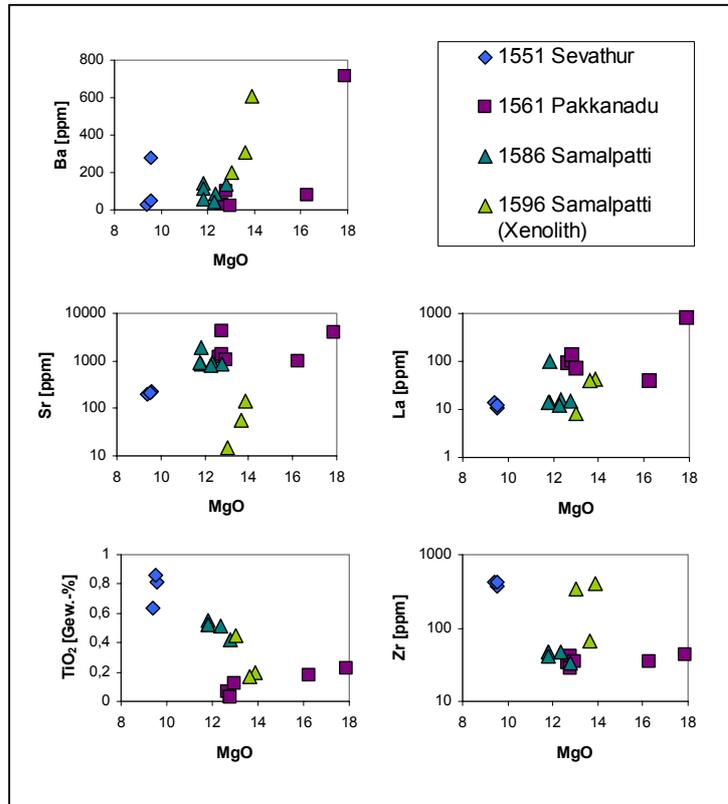
Analysen von Pyroxenen wurden an Pyroxenitproben aus Sevathur (Probe 1551), Samalpatti (Proben 1586 und 1596) und Pakkanadu (Probe 1561a), an Syenitproben aus Samalpatti (Probe 1553) und Sevathur (Probe 1592) sowie an Kalksilikatgesteinsproben (Proben 1555 und 1580) aus dem Samalpatti-Komplex durchgeführt. Die Ergebnisse der EMS- und SRXRF-Untersuchungen sind im Anhang A3.3 aufgelistet.



**Abb. 4.28:** Klassifizierungsdiagramme für Klinopyroxene nach den IMA-Richtlinien (Morimoto et al., 1988). *Wo*=Wollastonit; *En*=Enstatit; *Fs*=Ferrosillit; *WEF*=*Wo,En,Fe*; *Jd*=Jadeit; *Ae*=Ägirin

Bei allen analysierten Pyroxenen handelt es sich um Klinopyroxene, größtenteils um Diopsid (s. Klassifizierungsdiagramme, Abb. 4.28). In dem Pyroxenit aus Sevathur (Probe 1551), der leichte Fenitierungsanzeichen aufweist, wurde nur Ägirinaugit festgestellt. Ebenso enthält die Pyroxenitprobe aus Pakkanadu (Probe 1561a), die aus dem direkten Kontaktbereich zum Syenit stammt und Kontakt mit einem karbonatitischen Fluid hatte (s. Abb. 2.32, S. 41) neben Diopsid auch Ägirinaugit. Pyroxene aus Karbonatitproben aus Sevathur und Samalpatti zeigen lediglich Ägirin-Zusammensetzungen (Viladkar & Subramanian, 1995; Kühl, 1999).

Betrachtet man das Diagramm WEF-Jd-Ae, fällt bei den Pyroxenen ein Trend in Richtung der Ägirinkomponente auf. Dies kann als Hinweis auf den Grad der Fenitisierung der Pyroxenite



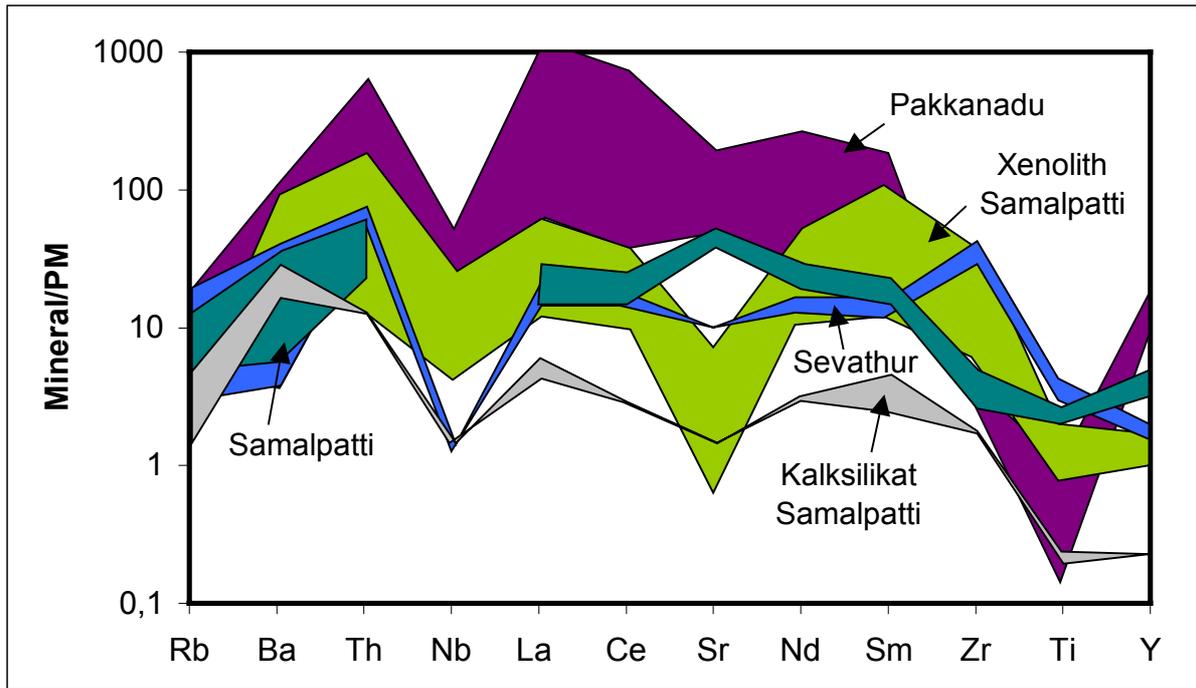
**Abb. 4.29:** Darstellung ausgewählter Spurenelementgehalte gegen die jeweiligen MgO-Gehalte [Gew.-%] für Pyroxene aus Pyroxeniten.

Abb. 4.30 zeigt die Verteilung der gemessenen inkompatiblen Spurenelemente in Pyroxenen aus den Pyroxenitproben sowie eines Kalksilikat-Xenoliths. Die Pyroxene weisen negative Ti- Anomalien auf, ebenso sind die HFSE („high field strenght elements“) Nb und Zr durch negative Anomalien gekennzeichnet. Eine Ausnahme bilden hier die Pyroxene aus dem Pyroxenit der Lokalität Sevathur (Probe 1551), die einen positiven Zr-Peak zeigen. Alle Pyroxene weisen positive Th-Anomalien auf. Die Pyroxene aus dem kontaktmetasomatisch betroffenen Pyroxenit der Lokalität Pakkanadu (Probe 1561a) zeigen bei den meisten Spurenelementen die vergleichsweise höchsten Konzentrationen, insbesondere bei Th, Sr, den SEE und Y. Auch die Spurenelementkonzentrationen der übrigen Pyroxene sind im Vergleich zu „nicht metasomatischen“ Mantelpyroxenen relativ hoch (Vergl. Abb. 4.31a und b).

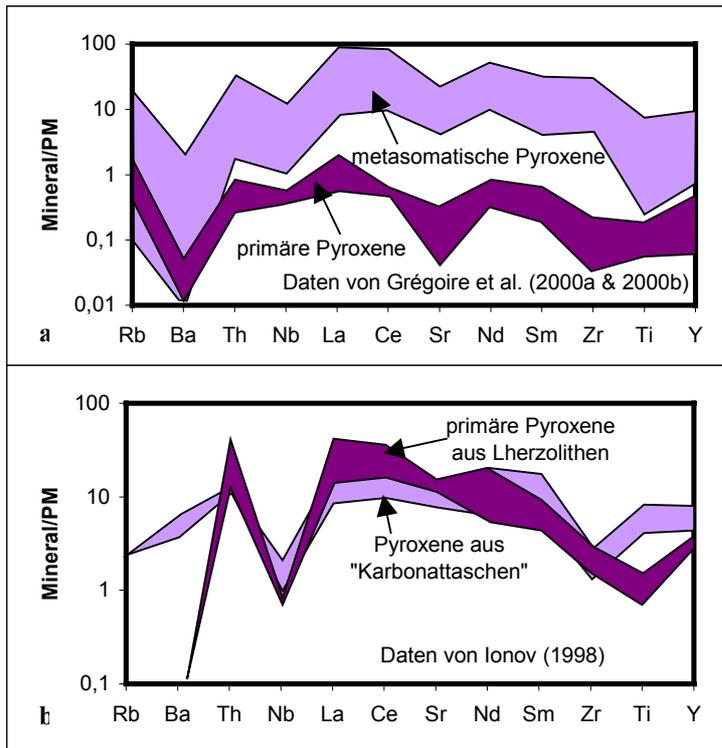
durch die Karbonatite gedeutet werden. Den geringsten Anteil an Ägirinkomponente zeigen die Pyroxene des Pyroxenit-Xenoliths (Probe 1596) aus dem Karbonatit der Lokalität Paddemannur (Samalpatti-Komplex).

Mit steigendem MgO-Gehalt ist bei den Pyroxenen aus Pyroxeniten insgesamt ein Anstieg von Ba, Sr und der SEE zu beobachten, während die Gehalte an TiO<sub>2</sub> und Zr abnehmen (Abb. 4.29).

Auffällig sind vergleichsweise geringe Sr-Gehalte bei den Pyroxenen des Pyroxenit-Xenoliths aus dem Karbonatit von Samalpatti (Probe 1596).



**Abb. 4.30:** Spurenelementkonzentrationen von Pyroxenen in Pyroxeniten der Lokalitäten Sevathur (1551), Pakkanadu (1561a) und Samalpatti (1586; 1596 Xenolith im Karbonatit) sowie in einem Kalksilikat-Xenolith (1580) aus dem Karbonatit von Samalpatti normiert auf die Zusammensetzung des Primitiven Mantels

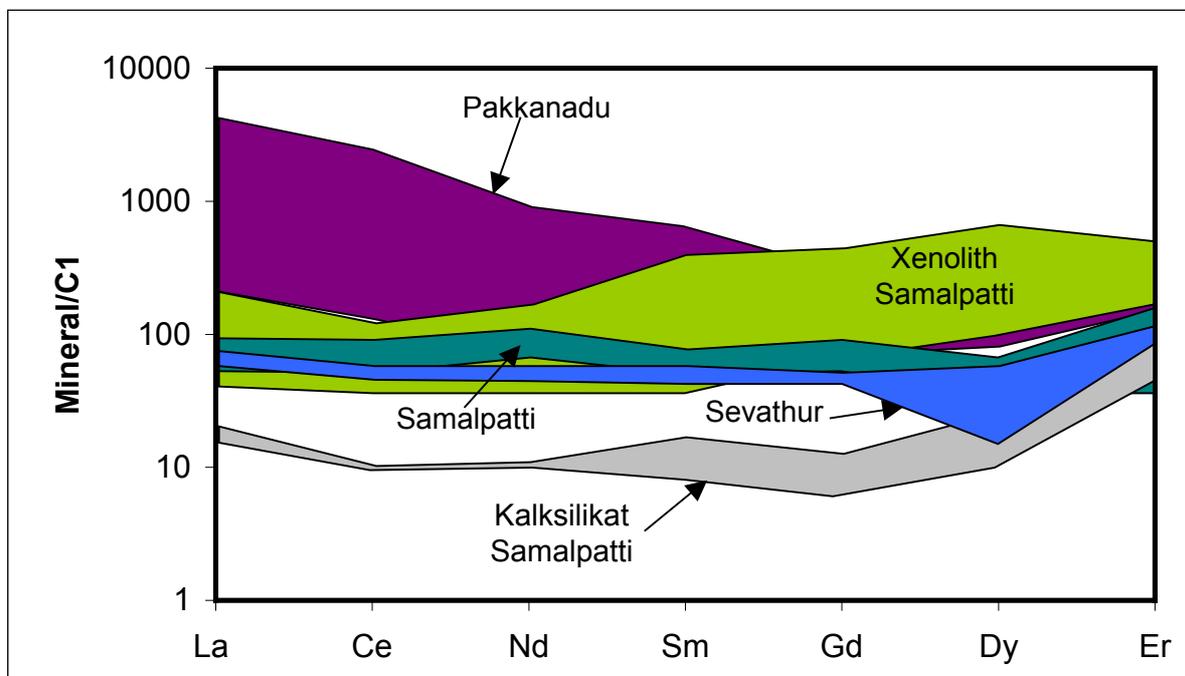


**Abb. 4.31:** Vergleichsdaten mantelnormierter Spurenelementkonzentrationen von Pyroxenen in Mantel-Xenolithen aus alkalischen Laven, die a) teilweise metasomatisch überprägt sind (Kerguelen Islands) und b) neben primären Pyroxenen mit Karbonat kummulatartig (in „Karbonataschen“) vergesellschaftete Pyroxene aufweisen (Spitsbergen und Mongolei).

Untersuchungen von Grégoire et al. (2000a, 2000b) an Pyroxenen aus verschiedenen Mantel-Xenolithen (Abb. 4.31a) ergaben für primäre Pyroxene ein dem Pyroxenit-Xenolith aus Samalpatti ähnliches Verteilungsmuster der Spurenelemente, insbesondere die ausgeprägte negative Sr-Anomalie betreffend, jedoch mit 100-fach geringeren Konzentrationen bezogen auf den Primitiven Mantel. Die Untersuchungen der Autoren an metasomatisch überprägten Pyroxenen weisen den Pyroxenen aus Pakkanadu im Vergleich ähnlich hohe Anreicherung

rungsfaktoren für die SEE und Sr auf. Ionov (1998) untersuchte ebenfalls Klinopyroxene aus Mantel-Xenolithen (Abb. 4.31b). Einige dieser Xenolithe weisen „Karbonattaschen“ (pockets) auf, die als Reaktionsprodukt des Wirtsgesteins mit einer karbonatitischen Schmelze interpretiert werden. Die hier mit Karbonat assoziierten Pyroxene zeigen geringere Ce- und La-Gehalte sowie höhere mittlere und schwere SEE- und Y-Konzentrationen im Vergleich zu den anderen Pyroxenen. Auffallend ist zudem eine stark negative Nb-Anomalie, wie sie auch bei den im Rahmen dieser Arbeit analysierten Pyroxenen, insbesondere bei der Probe aus Sevathur zu beobachten ist.

Die Verteilung der SEE bezogen auf C1 (Abb. 4.32) verdeutlicht größere Variationsbreiten bei den Pyroxenen aus Pakkanadu sowie aus dem Pyroxenit-Xenolith der Lokalität Paddemannur (Samalpatti-Komplex). Die Pyroxene aus Pakkanadu lassen dennoch eine deutliche Anreicherung der LSEE erkennen, während die Pyroxene des Xenoliths ein leicht konkaves Verteilungsmuster der SEE aufweisen mit relativ höheren Anreicherungen zu den mittleren bis schweren SEE hin. Ähnlich sieht die Verteilung bei Pyroxenen aus kalksilikatischen Xenolithen aus, jedoch mit geringeren Konzentrationen. Die Pyroxene der Pyroxenitproben 1551 (Sevathur) und 1586 (Samalpatti) zeigen relativ gerade Verteilungsmuster mit teilweise leichtem Anstieg zu den schweren SEE hin. Auf die SEE-Verteilung in Pyroxenen wird im Kapitel 6.2.2 der Diskussion näher eingegangen.



**Abb. 4.32:** SEE-Konzentrationen von Pyroxenen in Pyroxeniten der Lokalisationen Sevathur, Pakkanadu und Samalpatti sowie in einem Kalksilikat-Xenolith normiert auf C1.

## 5. Geochronologie und Isotopengeochemie

### 5.1 Datierungen an Monaziten

Der Karbonatit-Pyroxenit-Syenit-Komplex des Arbeitsgebietes Pakkanadu (s. Abb. 2.19-2.21 Kapitel 2.4) zeichnet sich durch Verfaltungen im m- und cm-Bereich aus. Der Karbonatit enthält nach petrographischem Befund metamorph gewachsene Monazite, die Größen von bis zu mehreren cm im Durchmesser erreichen können und bereits im Handstück zu erkennen sind (s. Abb. 2.23, Kapitel 2.4). Abb. 5.1

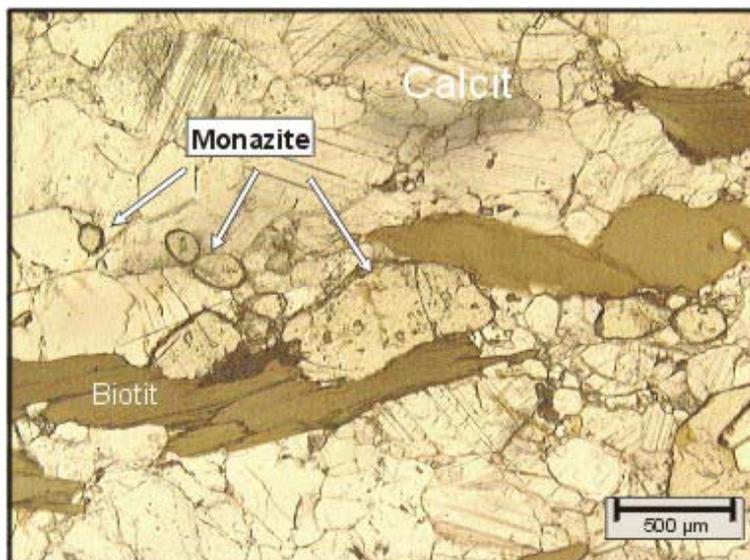


Abb. 5.1: : Dünnschlifffoto einer monazitführenden Karbonatitprobe aus dem Pakkanadu-Komplex

zeigt ein Dünnschlifffoto einer Karbonatitprobe. Die Monazite sind anhand ihres hohen Reliefs gut zu erkennen und treten vorwiegend in den Phlogopitlagen auf, welche die

Krenulationsschieferung und Verfaltungen im Mikrobereich nachzeichnen (s. Abb. 2.20, Kapitel 2.4.4). Kleinere Monazite sind als gut gerundete Idioblasten ausgebildet, während größere Kristalle meist eine amöboide und längliche Form aufweisen.

Auf BSE-Bildern (backscattered electron) der Monazite können keine Zonierungen unterschiedlicher Helligkeiten ausgemacht werden.

Mittels der Elektronenstrahl-Mikrosonde (EMS) wurden unter Mitarbeit von Dr. Thorsten Geisler-Wierwille 9 Monazitkörner aus 2 Proben untersucht. Auf den einzelnen Körnern wurden zwischen 1 und 10 Punkte analysiert. Die Daten sind im Anhang A.3.5 aufgelistet. Die Minerale

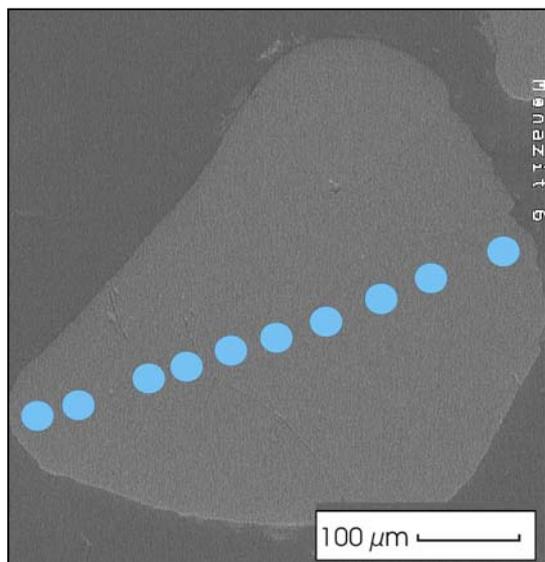


Abb. 5.2: BSE-Bild eines Monazits aus einer Karbonatitprobe des Pakkanadu Komplexes. Es sind keine Zonierungen zu erkennen. Abb. 5.3 zeigt die Elementkonzentrationen des hier dargestellte Profils.

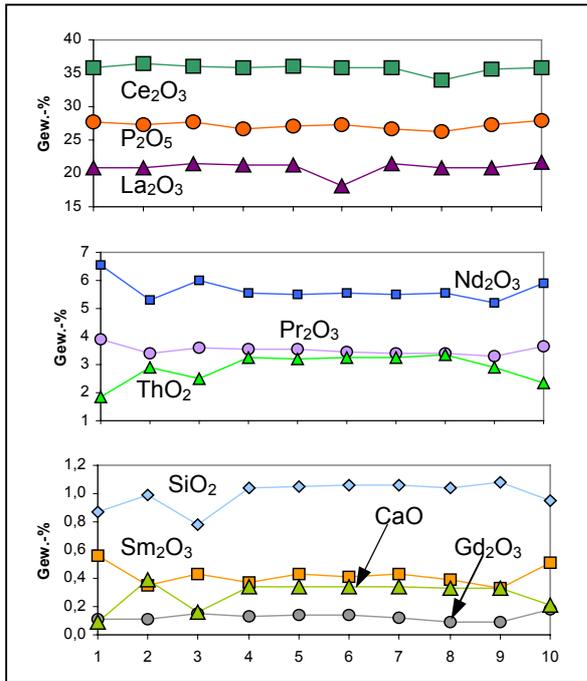


Abb. 5.3: Elementkonzentrationen (in Gew.-% der jeweiligen Oxide) an den Punkten des in Abb. 5.2 dargestellten Profils durch einen Monazitkristall (von links nach rechts)

zeigen alle einen ähnlichen Chemismus (in Gew.-%:  $P_2O_5=25-27,8$ ;  $La_2O_3=19-21,7$ ;  $Ce_2O_3=34-37$ ;  $Nd_2O_3=5,4-6,7$ ;  $Pr_2O_3=3,3-3,9$ ). Die Gehalte an  $ThO_2$ ,  $UO_2$  und  $PbO$  wurden von Dr. Thorsten Geisler-Wierwille nach der von Geisler & Schleicher (2000) beschriebenen Methodik ermittelt.

Abb. 5.2 zeigt das BSE-Bild eines Monazitkristalls, durch welchen ein Profil von 10 Messpunkten gelegt wurde. Auf Abb. 5.3 sind die dazugehörigen Elementkonzentrationen (in Ox.-Gew.-%) an den jeweiligen Messpunkten dargestellt. Die Hauptelemente Ce, P und La zeigen über das gesamte Profil hinweg relativ homogene Konzentrationen, was als

Beleg für eine nicht magmatische Entstehung angesehen werden kann. Die SEE Pr, Nd und Sm zeigen an den Randpunkten des Kristalls deutliche Anreicherungen, auch in Punkt 3 sind leichte Anreicherungen dieser Elemente zu erkennen. Im Gegensatz dazu zeigen Si, Ca und Th an den entsprechenden Punkten des Kristalls Abreicherungen in ihren Konzentrationen.

Im Diagramm PbO gegen  $ThO_2$  nach Suzuki & Adachi (1991) ergibt der Großteil der mittels EMS erhaltenen Daten ein Alter von  $750 \pm 11$  Ma (Abb. 5.4a). Auch sämtliche Messdaten des Monazits,

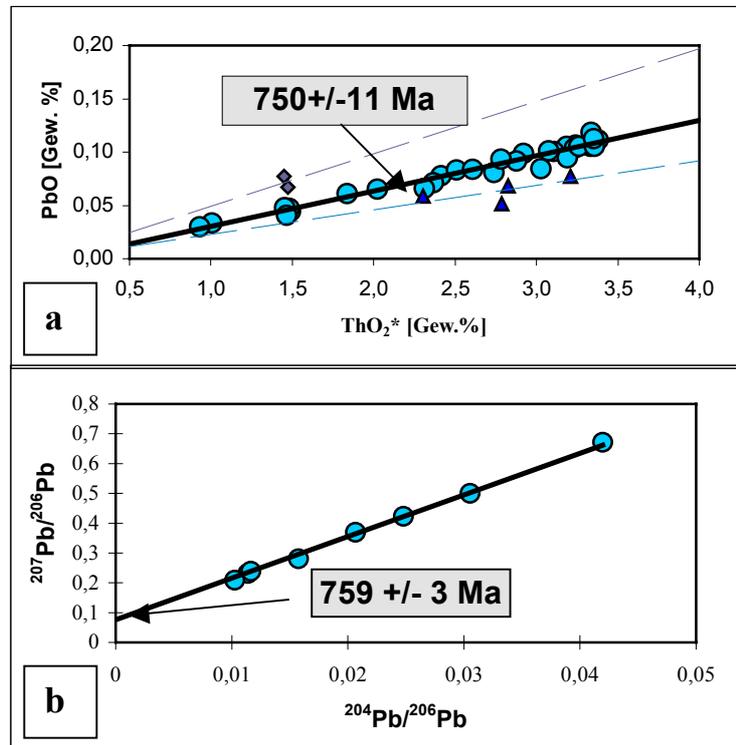


Abb. 5.4a: Diagramm PbO gegen  $ThO_2^*$  ( $ThO_2$  + die äquivalente Menge  $UO_2$ ) nach Suzuki & Adachi (1991) für EMS-Analysen an Monaziten.

b:  $^{207}Pb/^{204}Pb$ -Isochrone für Monazite aus Pakkanadu. In dieser Darstellung ergibt der Schnittpunkt mit der y-Achse das radiogene  $^{207}Pb/^{206}Pb$ -Alter.

für den das chemische Profil (Abb. 5.3) erstellt wurde liegen auf dieser Isochrone. Es ist somit davon auszugehen, dass die An- bzw. Abreicherungen keinen Einfluss auf das Th/Pb-Verhältnis hatten, d.h. kein Bleiverlust stattfand. Einige Messpunkte ergeben ein deutlich niedrigeres Alter von  $551 \pm 11$  Ma. Diese Messwerte stammen alle aus einem Monazit, der Risse aufweist, im Chemismus jedoch auch keine auffälligen Unterschiede zu den übrigen analysierten Monaziten zeigt. Zwei Messpunkte eines weiteren Monazits ergeben ein signifikant höheres Alter von  $>1100$  Ma. Bei diesem Monazit handelt es sich um einen Kristall von ca. 1,5 cm Durchmesser. Die übrigen Daten dieser beiden aus dem Rahmen fallenden Monazite liegen jedoch im Bereich der 750 Ma-Isochrone.

An Monaziten der gleichen Proben wurden am Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz von Dr. Wolfgang Todt Pb-Isotopenanalysen durchgeführt. Eine sehr gut definierte  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  Isochrone (Abb. 5.4b) ergab ein Alter von  $759 \pm 3$  Ma, welches im Rahmen der Fehlergrenzen somit mit dem per EMS ermittelten Alter übereinstimmt. Dieses Alter ist ebenfalls in guter Übereinstimmung mit einem metamorphen Ereignis in der ca. 80 km südlich von Pakkanadu verlaufenden Cauvery Scherzone (Bhaskar Rao et al., 1996).

## 5.2 Isotopenuntersuchungen

Im Rahmen dieser Arbeit wurden Isotopenuntersuchungen an Gesamtgesteinsproben und Mineralen am Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz durchgeführt. Im System Rb/Sr konnten für 6 Syenite, einen Pyroxenit und ein Kalksilikatgestein vollständige Datensätze erstellt werden, im System Sm/Nd wurden für die 6 Syenite, 2 Pyroxenite und das Kalksilikatgestein Daten ermittelt, welche in Tab. 5.1 aufgelistet sind.

Probe	Gestein / Lok.	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (760 Ma)	$\epsilon_{\text{Sr}(t)}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (760 Ma)	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$
1549	Syenit / Sev	0,708399±38	0,193475	0,706300	38,3	0,511496±119	0,111323	0,510942	-14,0
1550	Syenit / Sev	0,710648±19	0,497045	0,705254	23,5	0,511449±195	0,096051	0,510971	-13,4
1543	Syenit / Sam	0,708121±17							
1553	Syenit / Sam	0,706791±32	0,060720	0,706132	35,9	0,511621±23	0,110260	0,511072	-11,5
1592	Syenit / Sam	0,705102±16	0,014554	0,704944	19,1	0,511689±14	0,143084	0,510976	-13,3
1517	Syenit / Pak	0,706983±19	0,245928	0,704314	10,1	0,511354±38	0,111254	0,510799	-16,8
1561	Syenit / Pak	0,706159±12	0,000528	0,706153	36,2	0,511461±47	0,162933	0,510649	-19,7
1551	Pyroxenit / Sev	0,707413±17				0,511865±10	0,103777	0,511348	-6,1
1586	Pyroxenit / Sam	0,708534±35	0,189535	0,706478	40,9	0,511732±11	0,124757	0,511110	-10,7
1584	Kalksil. / Sam	0,716674±17	0,757763	0,708452	68,9	0,511693±66	0,106792	0,511161	-9,7

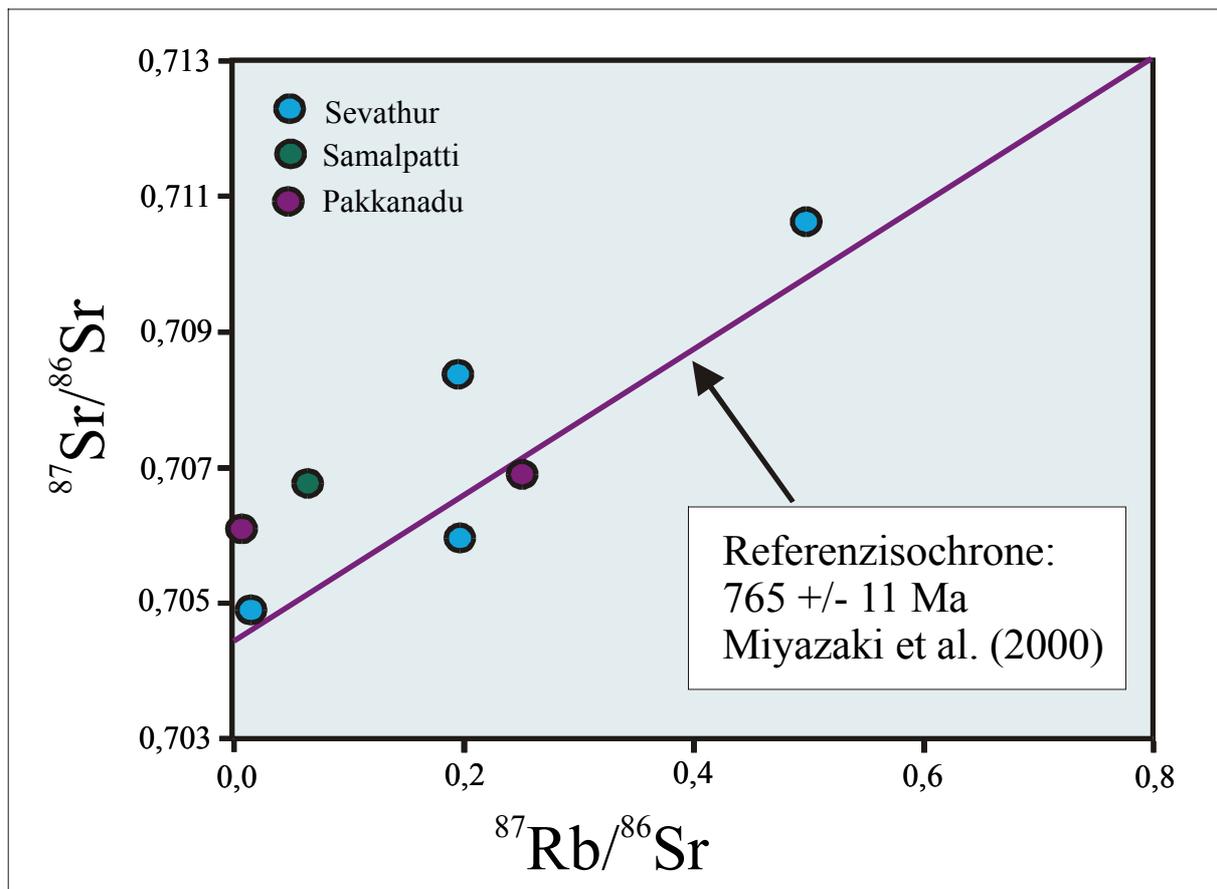
Tab. 5.1: Ergebnisse der Sr- und Nd-Isotopenuntersuchungen an Syeniten, Pyroxeniten und einem Kalksilikatgestein (Fehlerangaben:  $2\sigma$ ).

Probe	Mineral	Gestein	Lokalität	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (760 Ma)	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	Nd [ppm]	Sm [ppm]
1551	Apatit	Pyroxenit	Sev	0,511785±17	0,100416	0,511285	-7,3	345	57
1553	Granat	Syenit	Sam	0,511951±13	0,161249	0,511148	-10,0	224	60
1553	Pyroxen	Syenit	Sam	0,511335±25	0,035719	0,511157	-9,8	19	1
1592	Amphibol	Syenit	Sev	0,511666±52	0,115764	0,511089	-11,1	38	4
1586	Apatit	Pyroxenit	Sam	0,511548±74	0,100131	0,511049	-11,9	183	30
1586	Pyroxen	Pyroxenit	Sam	0,511876±285	0,158765	0,511085	-11,2	15	4
1584	Granat	Kalksilikat	Sam	0,512402±11	0,241829	0,511198	-9,0	9	3
1584	Pyroxen	Kalksilikat	Sam	0,512123±10	0,185259	0,511200	-8,9	37	11

Tab. 5.2: Ergebnisse der Nd-Isotopenuntersuchungen an Mineralen aus Syeniten, Pyroxeniten und einem Kalksilikatgestein (Fehlerangaben:  $2\sigma$ ).

An Mineralen aus den Syeniten (Granat, Pyroxen, Amphibol), den Pyroxeniten (Apatit, Pyroxen) und dem Kalksilikatgestein (Granat, Pyroxen) wurden Sm/Nd-Isotopenanalysen durchgeführt. Tab. 5.2 sowie die Abb. 5.6 und 5.7 geben einen Überblick über die Ergebnisse. Für Syenite aus der Umgebung Sevathurs bestehen übereinstimmende Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen von 756 bis 767 Ma (Miyazaki et al, 2000, Kumar et al., 1998). Es wurden daher die Werte für  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  und  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  auf ein Alter von 760 Ma heruntergerechnet, ebenso beziehen sich die  $\varepsilon$ -Werte in den Tab. 5.1 und 5.2 auf dieses Alter. Rückgerechnet auf das Alter von 760 Ma variieren die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnisse der im Rahmen dieser Arbeit beprobten und analysierten Syenite aus den drei Karbonatit-Alkalikomplexen über einen relativ großen Bereich von 0,7043 bis 0,7063 selbst innerhalb der einzelnen Komplexe.

Die  $^{134}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Initialverhältnisse erstrecken sich zumindest in zwei Komplexen auf einen engeren Bereich zwischen 0,510971 und 0,511072, zeigen jedoch niedrigere Werte als Vergleichsdaten von Miyazaki et al. (2000) aus dem Sevathur- und dem Samalpatti nahegelegenen Yelagiri-Komplex.



**Abb. 5.5:** Die Werte  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  gegen  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  der Syenite zeigen eine deutliche Streuung um die Referenzisochrone für Syenite aus Sevathur von Miyazaki et al. (2000).

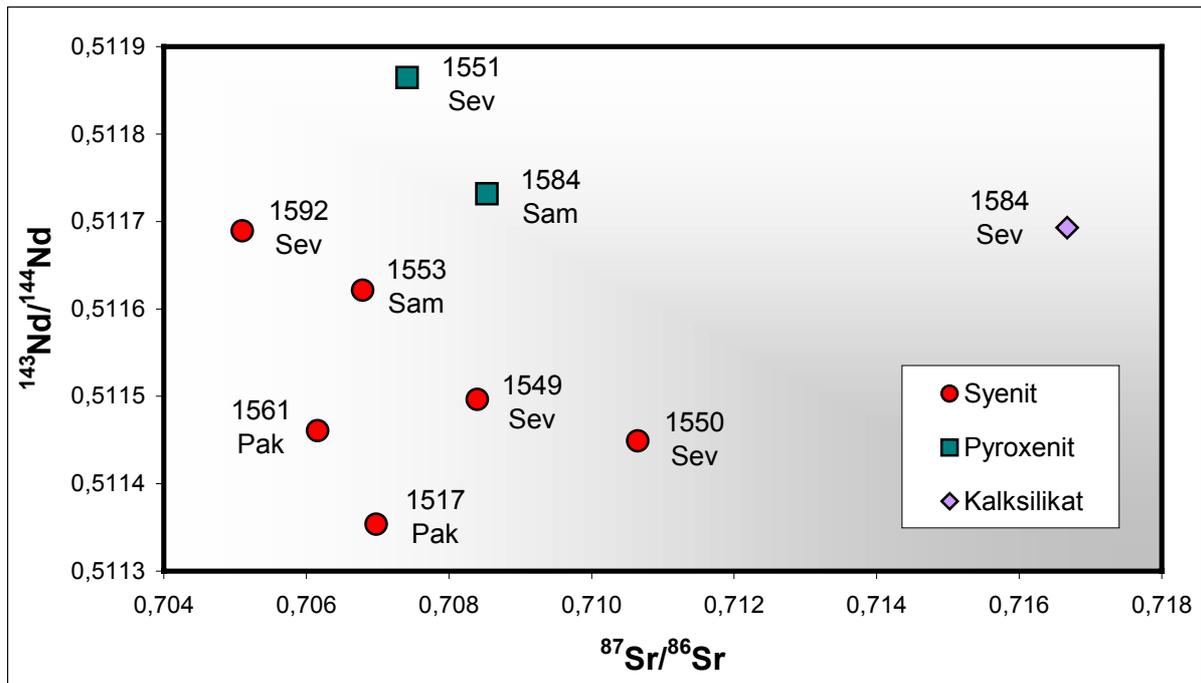


Abb. 5.6: Diagramm der gemessenen  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  gegen  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse für Syenit-, Pyroxenit- und Kalksilikatgestein.

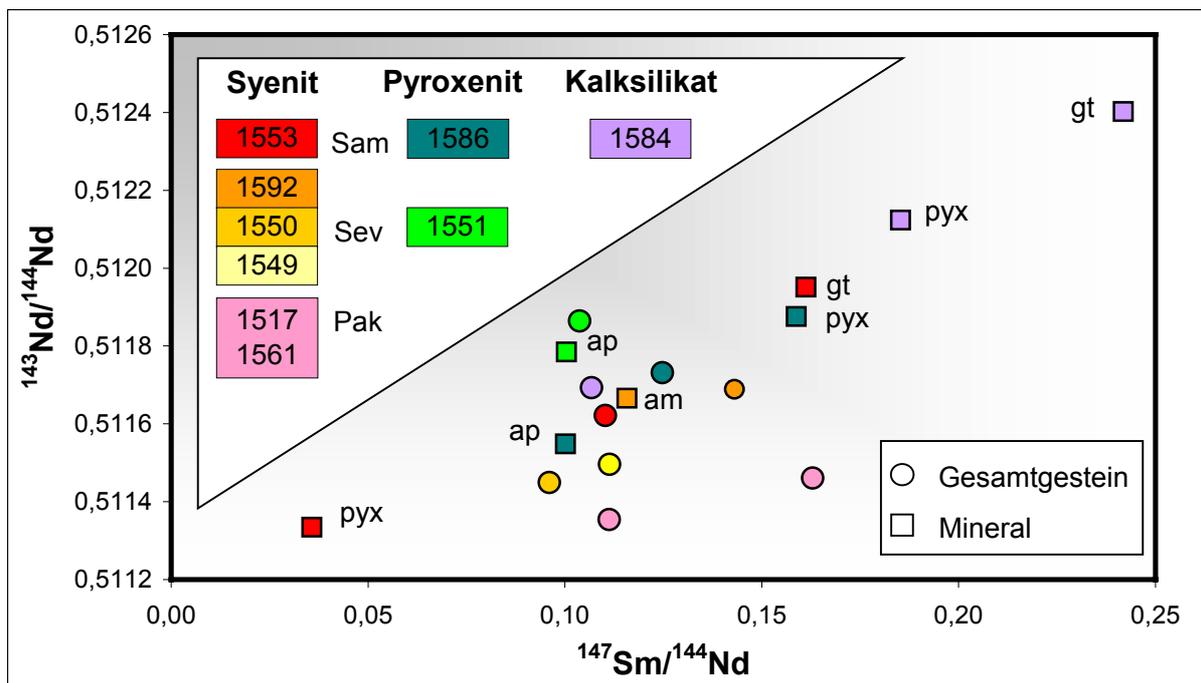
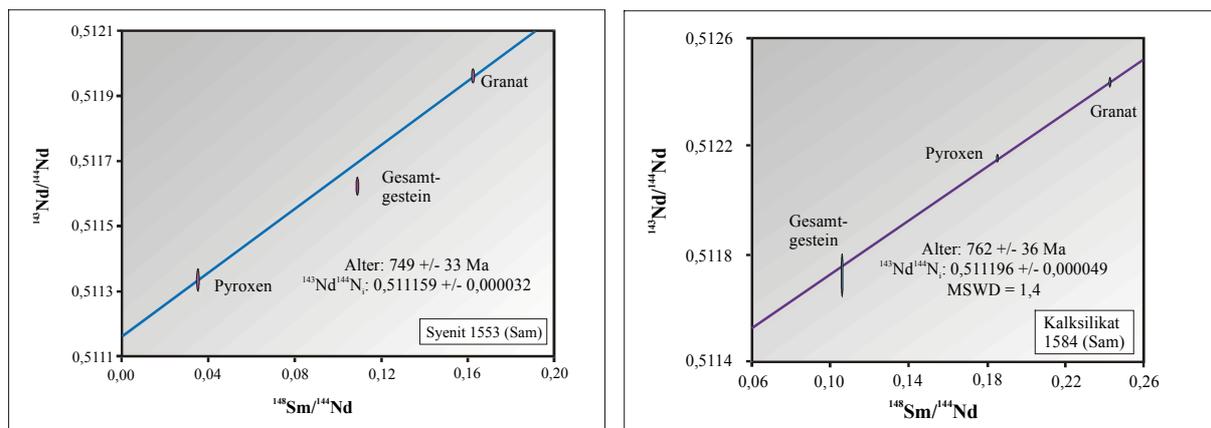


Abb. 5.7: Diagramm der gemessenen  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  gegen  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse für die Gesamtgesteine sowie Minerale aus Syeniten, Pyroxeniten und dem Kalksilikatgestein.

In der Darstellung  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  gegen  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  (Abb. 5.5) weisen die Syenite eine deutliche Streuung um eine Referenzisochrone von Miyazaki et al. (2000) auf. Die größten Abweichungen zeigen Syenite aus dem näheren Kontaktbereich zu den Karbonatitintrusionen. Hierbei handelt es sich um die Proben 1549 und 1550 aus Sevathur sowie die Proben 1553 aus Samalpatti und 1561 aus. Die Isotopendaten der Proben 1561 und 1553 würden mit Probe 1549 ein Alter von  $820 \pm 49$  Ma ergeben, mit Probe 1550 ergäbe sich dagegen ein wesentlich jüngerer Alter von  $628 \pm 23$  Ma.

Als Ursache der Heterogenitäten in den Isotopensignaturen der Syenite kann einerseits eine Kontamination der Syenite durch Krustenmaterial in Frage kommen. Andererseits können Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen eine Rolle spielen. Diese Möglichkeiten werden im Kapitel 6.2 (Wechselbeziehungen) diskutiert.

Eine Sm/Nd-Mineraldatierung an Granaten und Pyroxenen des Syenits 1553 (Samalpatti) sowie eine Sm/Nd-Mineral-Gesamtgesteinsdatierung des Kalksilikatgesteins ergeben jedoch im Rahmen der Fehlergrenzen übereinstimmende Alter von  $749 \pm 33$  Ma bzw.  $762 \pm 36$  Ma (Abb. 5.8). Im Fall des Syenits liegt der Wert für das Gesamtgestein jedoch nicht auf der Isochrone.

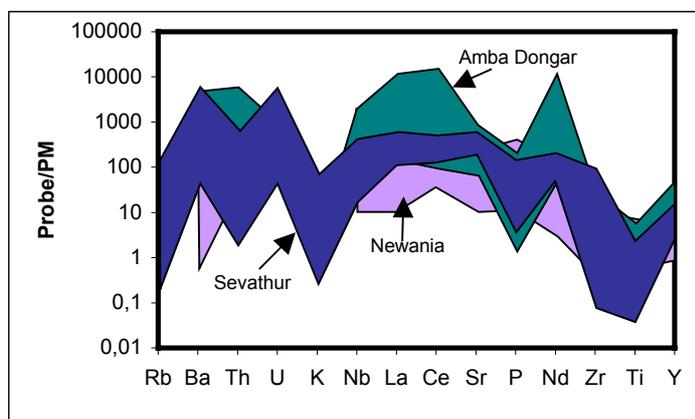


**Abb. 5.8:** Eine Sm/Nd-Mineralisochrone für einen Syenit und eine Sm/Nd-Mineral-Gesamtgesteinsisochrone für das Kalksilikatgestein ergeben im Rahmen der Fehlergrenzen konkordante Alter.

## 6. Diskussion

### 6.1 Petrologische Entwicklung der Karbonatitmagmen

Abb. 6.1 zeigt die Spurenelementverteilung des Karbonatits von Sevathur im Vergleich zu zwei weiteren Karbonatitvorkommen auf dem indischen Subkontinent. Der Karbonatitkomplex von Amba Dongar (Gujarat, im Westteil der Dekkan-Basaltprovinz) zeichnet sich durch ähnlich hohe Anreicherungen der SEE wie der Karbonatit von Pakkanadu aus. Die hohen Gehalte an Ba, Th und der SEE treten



**Abb. 6.1:** Spurenelementverteilung der Karbonatite aus Sevathur normiert auf den Primitiven Mantel (McDonough & Sun, 1995) im Vergleich zu anderen Karbonatiten aus Indien. Daten von Viladkar & Wimmenauer (1986) (Newania, Rajasthan) und Viladkar & Wimmenauer (1992) (Amba Dongar, Gujarat).

allerdings ausschließlich bei ankeritischem Karbonatit auf, der der spätesten Phase dieser Karbonatitintrusion zugerechnet wird. Dieser ankeritische Karbonatit bildet stock- und gangförmige Intrusivkörper im calcitischen Hauptkarbonatit und beinhaltet die Mineralphasen Baryt, Monazit, Fluorit und Thorit (Viladkar & Wimmenauer, 1992). Es ist demnach davon auszugehen, dass es sich bei den Karbonatiten von Jogipatti und Pakkanadu, die vergleichbar hohe Gehalte an SEE- bzw. Ba- und Th-führenden mineralen beinhalten und gang- oder linsenförmig auftreten, um ebensolche Spätphasen der eigentlichen Karbonatitintrusion handelt.

Der ebenfalls in Abb. 6.1 dargestellte Newania-Karbonatit (Rajasthan, aufgeschlossen in archaischen Granit-Gneisen) zeichnet sich ähnlich dem Karbonatit aus Samalpatti (Pad, s. Abb. 4.3) durch untypisch niedrige Gehalte an SEE und Sr sowie Ba aus. Einige Kriterien (Geologisches Setting, geochemische und isotopische Signaturen) weisen bei Untersuchungen des Newania-Karbonatit darauf hin, dass es sich hier nicht ausschließlich um magmatische Karbonate handelt. Pandit & Golani (2001) folgern aus ihren Beobachtungen, dass es sich um einen „heterogenen Karbonatkörper handelt, der neben magmatischem Karbonat metasomatisch veränderten metasedimentären Dolomit beinhaltet“. Da der Karbonatit aus Samalpatti (Pad) bereits vom Geländebefund (Führen von Xenolithen) eindeutig als

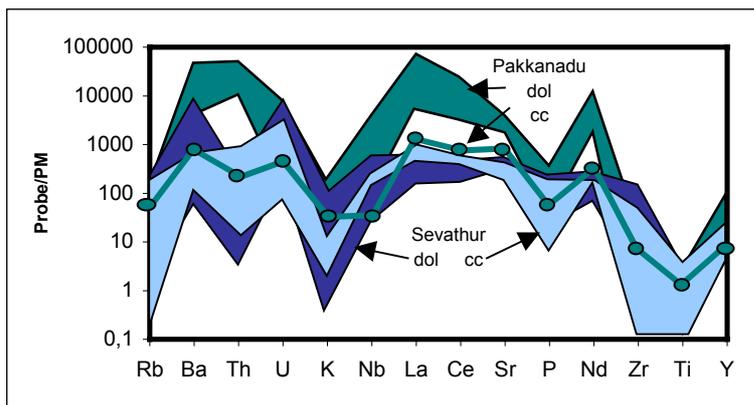


Abb. 6.2: Unterschiedliche Spurenelementverteilungen für Calcitkarbonatit (cc) und Dolomitkarbonatit (dol) aus Sevathur und Pakkanadu

die Wechselbeziehungen wird daher auf diese Fragestellung noch einmal genauer eingegangen.

Betrachtet man die Spurenelementverteilungen der Karbonatite differenziert nach der chemischen Klassifizierung in Calcit- und Dolomitkarbonatite (Abb. 6.2), sind bei den Karbonatiten aus Sevathur lediglich größere Variabilitäten einiger Elemente zu beobachten, die auf den Mengenanteil spezifischer Minerale zurückzuführen sind. Die deutlichen Unterschiede bei den SEE und Th sind im Fall der Karbonatitproben aus Pakkanadu proportional zum Monazitanteil der Proben.

Der hohe Ba-Gehalt ist auf das Vorkommen von Baryt zurückzuführen. Der Calcitkarbonatit von Pakkanadu entspricht dagegen in seiner Spurenelementverteilung den Karbonatiten von Sevathur.

In der Darstellung La+Ce+Nd gegen  $P_2O_5$  (Abb. 6.3) lässt sich zumindest für den Dolomitkarbonatit des Sevathur-Komplexes ein genereller

magmatischen Ursprungs zu bezeichnen ist, stellt sich die Frage, ob eine Kontamination durch Krustenmaterial die für Karbonatite untypisch niedrigen SEE- und Sr-Gehalte verursacht hat. Der teilweise äußerst hohe Anteil an Gneis-Xenolithen spricht für diese Annahme. Im Diskussionskapitel 6.2.1 über

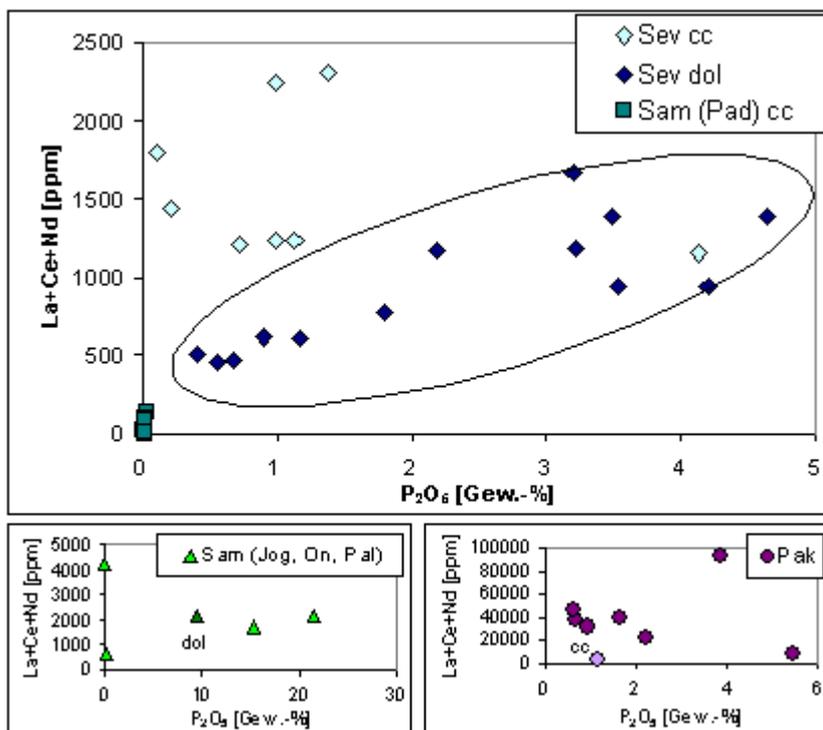
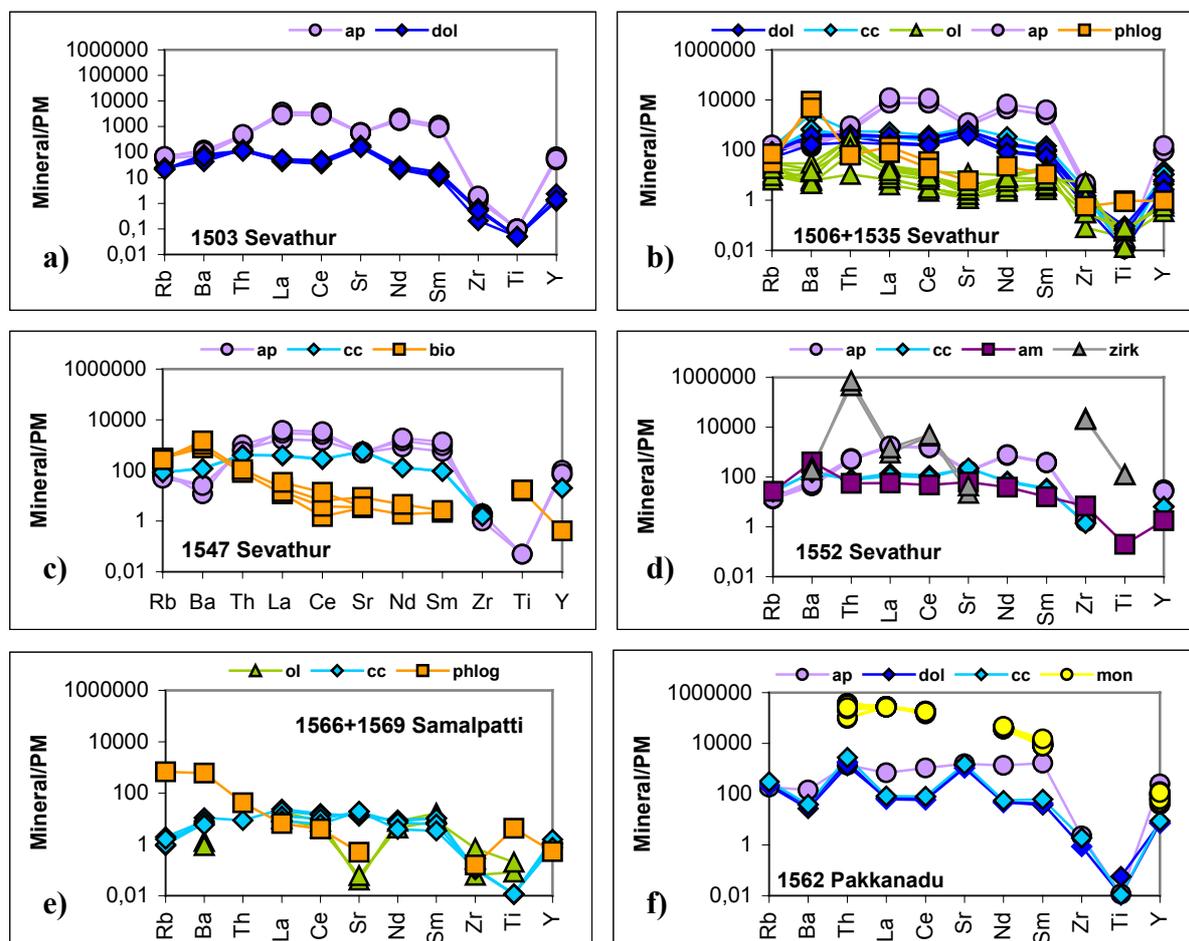


Abb. 6.3: Konzentration von La+Ce+Nd in Abhängigkeit von  $P_2O_5$  und der Klassifikation als Calcitkarbonatit (cc) bzw. Dolomitkarbonatit (dol) für die untersuchten Karbonatitvorkommen.

Trend der Zunahme an SEE mit dem  $P_2O_5$ -Gehalt feststellen. Hier erweist sich eindeutig Apatit als ein Hauptträger der SEE, während im Calcitkarbonatit aus Sevathur der Calcit selbst den größeren Teil der SEE zu tragen scheint. Dies spiegelt sich auch in der teilweise geringeren Summe der SEE in Apatiten aus Calcitkarbonatit im Vergleich zu Apatiten aus Dolomitkarbonatit wider.

Die Abb. 6.4a-e und 6.5a-e zeigen die Spurenelement- bzw. SEE-Verteilung auf die verschiedenen Phasen innerhalb einiger Karbonatitproben. Die Beispiele a-d von Proben des Sevathur-Komplexes verdeutlichen jeweils die für Karbonatite typische Fraktionierung von Sr und den SEE in Apatit und Karbonaten, wobei die Fraktionierung der SEE in Apatit wesentlich ausgeprägter ist. Petrographische und experimentelle Untersuchungen ergeben im Allgemeinen, dass Calcit und Dolomit unter den frühest kristallisierenden Mineralen sind (Gittins, 1989). Da die Löslichkeit von  $P_2O_5$  in karbonatischen Lösungen sehr gering ist,



**Abb. 6.4:** PM-normierte Spurenelementverteilungen auf die verschiedenen Minerale innerhalb von Karbonatitprobe: **a)** sehr magnetitreicher (Kumulat) Dolomitkarbonatit; **b)** olivinführende Dolomitkarbonatite; **c)** Calcitkarbonatit innerhalb des nordwestlichen Syenits; **d)** amphibol- und zirkonolithführender Calcitkarbonatit; **e)** typische Calcitkarbonatite der Lokalität Paddemannur im Samalpatti-Komplex; **f)** monazit- und barytreicher Karbonatit aus Pakkanadu.

startet Apatit auch sehr früh mit der Kristallisation. Die kontinuierliche Kristallisation von Karbonaten führt jedoch zu ständiger Konzentration von  $P_2O_5$ , so dass Apatit während der gesamten magmatischen Entwicklungsgeschichte eines Karbonatits auskristallisieren kann (Gittins, 1989).

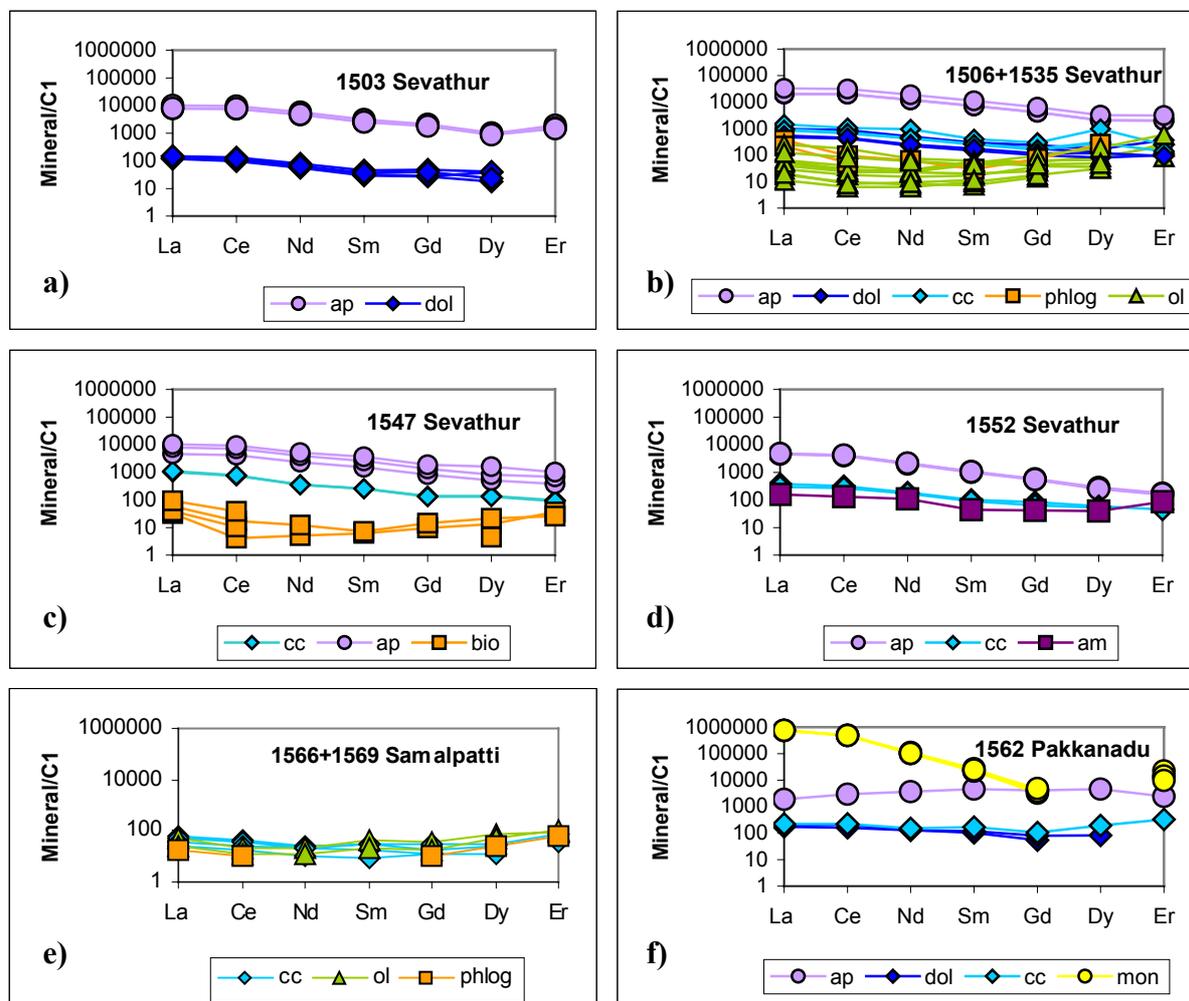


Abb. 6.5: Chondrit-normierte SEE-Verteilungen auf die verschiedenen Minerale innerhalb von Karbonatitproben. a)-f) siehe Abb. 6.4.

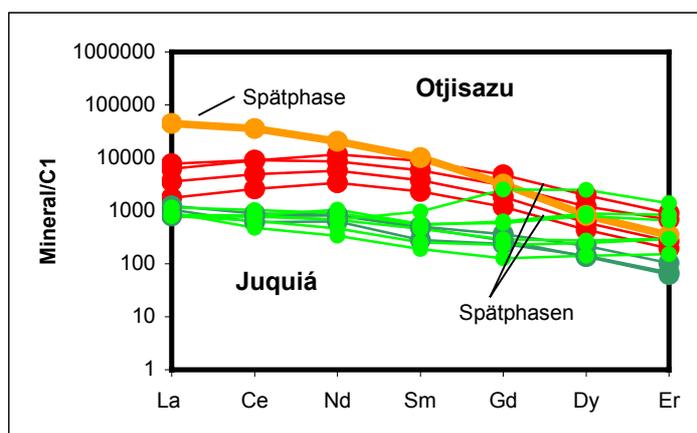
Olivin wird selten in Karbonatiten beschrieben. Nach Gittins (1989) ist sein Vorkommen ebenfalls auf ein sehr frühes Stadium beschränkt. Nach Udas und Krishnamurthy (1970) intrudierte im Sevathur-Komplex während einer ersten Phase Calcit-Karbonatit, der später durch ankeritischen Karbonatit dolomitisiert wurde. Borodin et al. (1971) dagegen sehen den Dolomit-Karbonatit als älteste Phase an. Letztere Theorie ist nach den im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Geländeuntersuchungen für diesen Karbonatit-Komplex realistischer. Im Arbeitsgebiet Sevathur tritt vorwiegend Dolomitkarbonatit auf, während calcitischer Karbonatit lediglich linsen- und gangförmig aufzufinden ist. Nach Gittins (1989) zeichnet

sich ein „normaler“ magmatischer Karbonatitentwicklungstrend entweder beginnend mit einer Alkali- und Fe-Anreicherung gefolgt von stetiger Alkali- und Fe-Abreicherung aus. Die andere Möglichkeit ist eine kontinuierliche Fe-Anreicherung des Magmas bis zum Ferro-Karbonatit, die im Zusammenhang mit einer schnellen Abkühlung des Magmas auf Temperaturen, wo Magnetitkristallisation nicht mehr möglich ist, steht.

Das Vorkommen von Olivin und das kumulatartige massive Auftreten von Magnetit im Dolomitkarbonatit des Sevathur-Komplexes sprechen somit für eine primäre dolomitische Intrusion gefolgt von einer bzw. möglicherweise mehreren calcitischen Phasen. Die Untersuchungen von Schleicher (2003) an Calcitkarbonatit aus dem Sevathur-Komplex unterstützen diese These. Apatite innerhalb dieses Calcitkarbonatits beinhalten Calciteinschlüsse, die als ältere Karbonatitschmelze interpretiert werden. Allerdings beschreiben Viladkar und Subramanian (1995) auch untergeordnet auftretende ankeritische Karbonatite, die sie als letzte Phase der Gesamtintrusion ansehen.

Der Hauptträger der SEE, insbesondere der leichten SEE, im Karbonatit des Pakkanadu-Komplexes ist Monazit (s. Abb. 6.4f und 6.5f), der hier in signifikanten Mengen auftritt. Nach Hogarth (1989) treten primäre SEE-Mineralien, wie Monazit selten in frühen Phasen einer Karbonatitintrusion auf. Im Allgemeinen werden sie als sekundäre Produkte während postmagmatischer Prozesse interpretiert (z. B. Andersen, 1984; Lottermoser, 1988 und 1990). Walter et al. (1995) beschreiben Baryt-reiche Karbonatitadern als letzte hydrothermale Phase der Intrusion des Juquiá-Karbonatits.

Vergleichende Untersuchungen von Bühn et al. (2001b) und Walter et al. (1995) an jeweils frühgebildeten Apatiten und Apatiten aus Spätphasen einer Karbonatitintrusion ergeben hinsichtlich der SEE-Anreicherungen unterschiedliche Ergebnisse (Abb. 6.6). Bühn et al. (2001b) beschreiben früh kristallisierte Apatite aus dem Otjisazu-Karbonatit (Namibia) mit vergleichsweise niedrigen



**Abb. 6.6:** : Chondrit-normierte SEE-Verteilungsmuster von Apatiten aus dem Otjisazu-Karbonatit-Komplex/Namibia (Bühn et al., 2001b) und dem Juquiá-Karbonatit/Brasilien (Walter et al., 1995)

drigen Konzentrationen der leichten SEE im Gegensatz zu spätgebildeten Apatiten. Einige weitere Autoren beobachten einen Anstieg der SEE-Summe und begleitenden Anstieg des Verhältnisses der leichten SEE zu den schweren SEE von Früh- zu Spätphasen-Apatiten (Le

Bas & Handley, 1979; Knudsen, 1991; Zaitsev & Bell, 1995). Obwohl die Apatite der Calcitkarbonatite aus Sevathur höhere La/Nd-Verhältnisse aufweisen als die der Dolomitkarbonatite (vergl. Abb. 4.21, Kapitel 4.2.2), zeigen erstere doch insgesamt geringere Summen der SEE, so dass eine Anreicherung der leichten SEE in Apatit bei fortschreitender Fraktionierung des Karbonatitmagmas, wie sie Böhn et al. (2001b) beschreiben nicht in Frage kommt, wenn man hier von einer primären dolomitischen Karbonatitphase ausgeht.

Nach Untersuchungen von Walter et al. (1995) zeigen Apatite aus dem Juquiá-Karbonatit (Brasilien) relative Anreicherungen der mittleren und schweren SEE. Auch Hogarth (1983) berichtet für sekundäre Apatite eine relative Anreicherung von Nd zu La und Ce und vermutet eine Bevorzugung der schwereren SEE, was auch dem Verhalten des Apatits im Karbonatit von Pakkanadu entspricht (Abb. 6.5f). Insgesamt gesehen kann der Karbonatit des Pakkanadu-Komplexes aufgrund seiner extrem hohen Gehalte an Ba, Th, Sr und SEE, die sich vorwiegend in der Mineralisation von Monazit und Baryt widerspiegeln, nur als eine späte fluide bzw. hydrothermale Phase interpretiert werden, die höchstwahrscheinlich aufgrund eines metamorphen Ereignisses in diesem Gebiet mobilisiert wurde (s. Kapitel 6.3).

Einige Autoren ziehen den Mineralchemismus von Phlogopiten zur Diskriminierung zwischen Früh- und Spätphasen von karbonatitischen Intrusionen heran. Heathcote & McCormick (1989) beobachten eine Zunahme von Si und Mg mit fortschreitender Fraktionierung während Al, Ti und Fe abnimmt. Diese Trends spiegeln sich in den Daten der Phlogopite aus dem Sevathur-Karbonatit unter der Annahme, dass dolomitischer Karbonatit die älteste Phase ist nicht wider (Abb. 6.7).

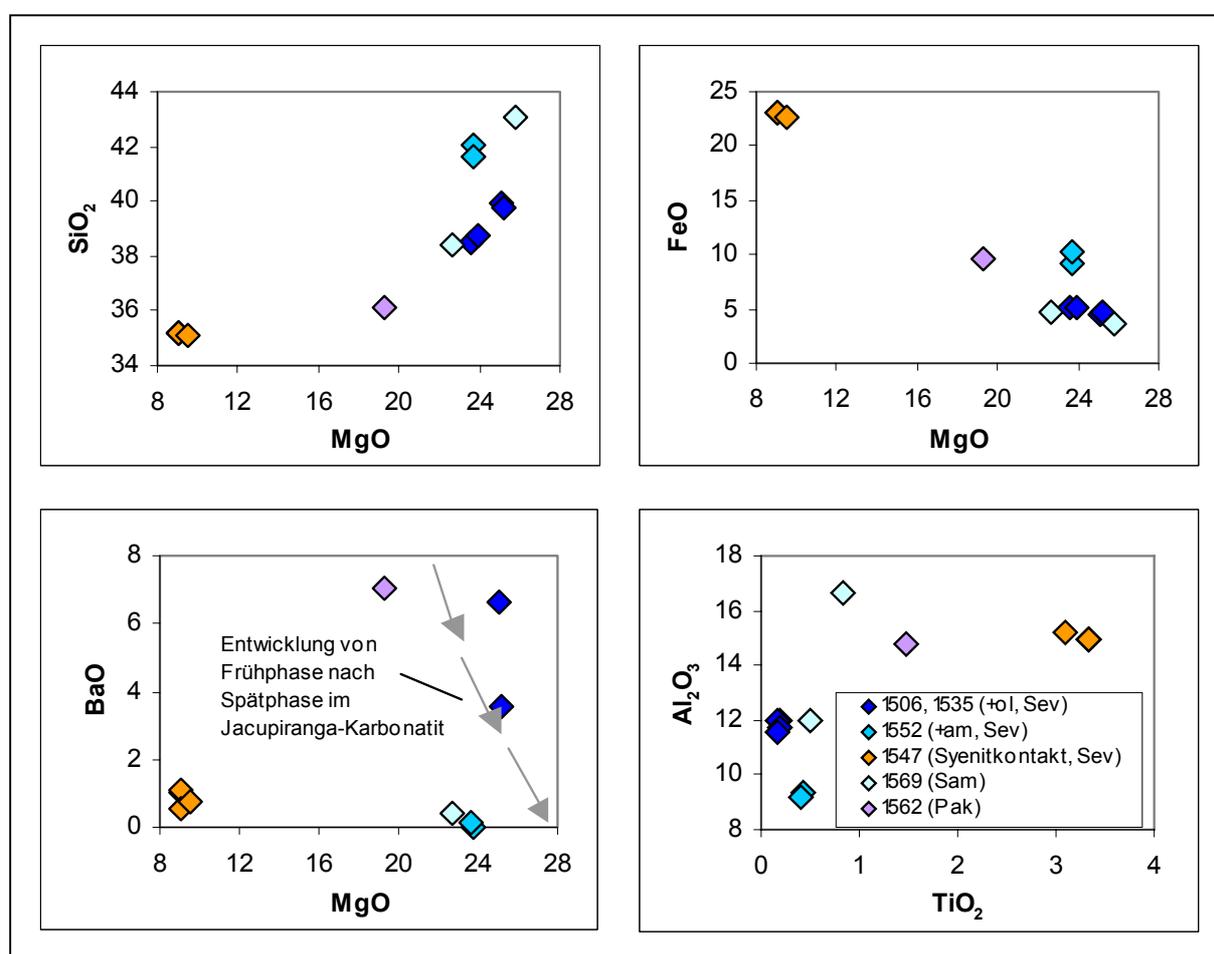
Brod et al. (2001) beschreiben für Phlogopite aus dem Jacupiranga-Karbonatit eine stetige Abreicherung des BaO-Gehaltes von frühen zu späteren Phasen der Karbonatitintrusion. McCormick & Heathcote (1987) stellten das gegenteilige Verhalten fest, während Gaspar & Wyllie (1987) bei Untersuchungen in kleinerem Maßstab (Kern- und Randbereiche von Phlogopiten) sowohl Ba-Anreicherungen als auch Abreicherungen feststellten, wobei ersteres häufiger auftritt. Im Falle der Phlogopite und auch der Biotite aus calcitischem und vermutlich jüngerem Karbonatit des Sevathur-Komplexes sind wesentlich geringere BaO-Konzentrationen festzustellen als im dolomitischen Karbonatit. Die Phlogopite des Pakkanadu-Karbonatits weisen dagegen die höchsten BaO-Konzentrationen auf.

Abschließend ist demnach festzustellen, dass die Geländeuntersuchungen beim Sevathur-Komplex auf eine Entwicklung des Karbonatitmagmas von dolomitisch nach calcitisch hindeuten, die Gesamtgesteins- und mineralchemischen Signaturen jedoch keine eindeutige

Aussage hierzu zulassen. Eine Karbonatitintrusion in mehreren Schüben kann jedoch als gesichert gelten.

Der Karbonatit des Pakkanadu-Komplexes scheint dagegen eine hydrothermale bzw. metamorphe Spätphase darzustellen.

Im Samalpatti-Komplex treten ebenfalls SEE-angereicherte karbonatitische Gänge auf (Jogipatti, Pallasulakarai), die neben Monazit auch Benstonit (Barium-Karbonat) führen (Subramanian, 1983) und als Spätphase der Karbonatitintrusion interpretiert werden. Der im Rahmen dieser Arbeit jedoch vorwiegend untersuchte Karbonatit der Lokalität Paddemannur zeigt für Karbonatite ungewöhnliche chemische Signaturen. Eine vermutliche Kontamination dieses Karbonatits wird im folgenden Kapitel diskutiert.



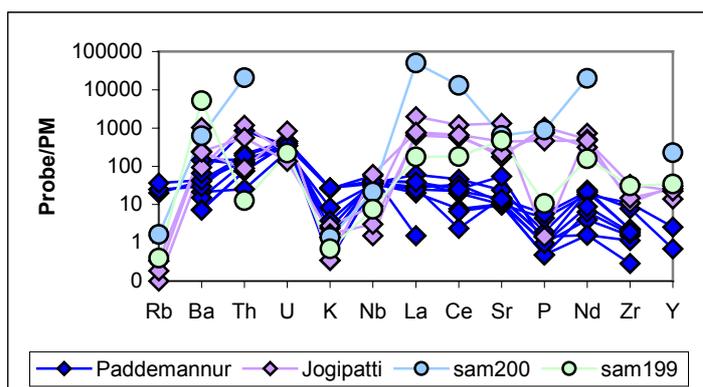
**Abb. 6.7:** Korrelationsdiagramme für Glimmer aus Karbonatiten in Tamil Nadu. Der Entwicklungstrend von Früh- zu Spätphasen-Phlogopiten des Jacupiranga-Karbonatits (Brasilien) stammt von Brod et al. (2001).

## 6.2 Wechselbeziehungen

Der Begriff Wechselbeziehungen steht im Rahmen dieser Diskussion umfassend für die verschiedenen Möglichkeiten der gegenseitigen Beeinflussung bzw. des Stoffaustauschs der untersuchten Magmatite. Dazu gehören die magmatologischen Verbindungen der verschiedenen Alkalimagmatite untereinander ebenso wie die Möglichkeiten der Kontamination der Magmatite durch das krustale Nebengestein oder Fluide, die Fenitisierung des Umgebungsgesteins durch die Karbonatite und die mögliche tektonische oder metamorphe Überprägung der Alkali-Karbonatit-Komplexe insgesamt.

### 6.2.1 Kontamination des Karbonatits der Lokalität Paddemannur

Der Karbonatit der Lokalität Paddemannur (Samalpatti-Komplex) zeichnet sich durch die für Karbonatite untypisch niedrigen SEE- und Sr-Gehalte aus. In Abb. 6.8 sind zum Vergleich die

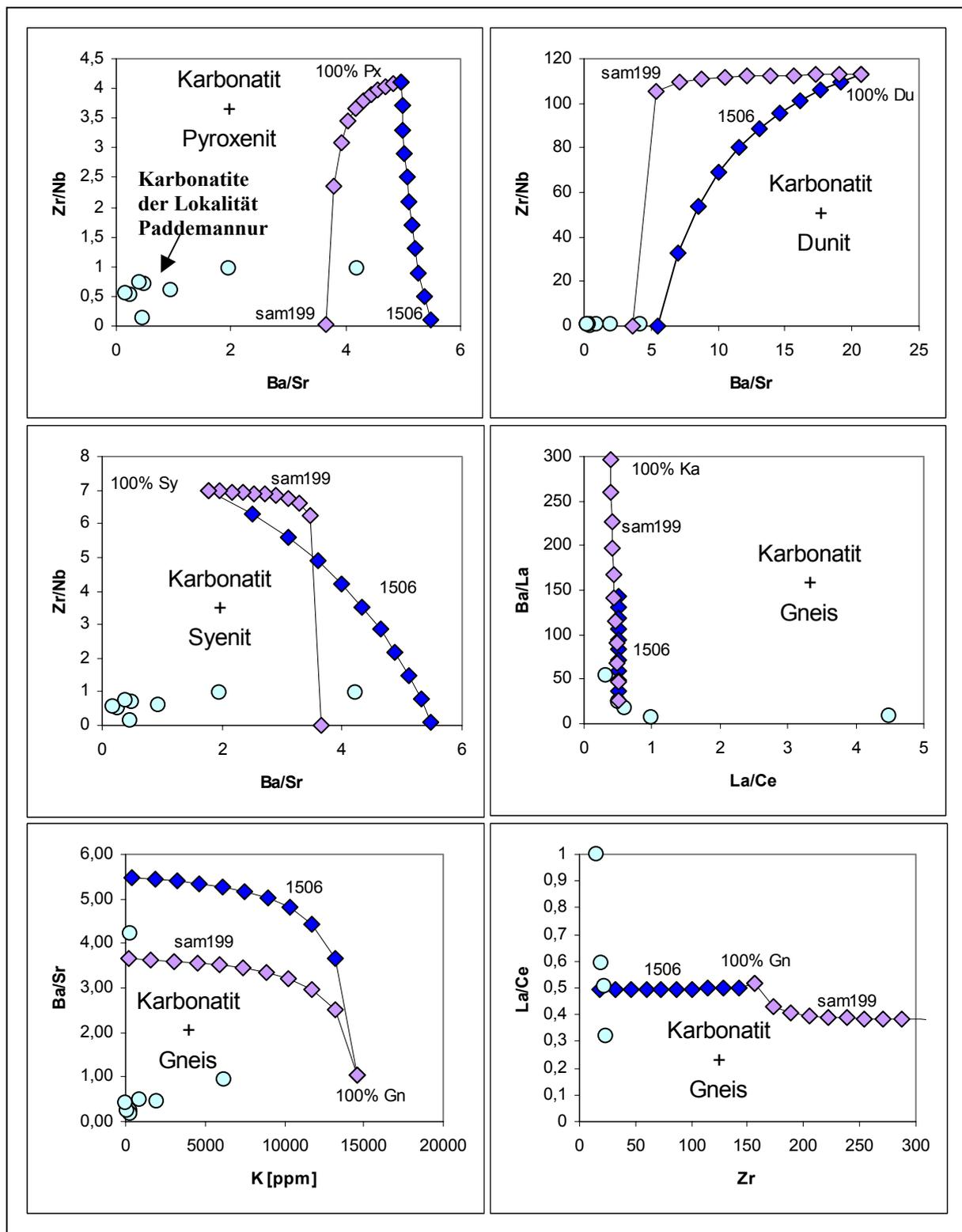


**Abb. 6.8:** Mantelnormierte Spurenelementverteilungen der Karbonatite aus dem Samalpatti-Komplex

unterschiedlichen Spurenelementverteilungen der Karbonatitproben aus Paddemannur und Jogipatti dargestellt. Bei den Karbonatiten der Lokalität Jogipatti handelt es sich um kleinere gangartige Vorkommen, die aufgrund dessen und ihrer im Vergleich zu den Karbonatiten aus Sevathur sehr hohen SEE-Gehalte der Spätphase einer

Karbonatitintrusion zuzurechnen sind. Zwei weitere Proben (sam200 und sam199, Daten von Schleicher et al., 1998) weichen in ihren SEE- und Sr-Konzentrationen ebenfalls von den Karbonatitproben der Lokalität Paddemannur ab. Während Probe sam199 noch in dem breiteren Hauptkarbonatitausstrich von Paddemannur auftritt (Schleicher et al., 1998) stammt Probe sam200 mit den höchsten SEE-Gehalten aus einem südlicher gelegenen Gang bei der Lokalität Pallasulakarai (s. Abb. 2.9, S. 18).

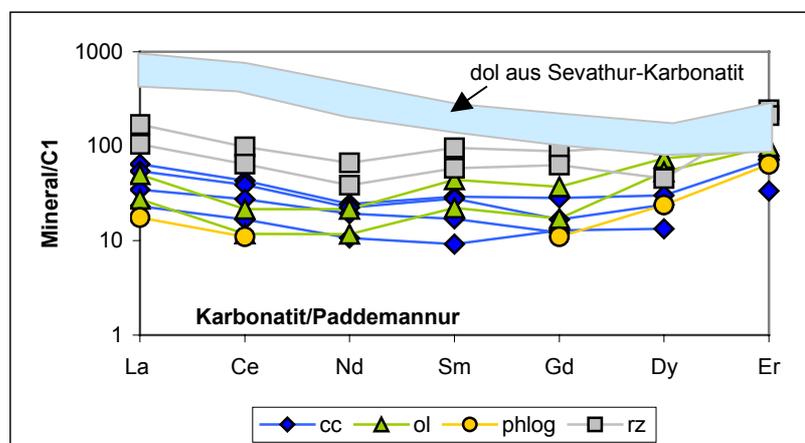
Da das Karbonatgestein der Lokalität Paddemannur aufgrund des Führens von Xenolithen eindeutig magmatischen Ursprungs ist, stellt sich die Frage, wie die vergleichsweise niedrigen SEE- und Sr-Gehalte zustande kamen.



**Abb. 6.9:** Beispiele für Modellierungsversuche eines binären Mixing (Langmuir et al., 1978) zwischen einem „typischen“ Karbonatit der Lokalität Sevathur (Probe 1506) sowie dem SEE-reicheren Karbonatit der Lokalität Onnakarai (Probe sam199; Schleicher et al., 1998) jeweils mit den assoziierten Magmatiten (Daten für Dunit aus Schleicher et al., 1998; für Syenit aus Miyazaki et al., 2000) und dem Umgebungsgneis (Daten für Gneise aus: Krogstadt et al., 1995; Condie et al., 1982) unter Annahme einer reinen bulk rock-Assimilation.

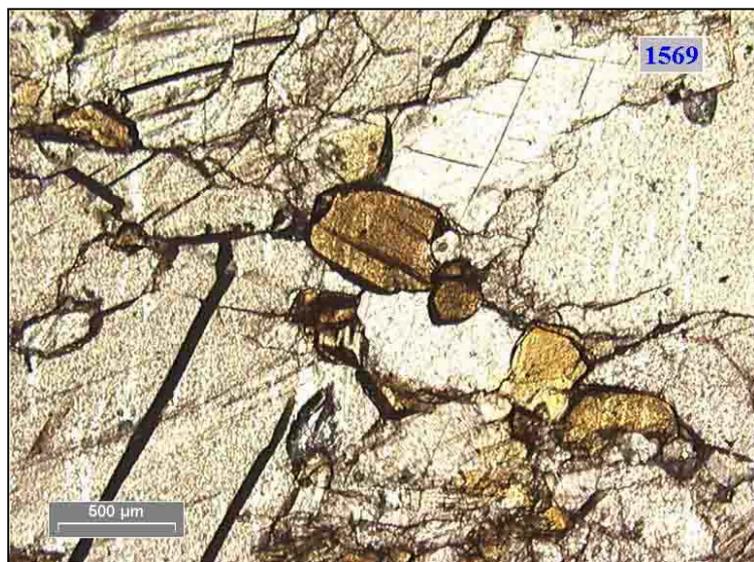
Die Assimilation von Umgebungsgestein in ein Magma kann eine signifikante Rolle in der Entwicklung des Magmas spielen (DePaulo, 1981). Im Untersuchungsgebiet Paddemannur könnte eine Kontamination durch Krustenmaterial die für Karbonatite untypisch niedrigen SEE- und Sr-Gehalte verursacht hat. Der teilweise äußerst hohe Anteil insbesondere an Gneis-Xenolithen spricht für diese Annahme. Einfache Mischungsberechnungen (Abb. 6.9) zwischen a) „typischem“ Karbonatit aus dem Sevathur-Komplex sowie b) der Karbonatitprobe sam199 (Schleicher et al., 1998) aus dem Samalpatti-Komplex (Lokalität Onnakarai), die höhere SEE-Konzentration aufweist und dem Umgebungsgestein (Pyroxenit, Dunit, Syenit, Peninsular-Gneis) ergeben jedoch keine Lösung hinsichtlich dieser Fragestellung. Möglicherweise spielen hier kompliziertere AFC-Prozesse eine Rolle. Zusätzlich zur Assimilation können auch durch die Erhitzung des Nebengesteins freiwerdende Fluide eine weitere Materialzufuhr beisteuern (Patchett, 1980). Auffällig am Karbonatit von Paddemannur ist das Fehlen von Apatit. Da Apatit als Hauptträger der SEE gilt wäre auch eine Abfraktionierung dieser frühkristallisierenden Phase als Ursache der niedrigen SEE-Gehalte denkbar (Schleicher, 2003). Hier wiederum bleibt die Frage offen, warum Ba und Sr, die im Frühstadium nicht aus einer karbonatitischen Schmelze in Apatit fraktionieren (Walter et al., 1995) ebenfalls sehr geringe Konzentrationen aufweisen.

Die SEE-Verteilungsmuster der Calcite aus den Proben des Karbonatits der Lokalität Paddemannur zeigen sich mit ihrem konkavem Verlauf deutlich unterschiedlich zu den Verteilungsmustern der Karbonate aus Sevathur (s. Abb. 6.10), die neben wesentlich höheren SEE-Gehalten zu den schweren SEE hin abfallende Konzentrationen bezogen auf C1 aufweisen. Die Olivine der Probe 1566 zeigen ebenfalls ein konkaves SEE-Verteilungsmuster mit teilweise etwas geringeren Konzentrationen der leichteren SEE (La-Nd) und höheren Konzentrationen der schwereren SEE (Sm-Er). Sie unterscheiden sich in dieser Hinsicht nicht von Olivinen aus Karbonatiten des Sevathur-Komplexes. Da es sich jedoch bei den Olivinen aus Paddemannur um sehr Mg-reiche Forsterite handelt ( $F_{096-98}$ ),



**Abb. 6.10:** Chondritnormierte Spurenelementverteilungen von Mineralen aus olivinführendem Karbonatit der Lokalität Paddemannur (rz: Reaktionszone zwischen Calcit und Olivin).

kann eine magmatische Bildung dieser Minerale ausgeschlossen werden. Da Forsterit typischerweise als kontaktmetamorphes Mineral bei der Überprägung von silikathaltigen Karbonatgesteinen entsteht unterstützt das Vorkommen dieses Minerals die vermutete Entstehung der kalksilikatischen Bereiche durch kontaktmetamorphe und metasomatische Umwandlung von silikatischen Xenolithen innerhalb der aufsteigenden Karbonatitschmelze. Bei den idiomorph bis subidiomorph ausgebildeten Olivinen handelt es sich vermutlich um umgewandelte Restite von assimiliertem silikatischen Material. Insgesamt zeigt der olivinführende Karbonatit, wie auch die meisten aus diesem durch tektonische Anzeichen und gehäuftem auftreten von Xenolithen geprägten Bereich der Lokalität Paddemannur (s. Kapitel 2.4.3) eine brekzierte Textur. D. h. die sehr grobkörnigen Karbonate weisen aufgelöste, verzahnte Korngrenzen auf oder sind von mikrokristallinem Karbonat umrandet oder Adern durchzogen. In den Adern tritt gehäuft Phlogopit auf (Abb. 6.11). Des weiteren kommen hier

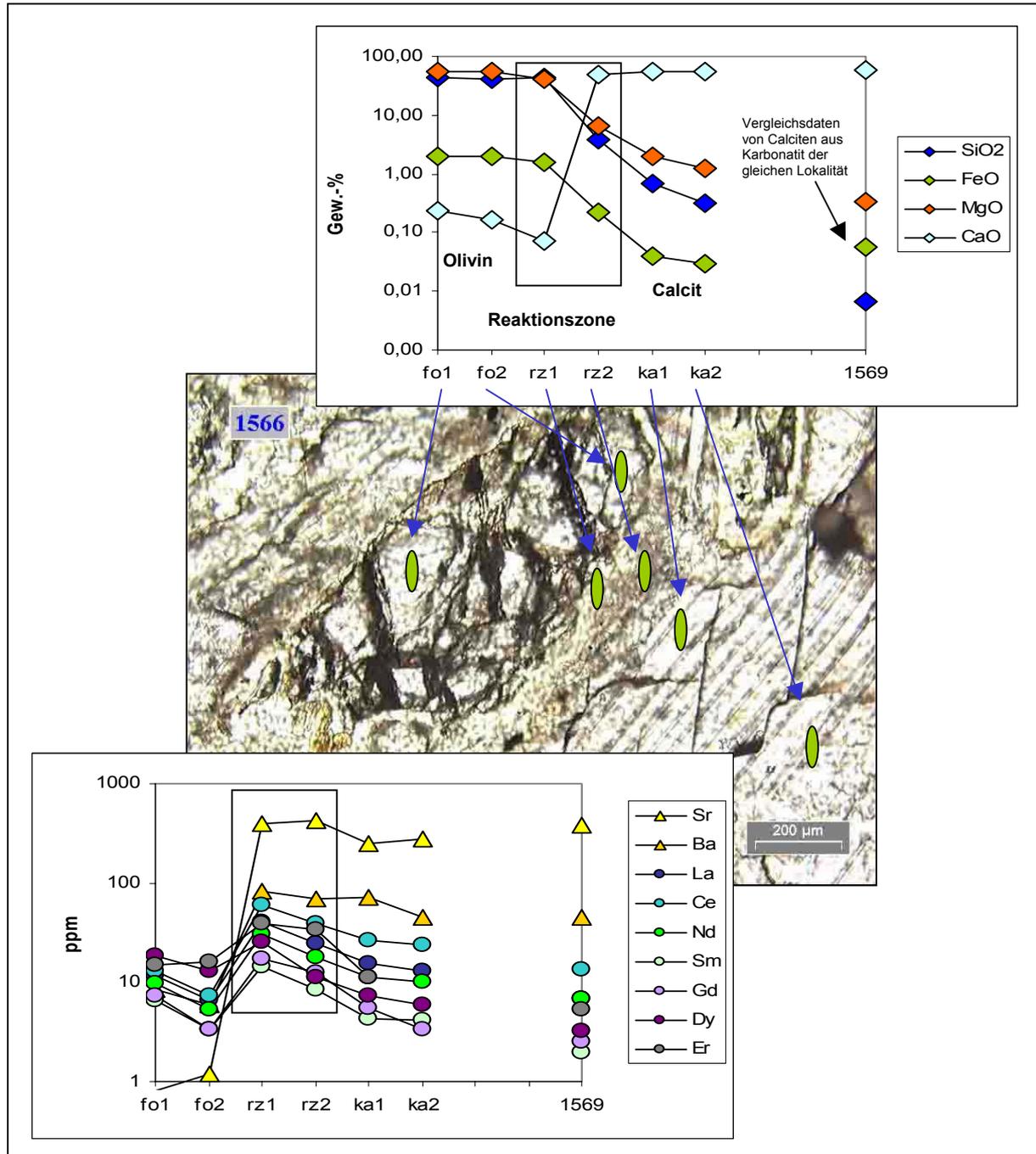


**Abb. 6.11:** *Dünnschliffprobe aus dem Bereich des tektonisch beanspruchten Karbonatits der Lokalität Paddemannur (Samalpatti-Komplex). Der Karbonatit weist eine brekzierte Textur auf mit Bildung von Phlogopit in den Korngrenzenzwischenräumen.*

z.T. idiomorphe, meist jedoch poikilitische Amphibole vor, die sich im Übergang zu Phlogopit befinden. Es scheint demnach nach der Intrusion und begünstigt durch tektonische Ereignisse noch eine fluidale Aktivität in diesem Karbonatit stattgefunden zu haben. Dennoch unterscheiden sich die Karbonate und Phlogopite innerhalb der Aderbereiche geochemisch kaum von den übrigen Mineralen, sie weisen die gleichen niedrigen Spurenelement und SEE-Konzentrationen auf.

Möglicherweise fand mit diesem spätphasigen Fluid ein Abtransport der mobilen Elemente statt. Einen interessanten Aspekt liefert hierzu eine Detailuntersuchung eines Forsterits (Abb. 6.12). Typischerweise sind die Forsterite von einer mikrokristallinen Reaktionszone coronal umgeben. Im innersten Bereich hat diese Corona eine Serpentin-Zusammensetzung, bildete sich demnach retrograd aus dem Olivin durch Kontakt mit einem H<sub>2</sub>O-haltigen Fluid, vermutlich bei der Abkühlung des Karbonatitmagmas oder möglicherweise auch durch einen späteren Kontakt mit einem Fluid. Die Reaktionszone weist im Vergleich sowohl zum Olivin

als auch zum Calcit deutlich höhere Konzentrationen der SEE und Sr auf, was als Hinweis auf eine bevorzugte Partitionierung dieser Elemente in eine fluide Phase und den damit möglichen Abtransport angesehen werden kann.



**Abb. 6.12:** Dünnschliffphoto eines Forsterits aus dem Karbonatit der Lokalität Paddemannur (Probe 1566) mit SRXRF-Messpunkten. Im Bereich der Reaktionszone (rz1 und rz2) wurden die höchsten SEE- und Sr-Konzentrationen gemessen. Im Hauptelementchemismus zeigen die Calcite der Olivin-führenden Probe höhere SiO<sub>2</sub> und MgO-Gehalte als Calcite einer Vergleichsprobe derselben Lokalität (Probe 1569).

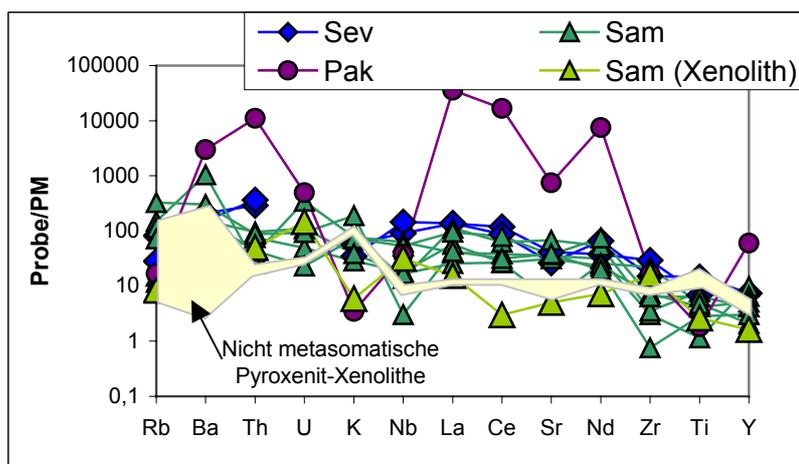
### 6.2.2 Fenitisierung der Pyroxenite

Der Begriff Fenitisierung wird als Bezeichnung für eine große Vielfalt metasomatischer Umwandlungen im Nebengestein von Alkaligesteins- und Karbonatitintrusionen verwendet. Karbonatite, basische bis ultrabasische Alkaligesteine und in selteneren Fällen feldspatreiche Alkaligesteine werden als Quellen der Medien (pneumatolitische und auch späte hydrothermale Phasen), die die Metasomatose bewirken, angesehen (Wimmenauer, 1985).

In vielen Karbonatit- und Alkali-Komplexen beinhalten die fenitisierenden Fluide große Mengen an Na, Sr und CO<sub>2</sub> und führen generell zur Bildung von Na-Mineralen (Walter et al., 1995). Die höchsten Na<sub>2</sub>O-Konzentrationen (3,2-4,3 Gew.-%) sind demnach auch in den Pyroxenitproben festzustellen, die deutliche metasomatische Veränderungen mikroskopisch erkennen lassen (Amphibol- und Phlogopitneubildung, siehe Abb. S. 32).

Weitere charakteristische Anzeichen für eine mit Karbonatit verbundene Metasomatose sind relative Anreicherungen der LREE, der Elemente Th, U und Ba sowie negative Anomalien der HFSE (Green u. Wallace, 1988; Yaxley et al., 1991; Ionov, 1998). Bei den im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Pyroxeniten (Abb. 6.13) sind extreme Anreicherungen der SEE sowie der Elemente Ba, Th, Sr und Y bei der Probe aus Pakkanadu zu beobachten. Dies ist zu erwarten in Anbetracht der Tatsache, dass dieser Pyroxenit aus einem Kontaktbereich zu sowohl einer syenitischen als auch einer karbonatitischen Intrusion stammt und zudem in einem intensiv verfalteten bzw. metamorph überprägten Gebiet auftritt (s. Geländefoto Abb. 2.21, S. 28 und Petrographie, S. 33). Im Vergleich mit nicht metasomatisch betroffenen Pyroxenit-Xenolithen der Kerguelen Islands (Moine et al., 2000; Grégoire et al., 2001) zeigen die Pyroxenite der anderen

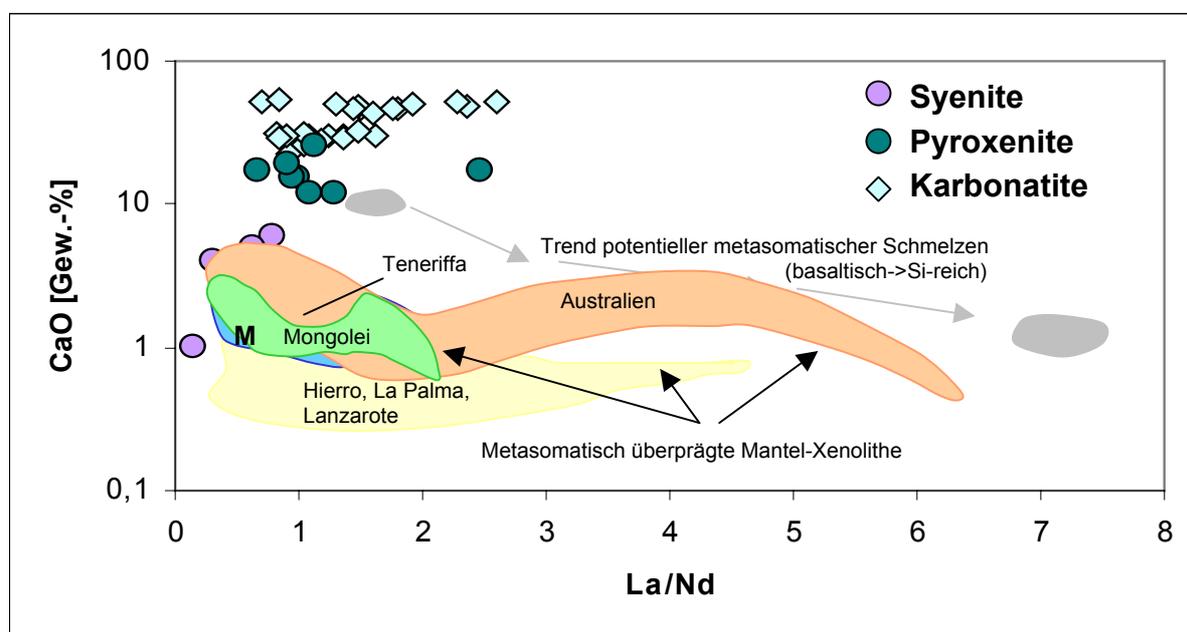
beiden Komplexe ebenso, wenn auch in geringerer Ausprägung, metasomatische Signaturen in ihrem Spurenelementchemismus. So sind bei den SEE sowie den Elementen Th, U, Sr und teilweise auch bei Nb Anreicherungen bis zu einem Faktor 10 zu verzeichnen. Zum



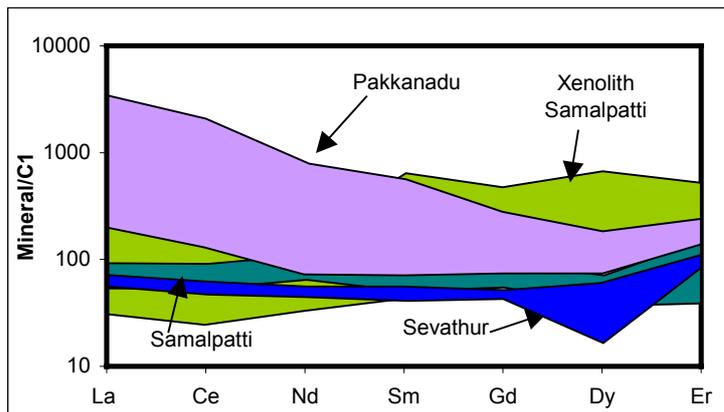
**Abb. 6.13:** Spurenelementverteilung der Pyroxenite aus den Komplexen Sevathur (Sev), Samalpatti (Sam) und Pakkanadu (Pak) normiert auf den Primitiven Mantel (McDonough & Sun, 1995). Vergleichsdaten von Moine et al. (2000) und Grégoire et al. (2001)

Teil sind auch die fenitisierungstypischen Abreicherungen der HFSE zu beobachten. Erstaunlicherweise zeigt ein Pyroxenit-Xenolith, der innerhalb des Karbonatits der Lokalität Paddemannur (Samalpatti-Komplex) auftritt, die geringsten metasomatischen Beeinflussungen. Dies wäre durch die sehr geringen Konzentrationen der SEE, Sr etc. des Karbonatits zu erklären, sollten diese niedrigen Gehalte primärmagmatischen Ursprungs sein (s. Kap. 6.2.1).

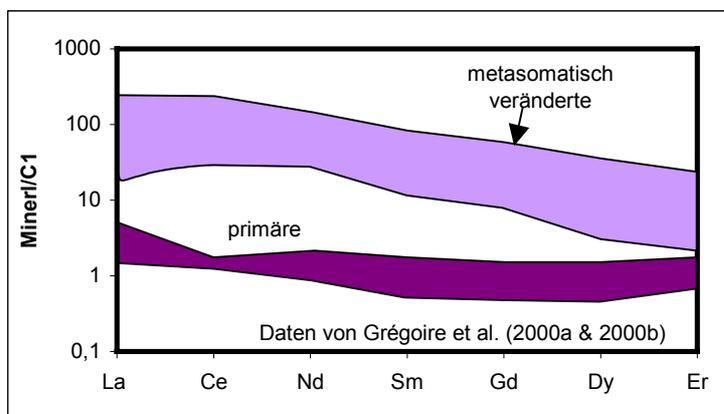
Nach Untersuchungen von Wulff-Pedersen et al. (1999) können bei Gesteinen des oberen Mantels die CaO-TiO<sub>2</sub>-La/Nd-Beziehungen zur Diskriminierung zwischen Metasomatosen, die entweder durch karbonatitische Schmelzen oder durch saure silikatische Schmelzen verursacht wurden, herangezogen werden. Eine Metasomatose durch basaltische oder karbonatitische Schmelzen führt demnach zu Anstieg von TiO<sub>2</sub> und CaO mit vernachlässigbarem bis moderatem Anstieg von La/Nd, während eine Metasomatose durch silikatische Schmelzen zu starker La/Nd-Anstieg führt und kaum Veränderung bei CaO und TiO<sub>2</sub> bewirkt. Für die Pyroxenite der Komplexe Sevathur und Samalpatti kommt im Diagramm CaO gegen La/Nd (Wulf-Pedersen et al., 1999) nur eine karbonatitische Metasomatose in Frage (s. Abb. 6.14). Der Pyroxenit aus Pakkanadu fällt durch ein etwas höheres La/Nd-Verhältnis aus dem Rahmen, was auf die Beteiligung einer Si-reichen Schmelze deuten könnte.



**Abb. 6.14:** Diagramm CaO gegen La/Nd nach Wulf-Pedersen et al. (1999) mit den im Rahmen dieser Arbeit analysierten Karbonatiten, Pyroxeniten und Syeniten sowie Datenfeldern für Peridotit-Xenolithe der Kanarischen Inseln (Wulf-Pedersen et al., 1999), aus Australien (O'Reilly & Griffin, 1988) und der Mongolei (Wiechert et al., 1997). Die Autoren interpretieren die Metasomatose der Xenolithe aus Hierro, La Palma, Lanzarote und Australien als durch Si-reiche Schmelzen verursacht, während für die Xenolithe aus Teneriffa und der Mongolei eine karbonatitische Metasomatose angenommen wird. M: Primitiver Mantel (McDonough & Sun, 1995).



**Abb. 6.15:** SEE-Verteilung der Pyroxene aus Pyroxeniten der Komplexe Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu normiert auf C1 (McDonough & Sun, 1995).



**Abb. 6.16:** SEE-Verteilung von primären und metasomatischen Klinopyroxenen aus Mantel-Xenolithen der Kerguelen Islands.

Wie bereits im Kapitel der Mineralchemie angesprochen weisen auch die analysierten Klinopyroxene der Pyroxenite in ihrem Spurenelementchemismus Anzeichen für metasomatische Überprägungen auf. Es sind SEE-Anreicherungen und HFSE-Abreicherungen zu beobachten, was im Allgemeinen einer Interaktion mit einem metasomatischen Fluid oder einer Schmelze karbonatitischer oder auch alkalischer Zusammensetzung zugeschrieben wird. Allerdings müssen Spurenelementverteilungsmuster nicht unbedingt nur die Muster eines bestimmten metasomatischen Fluids widerspiegeln (Vanucci et al., 1998).

Coltorti et al. (1999) interpretieren nach ihren Vergleichsuntersuchungen an metasomatischen Klinopyroxenen aus ultramafischen Xenolithen (Lherzolithe und Wherlithen) vom La Grille Vulkan (Grande Comore Island) besonders hohe REE-Gehalte (90-480ppm) und extreme negative Zr- und Ti-Anomalien der Pyroxene als Reaktionsergebnis der Metasomatose durch eine karbonatitische Schmelze. Abb. 6.16 zeigt die aus Arbeiten von Grégoire et al. (2000a, 2000b) stammenden SEE-Verteilungen von primären und metasomatisch beeinflussten Pyroxenen aus Mantel-Xenolithen der Kerguelen Islands. Die Metasomatose wird als „mafisch-alkalisch bis karbonatitisch“ beschrieben. Obwohl sie um einen Faktor >10 geringere Konzentrationen an SEE aufweisen, ist das SEE-Verteilungsmuster der primären Pyroxene aus den Kerguelen Islands-Xenolithen dem der Pyroxene aus den Pyroxeniten der Samalpatti- und Sevathur-Komplexe mit ihrem flacheren Verlauf vergleichbar. Die metasomatisch veränderten Pyroxene der Kerguelen Islands zeigen insbesondere im Bereich der leichten SEE deutliche Anreicherungen. Dies ist ebenfalls bei den Pyroxenen des deutlich als

metasomatisch beeinflusst ein-  
zustufenden Pyroxenit aus dem  
Pakkanadu-Komplex zu beob-  
achten.

Desweiteren bedarf das SEE-  
Verteilungsmuster mit den zu  
den mittleren bis schweren  
SEE ansteigenden Konzen-  
trationen der Pyroxene aus dem  
Pyroxenit-Xenolith des Karbo-  
natits der Lokalität Padde-  
mannur (Samalpatti-Komplex)  
einer Erklärung. Den gering-  
sten Anteil an Ägirin-kompo-  
nente bzw. die wenigsten meta-  
somatischen Veränderungen  
zeigte dieser Pyroxenit bereits  
in der Gesamtgesteinszusam-  
mensetzung. Dennoch sind bei  
den Pyroxenen im unmittel-  
baren Kontaktbereich dieses

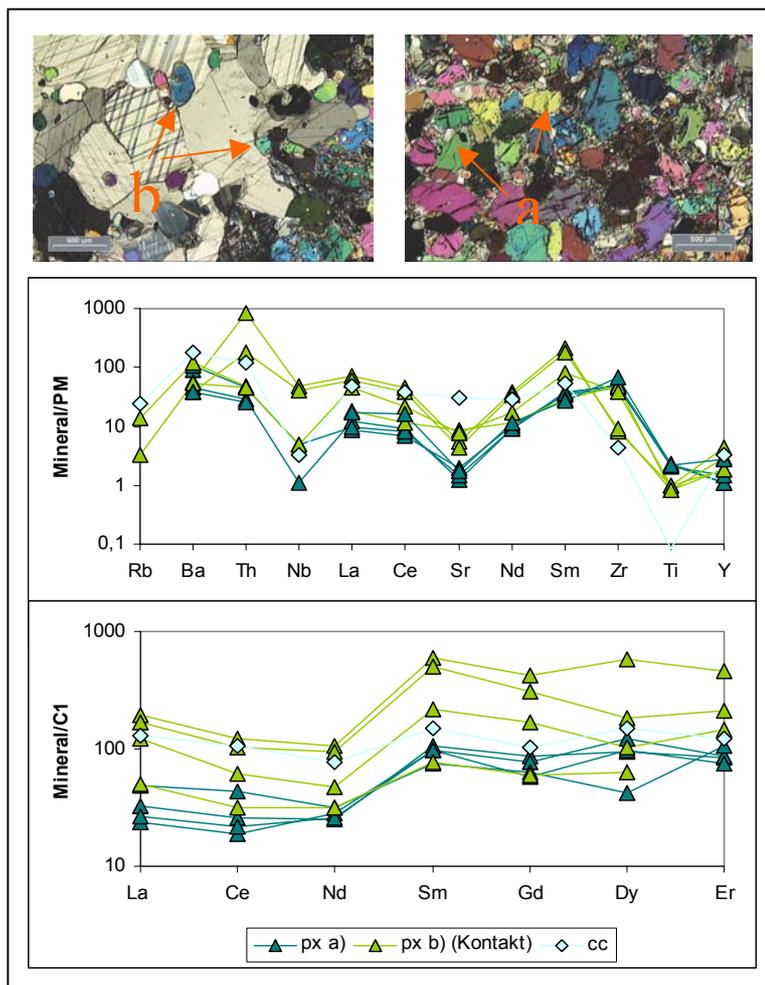


Abb. 6.17: Spurenelement- und SEE-Verteilungen Klinopyroxenen aus a) dem Kern und b) dem Kontaktbereich des Pyroxenit-Xenoliths (1586) zum karbonatitischen Umgebungsgestein.

Xenoliths zum Karbonatit deutliche Stoffaustauschprozesse im Bereich der Spurenelemente und der SEE zu beobachten (Abb. 6.17). So zeigen die Pyroxene im unmittelbaren

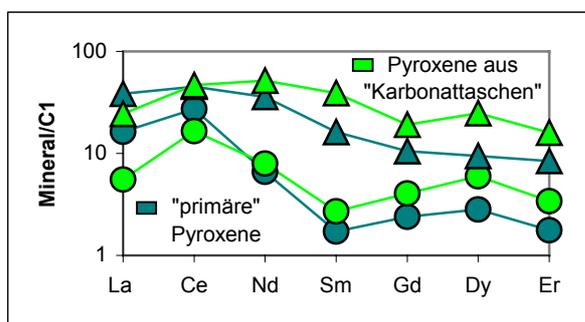


Abb. 6.18: SEE-Verteilung von Pyroxenen aus Mantel-Xenolithen. Die mit Karbonat vergesellschafteten Pyroxene zeigen eine relative Anreicherung der mittleren bis schweren SEE (Ionov, 1998).

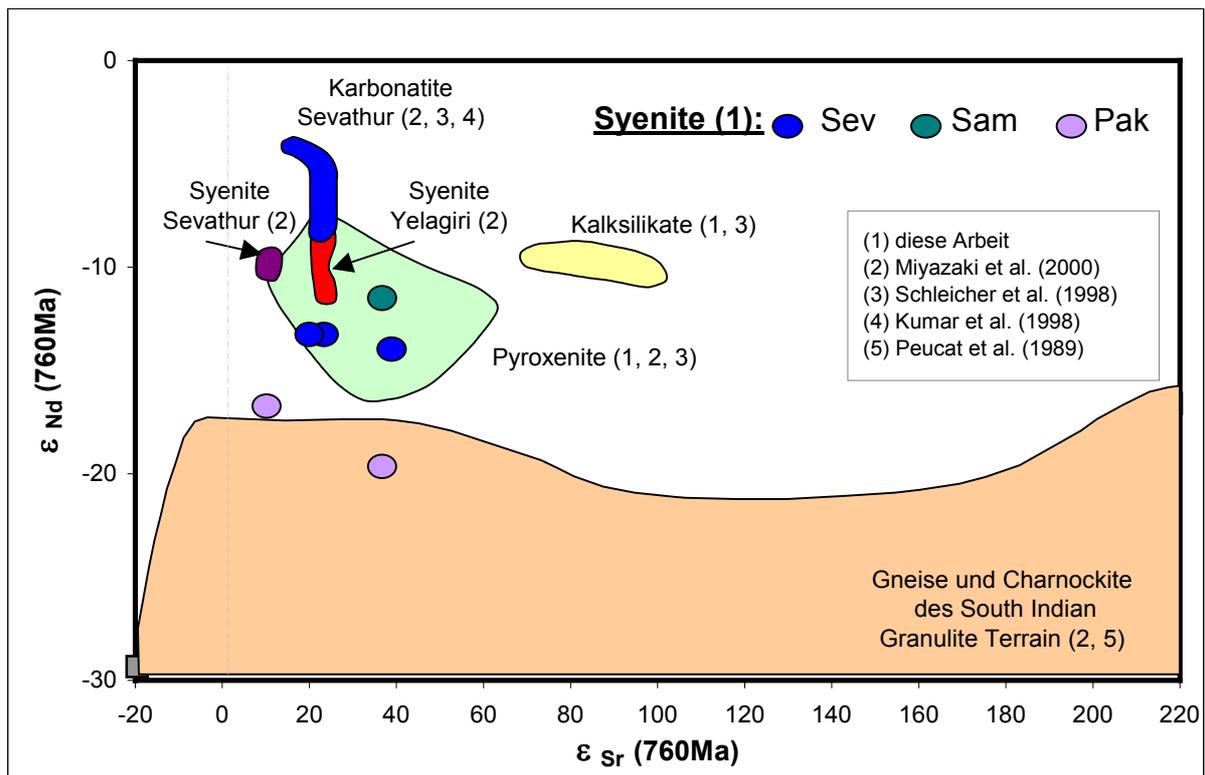
karbonatitischen Schmelze assoziierten Pyroxenen aus Peridotit-Xenolithen (Abb. 6.18).

Kontaktbereich zum Umgebungskarbonatit höhere Konzentrationen der Elemente Th, Nb und Sr sowie der SEE. Die SEE-Anreicherung ist ausgeprägter bei den mittleren und schweren SEE und zudem größer als in den Calciten des Karbonatits.

Ein ähnliches Entkopplungsverhalten der SEE beschreibt Ionov (1998) bei mit karbonatischen Kristallkummulaten einer

### 6.2.3 Heterogenitäten bei Isotopien der Syenite

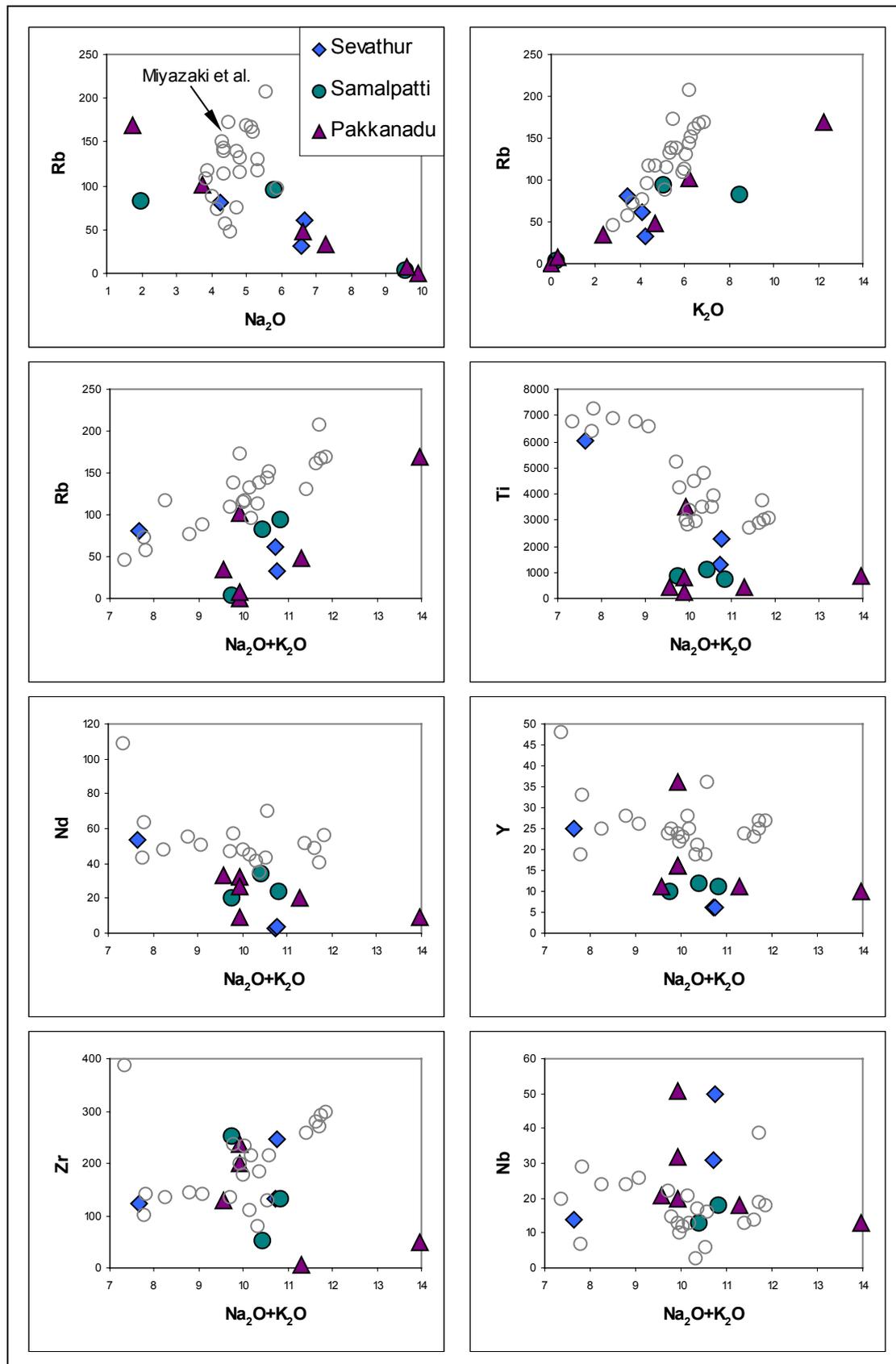
Die Ergebnisse der Untersuchungen an Karbonatiten und Pyroxeniten deuten bereits auf offene Systeme bzw. ausgeprägte Wechselwirkungen zwischen den magmatischen Einheiten sowie auch mit dem Umgebungsgestein hin. Als weiteres Indiz hierfür sind die unterschiedlichen Isotopensignaturen bei den analysierten Syeniten zu betrachten. Die im Rahmen dieser Arbeit beprobten Syenite zeigen deutliche Heterogenitäten in ihren Isotopien sowie Unterschiede zu Vergleichsdaten anderer Autoren. Abb. 6.19 veranschaulicht die in Tab. 5.1 (Kapitel 5.2) aufgelisteten initialen  $\epsilon_{Nd}$  und  $\epsilon_{Sr}$ -Werte der analysierten Syenite im Vergleich zu den Daten von Miyazaki et al. (2000) für Syenite aus Sevathur und Yelagiri sowie zu Karbonatiten, Pyroxeniten, Kalksilikaten und Gneisen der Untersuchungsgebiete rückgerechnet auf ein Alter von 760 Ma. Sowohl bei den  $\epsilon_{Sr}$ - (10,1 bis 38,3) als auch bei den  $\epsilon_{Nd}$ -Werten (-19,7 bis -11,5) der Syenite ist insgesamt gesehen eine große Variation sowie keine Überschneidung mit den Feldern der Daten von Miyazaki et al. (2000) zu beobachten.



**Abb. 6.19:** Diagramm  $\epsilon_{Nd}$  gegen  $\epsilon_{Sr}$  der Syenite für ein Initialalter von 760 Ma. Die Vergleichsdaten für Karbonatite, Pyroxenite, Kalksilikate und Krustengesteine sind ebenfalls auf 760 Ma zurückgerechnet.

Miyazaki et al. (2000) nehmen aufgrund gemeinsamer geochemischer Signaturen wie hohe Ba und Sr-Konzentrationen und hoher Sr/Y-Verhältnisse genetische Beziehungen für die Syenite der Komplexe Sevathur und Yelagiri an. Aufgrund ihrer deutlich abweichenden  $\epsilon_{\text{Sr}}$ - und  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -Werte werden die krustalen Umgebungsgneise als Herkunftsreservoirire der Syenite ausgeschlossen. Dies kann jedoch für die Syenite aus Pakkanadu nicht ausgeschlossen werden (s. Abb. 6.19). Allerdings bestehen auch zwischen den Syeniten aus Sevathur und Yelagiri Unterschiede in den initialen  $\epsilon_{\text{Sr}}$ -Werten. Als Gründe hierfür schlagen die Autoren zwei Möglichkeiten vor. Zum einen könnten verschiedene Herkunftsreservoirire die Ursache für unterschiedliche Isotopensignaturen sein. So argumentieren Miyazaki et al. (2000) übereinstimmend mit Newton & Hansen (1986), dass der in Südindien aufgeschlossene Teil der archaischen Kruste nicht repräsentativ sei bzw. nur die obere Hälfte darstellt. Es sei daher möglich, dass der untere Krustenbereich von mafischen Gesteinen dominiert wird und somit den Syeniten ähnliche  $\epsilon_{\text{Sr}}$ - und  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -Werte aufweisen könnte. Zum anderen können die Heterogenitäten in den Isotopen, sollten die Syenite gleichen bzw. ähnlichen Herkunftsreservoiriren entstammen, durch Kontamination mit unterschiedlichem Material entstanden sein. In diesem Fall favorisieren Miyazaki et al. (2000) für die Petrogenese der Syenite eine durch Dekompressiosschmelzen hervorgerufene tiefkrustale intrakontinentale Anatexis, wie sie für Alkaliplutone in Kerala vermutet wird (Santosh & Drury, 1988; Santosh et al., 1989). Krustenfrakturen agieren hier als Transportbahnen für Wärme und Volatile aus dem Mantel. Der volatile Influx bringt die mobilen Elemente, insbesondere die Alkalien mit sich (Santosh et al., 1989). Ein ähnliches Modell ist für die Syenite in Tamil Nadu denkbar, da sie in einem Scherzonenbereich auftreten. Nach Miyazaki et al. (2000) könnte der Karbonatit von Sevathur hier das Wärme- und Volatile-Reservoir repräsentieren und die krustalen Syenite isotopisch überprägt haben.

Die Ursache der doch sehr ausgeprägten Heterogenitäten der im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Syenite muss auf jeden Fall in einer Kontamination mit Fremdmaterial gesucht werden. Es kann wie bei den Karbonatiten der Lokalität Paddemannur (Samalpatti-Komplex) einerseits eine Kontamination der Syenite durch Krustenmaterial in Frage kommen. Andererseits können Fluid-Gesteins-Wechselwirkungen eine Rolle spielen. Für eine metasomatische Überprägung bietet sich wie auch bei der Fenitisierung der Pyroxenite eine karbonatitische Fluid an. Eine solche fluide Phase hat erhebliche Transportkapazitäten für Alkali-, Erdalkali- und SE-Elemente (Bühn & Rankin, 1999) und kann somit auch die primären Isotopen überprägen.



**Abb. 6.20:** Diagramme ausgewählter Spurenelemente [ppm] gegen Alkalioxidgehalte [Gew.-%]. Dargestellt sind RFA-Daten der Syenite aus den näheren Kontaktbereichen zu Karbonatiten der Komplexe Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu im Vergleich mit Syeniten von Miyazaki et al. (2000) aus Sevathur und Yelagiri (ungefüllte Kreise).

Da eine karbonatitische Metasomatose meist mit einem Input von Na und K verbunden ist, sind in Abb. 6.20 einige ausgewählte Elementkonzentrationen gegen  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  bzw. ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) dargestellt. Bei den Proben mit den höchsten  $\text{Na}_2\text{O}$  und niedrigsten  $\text{K}_2\text{O}$ -Konzentrationen handelt es sich um jeweils einen Albitit-Gang aus dem Sevathur- und dem Pakkanadu-Komplex sowie um die Syenitprobe aus dem verfalteten direkten Kontaktbereich zum Karbonatit von Pakkanadu.

Die Rb-Konzentration zeigt bei zunehmendem  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalt eine deutliche Abnahme. Bei der Darstellung Rb gegen  $\text{K}_2\text{O}$  ist im Vergleich zu den Daten von Miyazaki et al. (2000) eine flachere Steigung zu beobachten. Allgemein zeigt der Großteil der Syenitdaten für die Elemente Rb, Ti, Y, Sm und Nd in den Diagrammen gegen  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  einen Trend zu niedrigeren Werten als die Daten für Syenite von Miyazaki et al. (2000). Dies könnte ein Hinweis auf Wechselwirkungen dieser Syenite mit spätmagmatischen karbonatitischen Fluiden sein. Die Elemente Zr und Nb zeigen in dieser Darstellung bis auf zwei Nb-Anreicherungen dagegen keinen auffällig abweichenden Trend.

Im Diagramm Zr/Nb gegen Rb/Nb (Abb. 6.21) zeigt sich eine deutliche Annäherung der Daten der im Rahmen dieser Arbeit beprobten Syenite in Richtung des Feldes der Karbonatite (Karbonatitdaten aus Schleicher et al., 1998). Auch die

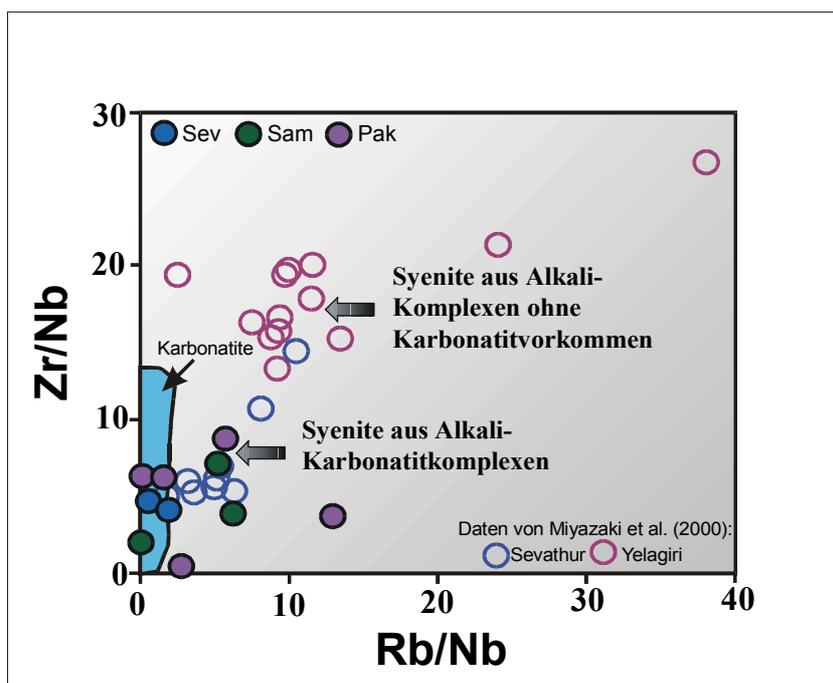


Abb. 6.21: Diagramm Zr/Nb gegen Rb/Nb für Syenite aus Tamil Nadu (Karbonatitdaten aus Schleicher et al., 1998).

Vergleichsdaten von Miyazaki et al. (2000) aus dem Komplex Sevathur zeigen einen Trend in diese Richtung, während die Syenite aus dem nicht mit Karbonatit vergesellschafteten Yelagiri-Komplex höhere Zr/Nb-Verhältnisse haben. Da krustale Zr/Nb-Verhältnisse im Allgemeinen höhere Werte aufweisen, spricht das Verhalten der Daten eher für eine karbonatitische Beeinflussung der Syenite als für eine krustale Kontamination.

### 6.3 Strukturelle und chronologische Zusammenhänge

Die komplexen Wechselwirkungen erschweren die Auflösung der chronologischen Zusammenhänge der Karbonatit-Pyroxenit-Syenit-Komplexe. Die bisher veröffentlichten Altersdatierungen (s. Tab. 1.1 in der Einleitung) erstrecken sich für alle drei magmatischen Einheiten auf einen eng gefassten Zeitraum. Für den Karbonatit des Sevathur-Komplex wurden hier Alter von  $771 \pm 18$  Ma (Rb/Sr, Kumar & Gopalan, 1991) und  $805 \pm 10$  Ma (Pb/Pb, Schleicher et al., 1997) ermittelt. Ein für den Pyroxenit ermitteltes Alter von  $773 \pm 13$  Ma (Kumar & Gopalan, 1991) basiert auf einer Rb-Sr-Mineralisochrone von Biotiten und Phlogopiten. Aufgrund der weitreichenden Fenitisierung der Pyroxenite verbunden mit einer Infiltration von K, Rb, Sr, Ba etc. sowie der damit verbundenen sekundären Bildung eben dieser Minerale ist dieses Alter jedoch mit Vorsicht zu betrachten. Für Syenite aus der Umgebung Sevathurs bestehen Rb-Sr-Gesamtgesteinsdatierungen von 756 bis 767 Ma (Miyazaki et al, 2000, Kumar et al., 1998).

Trotz der Heterogenitäten in den Gesamtgesteinsisotopien der im Rahmen dieser Arbeit analysierten Syenite ergeben Sm/Nd-Mineraldatierungen an Granaten und Pyroxenen eines Syenits (Samalpatti) sowie eine Sm/Nd-Gesamtgesteins-Mineraldatierung (Granat und Pyroxen) eines kalksilikatischen Xenoliths aus dem Karbonatit des Samalpatti-Komplex im Rahmen der Fehlergrenzen mit den o.a. Daten übereinstimmende Alter von  $749 \pm 33$  Ma bzw.  $762 \pm 36$  Ma (s. Isochronen Abb. 5.8). Im Falle des Syenits liegen die Daten für das Gesamtgestein nicht auf der Mineralisochrone.

Es existieren zwar Anzeichen für tektonische Aktivitäten im Gelände, jedoch lassen die untersuchten Syenite keine petrographischen und mineralogischen Hinweise auf eine metamorphe Überprägung erkennen. Somit könnte die Mineralisochrone im Falle des Syenits dessen Intrusionszeit widerspiegeln. Das Granat-Pyroxen-Mineralisochronen-Alter des kalksilikatischen Xenoliths könnte den Zeitpunkt der kontaktmetasomatischen Entstehung dieser Minerale repräsentieren. Dieses wäre mit dem Intrusionsalter des Karbonatits gleichzusetzen und würde auch in den Rahmen der Daten aus der Literatur passen (s. Tab. 1.1 in der Einleitung).

Für die Komplexe Sevathur und Samalpatti kann aufgrund der Geländebeobachtungen mit Sicherheit der Pyroxenit als älteste magmatische Gesteinseinheit betrachtet werden. Die Intrusionen von Karbonatit und Syenit folgten ausgehend von den unterschiedlichen Altersdatierungen sehr dicht aufeinander in einem Zeitraum zwischen ca. 800 und 750 Ma. Für den Syenit als jüngste Intrusion spricht das Fehlen von Xenolithen im Karbonatit. Im

Fälle des Karbonatits ist jedoch von einem mehrphasigen Auftreten auszugehen, so dass eine noch jüngere karbonatitische fluide Spätphase wiederum eine Überprägung des Syenits verursachen konnte.

Wesentlich komplizierter stellt sich die chronologische Auflösung der magmatischen Ereignisse im Pakkanadu-Komplex dar. Alle Gesteinseinheiten wurden einer Metamorphose unterzogen, was die im Gelände zu beobachtenden intensiven Verfaltungen, die petrographischen Untersuchungen und auch die abweichenden Ergebnisse der geochemischen Analysen beweisen. Die relative M-HREE-Anreicherung bei Apatit aus dem Pakkanadu-Karbonatit ist beispielsweise ein Hinweis auf eine hydrothermale bzw. sekundäre Entstehung dieser Phase (Walter et. al., 1995; Hogarth, 1983).

Die für die Monazite im Karbonatit mittels EMS und Pb-Isotopen erhaltenen Alter von  $750\pm 11$  bzw.  $759\pm 3$  Ma (s. Abb. 5.4a und b) liegen nicht nur im Bereich der in der Literatur veröffentlichten und im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Alter für Karbonatite, Pyroxenite und Syenite der Komplexe Sevathur und Samalpatti, sie sind zeitmäßig auch in guter Übereinstimmung mit einem metamorphen Ereignis im Cauvery Scherzonen System. Bhaskar Rao et al. (1996) und Meißner (2001) berichten hier Sm-Nd-Datierungsalter zwischen 726 und 745 Ma (s. Kapitel 2.3.2). Die höheren Alter der EMS-Datierung könnten daher einen im Vergleich zu den anderen beiden Komplexen deutlich früheren Zeitraum der Karbonatitintrusion darstellen. Zieht man jedoch eine mögliche Beziehung zwischen dem  $>2,4$  Ga alten Karbonatit (Kumar et al., 1998) von Hogenakal (s. Abb. 2.4) und dem Karbonatit von Pakkanadu in Betracht, so könnte Letzterer auch bereits während des Mesoproterozoikum überprägt worden sein. Meißner (2001) datierte an Granulitrelikten in der Bhavani-Scherzone ein Metamorphoseereignis auf einen Zeitraum zwischen 1275 und 1106 Ma. Das niedrigere Alter der Monazitdatierung von  $551\pm 11$  Ma wurde entweder durch einen selektiven Bleiverlust verursacht oder könnte möglicherweise auch ein panafrikanisches Ereignis in Form einer Reaktivierung der Scherzone repräsentieren. Auch hier gibt es Datierungen für spätpanafrikanische Deformationsphasen auf einen Zeitraum zwischen 591 bis 552 Ma (Deters-Umlauf et al., 1998) in der Bhavani-Scherzone.

## 7. Zusammenfassung

Zur Klärung einiger Fragestellungen zur Genese und Entwicklungsgeschichte karbonatitischer Magmen sowie ihrer Beziehung zu den meist assoziierten Alkalikomplexen wurden im Rahmen dieser Arbeit die drei Karbonatit-Pyroxenit-Syenit-Komplexe Sevathur, Samalpatti und Pakkanadu, die sich im südindischen Bundesstaat Tamil Nadu befinden, untersucht. Nach erfolgten geologischen Geländeuntersuchungen vor Ort wurde Probenmaterial petrographischen, geochemischen und isotopengeochemischen Analysemethoden unterzogen. Als Hauptergebnis und überraschenderweise wurde festgestellt, dass es sich bei den hier untersuchten Karbonatit-Pyroxenit-Syenit-Komplexen nicht um geschlossene Systeme handelt, sondern es konnte vielmehr eine Reihe von Wechselwirkungen der beteiligten magmatischen Einheiten untereinander sowie mit dem krustalen Umgebungsgestein nachgewiesen werden. So zeigten zum einen die Ergebnisse der geochemischen und isotopengeochemischen Untersuchungen die Möglichkeit einer Kontamination des Karbonatits und des Syenits durch Umgebungsgestein auf. Zum anderen kann auch der in mehreren Phasen auftretende Karbonatit für Beeinflussungen des Chemismus und der Isotopien der Syenite verantwortlich gemacht werden. Diese als „Fenitisierung“ bezeichnete, durch Karbonatite verursachte Veränderung des Chemismus kann sicher für die Pyroxenite festgestellt werden. Den Umfang der Wechselwirkungen erweitert im Untersuchungsgebiet Pakkanadu ein nachweisbares metamorphes Ereignis, das auf einen Zeitraum zwischen 750 und 760 Ma datiert worden ist. In den Untersuchungsgebieten Sevathur und Samalpatti sind zwar tektonische Beanspruchungen erkennbar, jedoch ist hier davon auszugehen, dass bereits veröffentlichte und im Rahmen dieses Projektes durchgeführte Altersdatierungen den Zeitraum der Intrusionen von Karbonatit und Syenit (800 bis 750 Ma) in den älteren Pyroxenit widerspiegeln. Die Syenitintrusion ist entgegen Angaben in der Literatur wahrscheinlich jünger als die Hauptintrusion des Karbonatits. Eine vollständige chronologische Auflösung der magmatischen Ereignisse ist aufgrund der Beeinflussungen des Chemismus durch die Wechselwirkungen jedoch nicht möglich.

Als weitere Ergebnisse und wichtige Beiträge zur Diskussion innerhalb der Karbonatitforschung sind die im Rahmen des Projektes erlangten Datensätze für Spurenelemente in Mineralphasen von Karbonatiten zu betrachten, da zu diesem Thema in der Literatur bisher nur sehr wenige bzw. im Falle der meisten silikatischen Minerale keine Daten existieren.

## Literatur

- Andersen, T. (1984) Secondary processes in carbonatites: petrology of 'rødberg' (hematite-calcite-dolomite-carbonatite) in the fen central complex, Telemark (SE Norway). Evidence of mid-crustal fractionation from solid and fluid inclusions in apatite. *Lithos* **17**, 227-245.
- Baksi, A.K., Barman, T.R., Paul, D.K., Farrar, E. (1987) Widespread Early Cretaceous flood basalt volcanism in eastern India: geochemical data from the Rajmahal-Bengal-Sylhet traps. *Chem. Geol.* **63**, 133-141.
- Balakrishnan, P., Bhattacharya, S., Anil Kumar (1985) Carbonatite body near Kambammettu, Tamil Nadu. *Jour. Geol. Soc. India* **26**, 418-421.
- 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.
- Bell, K. & Blenkinsop, J. (1989) Neodymium and strontium isotope geochemistry of carbonatites. In: *Carbonatites – Genesis and Evolution* (ed. K. Bell), 278-300, Unwin Hyman, London.
- 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.
- Bessette, D.R. (1999) Analyse und Quantifizierung geologischer Proben mit der Synchrotron-Röntgenfluoreszenz. *Diss. Universität Hamburg*, 150 S.
- 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 Archean Sittampundi and Bhavani layered meta-anorthosite complexes in Cauvery shear zone, South India: evidence for Neoproterozoic reworking of Archean crust. *Contrib. Min. Petrol.* **125**, 237-250.
- Borodin, L.S., Gopal, V., Moralev, V.M. and Subramanian, V. (1971) Precambrian carbonatites of Tamil Nadu, South India. *Jour. Geol. Soc. India* **12**, 101-112.
- 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.
- Brod, J.A., Gaspar, J.C., de Araújo, D.P., Gibson, S.A., Thompson, R.N., Junqueira-Brod, T.C. (2001) Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. *Jour. Asian Earth Sci.* **19**, 265-296.
- Brögger, W.C. (1921) Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. IV. Das Fengebiet in Telemark, Norwegen. *Videnskapsselskapets Skrifter. I. Mat-Naturv. Klasse* **1920**, No. 9.

- Brooker, R.A. (1998) The effect of CO<sub>2</sub> saturation on immiscibility between silicate and carbonatite liquids: an experimental study. *Jour. Petrol.* **39**, 1905-1915.
- Bühn, B. & Rankin, A.H. (1999) Composition of natural, volatile-rich Na-Ca-REE-Sr carbonatitic fluids trapped in fluid inclusions. *Geochim. Cosmochim. Acta* **63**, 3781-3797.
- Bühn, B., Dörr, W. and Brauns, C.M. (2001a) Petrology and age of the Otjisazu Carbonatite Complex, Namibia: implications for the pre- and synorogenic Damaran evolution. *Jour Afr. Earth Sci.* **32**, 1-17.
- Bühn, B., Wall, F. and Le Bas, M.J. (2001b) Rare-earth element systematics of carbonatitic fluorapatites, and their significance for carbonatite magma evolution. *Contrib. Min. Petrol.* **141**, 560-571.
- 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.
- Chetty, T.R.K. (1996) Proterozoic shear zones in southern granulite terrain, India. In: *The Archaean and Proterozoic Terrains of Southern India Within East Gondwana. Gondwana Research Group Memoir 3* (ed. Santosh, M., Yoshida, M.), 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.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R.W., Siena, F., Upton, B.G.J. (1999) Carbonatite Metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxene and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. *Jour. Petrol.* **40**, 133-165.
- Condie, K.C., Allen, P., Narayana, B.L. (1982) Geochemistry of the Archean Low- to High-Grade Transition Zone, Southern India. *Contrib. Mineral. Petrol.* **81**, 157-167.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J. (1979) *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allan & Unwin, London, 445 S.
- Curray, J.R. & Munasinghe, T. (1991) Origin of the Rajmahal Traps and 85 E Ridge: Preliminary re-constructions of the trace of the Crozet hotspot. *Geology* **19**, 1237-1240.
- Czygan, W. & Goldenberg, G. (1989) Petrography and geochemistry of the alkaline complexes of Sivamalai, Elchuru and Uppalapadu, India. *Geol. Soc. India Mem.* **15**, 225-240.
- 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.
- Deans, T. & Powell, J.L. (1968) Trace elements and strontium isotopes in carbonatites, fluorites and limestones from India and Pakistan. *Nature* **218**, 750-752.
- Deines, P. (1989) Stable isotope variations in carbonatites. In: *Carbonatites – Genesis and Evolution* (ed. K. Bell), 301-359, Unwin Hyman, London.
- DePaolo, D.J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth. Planet. Sci. Let.* **53**, 189-202.
- 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). *Bh. Europ. Jour. Mineral.* **12**, 123.
- 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.
- Duncan, R.A. & Richards, M.A. (1991) Hotspots, mantle plumes, flood basalts, and true polar wander. *Rev. Geophysics* **29**, 31-50.
- Eckermann, H. von (1948) The alkaline district of Alnö Island. *Sveriges Geologiska Undersökning*, No. 36.
- Espen, P.V., Janssens, K. & Nobels, J. (1986) Chemometrics and Intell. *Lab. Syst.* **1**, 109-114.
- Gaspar, J.C. & Wyllie, P.J. (1987) The phlogopites from the Jacupiranga carbonatite intrusions. *Mineral. Petrol.* **36**, 121-134.
- Geisler, T. & Schleicher, H. (2000) Improved U-Th-total Pb dating of zircons by electron microprobe using a simple new background modelling procedure and Ca as a chemical criterion of fluid-induced U-Th-Pb discordance in zircon. *Chem. Geol.* **163**, 269-285.
- Geological Survey of India (1995) Geological and Mineral map of Tamil Nadu and Pondicherry, Scale 1:500,000. Geological Survey of India.
- Gittins, J. (1989) The origin and evolution of carbonatite magmas. In: *Carbonatites – Genesis and Evolution* (ed. K. Bell), 580-599, Unwin Hyman, London.
- Grady, J.C. (1971) Deep main faults in South India. *J. Geol. Soc. India* **12**, 56-62.
- Green, D.H. & Wallace, M.E. (1988) Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. *Nature* **336**, 459-462.

- Grégoire M., Lorand J.P., O'Reilly, S.Y., Cottin J.-Y. (2000a) Armacolite-bearing, Ti-rich metasomatic assemblage in harzburgitic xenoliths from the Kerguelen Islands: implications for the oceanic mantle budget of high-field strength elements. *Geochim. Cosmochim. Acta* **64**, 673-694.
- Grégoire M., Moine B.N., O'Reilly, S.Y., Cottin J.-Y., Giret A. (2000b) Trace element residence and partitioning in mantle xenoliths metasomatized by highly alkaline, silicate- and carbonate-rich melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *J. Petrol.* **41**, 477-509.
- Grégoire M., Jackson, I., O'Reilly, S.Y., Cottin J.-Y. (2001) The lithospheric mantle beneath the Kerguelen Islands (Indian Ocean): petrological and petrophysical characteristics of mantle mafic rock types and correlation with seismic profiles. *Contrib. Mineral. Petrol.* **142**, 244-259.
- Haller, M. & Knöchel, A. (1996) X-ray fluorescence analysis using synchrotron radiation (SYXRF). *J. Trace Microprobe Techniques* **14**, 461-488.
- 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.
- Hansteen, T.H., Sachs, P.M., & Lechtenberg, F. (2000) Synchrotron-XRF microprobe analysis of silicate reference standards using fundamental-parameter quantification. *Europ. J. Min.* **12**, 25-32.
- Harmer, R.E. (1999) The Petrogenetic Association of Carbonatite and Alkaline Magmatism: Constraints from the Spitskop Complex, South Africa. *Jour. Petrol.* **40**, 525-548.
- Harmer, R.E., Lee, C.A., Eglinton, B.M. (1998) A deep mantle source for carbonatite magmatism : evidence from the nephelinites and carbonatites of the Buhera district, SE Zimbabwe. *Earth. Planet. Sci. Let.* **158**, 131-142.
- Harris, N.B.W., Santosh, M., Taylor, P.N. (1994) Crustal Evolution in South India. Constraints from Nd Isotopes. *J. Geol.* **102**, 139-150.
- Heathcote, R.C. & McCormick, G.R. (1989) Major-cation substitution in phlogopite and evolution of carbonatite in the Potash Sulfur Springs complex, Garland County, Arkansas. *Am. Mineral.* **74**, 132-140.
- Hoffman, P.F. (1991) Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? *Science* **252**, 1409-1411.
- Hogarth, D.D. (1983) Rare earth element minerals from four carbonatites of Templeton Township, Quebec. '83 *mineralogical Society of America Symposium on Alkaline Complexes*, 21-2 (abstract).
- Hogarth, D.D. (1989) Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. In: *Carbonatites – Genesis and Evolution* (ed. Bell, K.), 105-148, Unwin Hyman, London.

- Hooper, P.R. (1990) The timing of crustal extension and the eruption of continental flood basalts. *Nature* **345**, 246-249.
- Hornig-Kjarsgaard, I. (1997) Rare Earth Elements in Sövitic Carbonatites and their Mineral Phases. *Jour. Petrol.* **39**, 2105-2121.
- Ionov, D. (1998) Trace Element Composition of Mantle-derived Carbonates and Coexisting Phases in Peridotite Xenoliths from Alkali Basalts. *Jour. Petrol.* **39**, 1931-1941.
- 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.
- Jeffries, T.E., Perkins, W.T., Pearce, N.J.G. (1995) Measurements of trace elements in basalts and their phenocrysts by laser probe microanalysis inductively coupled plasma mass spectrometry (LPMA-ICP-MS). *Chem. Geol.* **121**, 131-144.
- Jochum, K.P., Dingwell, D.B., Rocholl, A., Stoll, B., Hofmann, A.W., Becker, S., Besmehn, A., Bessette, D., Dietze, H.-J., Dulski, P., Erzinger, J., Hellebrand, E., Hoppe, P., Horn, I., Janssens, K., Jenner, G.A., Klein, M., McDonough, W.F., Maetz, M., Mezger, K., Münker, C., Nikogosian, I.K., Pickhardt, C., Raczek, I., Rhede, D., Seufert, H.M., Simakin, S.G., Sobolev, A.V., Spettel, B., Straub, S., Vincze, L., Weckwerth, G., Weyer, S., Wolf, D., Zimmer, M. (2000) The Preparation and Preliminary Characterisation of Eight Geological MPI-DING Reference Glasses for In-Situ Microanalysis. *Geostandards Newsletter* **24**, 87-133.
- Katz, M.B. (1978) Tectonic evolution of the Archean granulite facies belt of Sri Lanka-South India. *J. Geol. Soc. India* **19**, 185-205.
- Keller, J. & Hoefs, J. (1995) Stable isotope characteristics of recent natrocarbonatites from Oldoinyo Lengai. In: *Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatites. IAVCEI Proceedings in Volcanology 4* (ed. Bell, K. & Keller, J.), 113-123, Springer, Berlin.
- Kjarsgaard, B.A., Hamilton, D.L., Peterson, T.D. (1995) Peralkaline nephelinite/carbonatite liquid immiscibility: comparison of phase composition in experiments and natural lavas from Oldoinyo Lengai. In *Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatites. IAVCEI Proceedings in Volcanology 4* (ed. Bell, K. & Keller, J.), 163-190, Springer, Berlin.
- Knudsen, C. (1991) Petrology, geochemistry and economic geology of the Qaqaarsuk carbonatite complex, southern West Greenland. *Monogr. Ser. On Mineral Deposits* **29**, Borntraeger, Berlin.
- Kogarko, L.N. (1993) Geochemical characteristics of oceanic carbonatites from the Cape Verde Islands. *South Afr. Jour. Geol.* **96**, 119-125.
- Kracht, T. (1999) SPECTRA: A Program Package for the Analysis and Presentation of Data, Version March 22, 1999.

- Krishnamurthy, P. (1977) On some geochemical aspects of Sevattur carbonatite complex, North Arcot district, Tamil Nadu. *Jour. Geol. Soc. India* **18**, 265-274.
- Kröner, A. (1991) Africa linkage of Precambrian Sri Lanka. *Geol. Rundsch.* **80**, 429-440.
- Krogstad, E.J., Hanson, G.N., Rajamani, V. (1995) Sources of continental magmatism adjacent to the late Archean Kolar Suture Zone, south India : distinct isotopic and elemental signatures of two late Archean magmatic series. *Contrib. Mineral. Petrol.* **122**, 159-173.
- Kühl, S. (1999) Bestimmung von Mineralphasen in Karbonatiten aus Tamil Nadu, Südindien. *Unveröff. Diplomarbeit Universität Hamburg*, 78 S.
- Kumar, A. & Gopalan, K. (1991) Precise Rb-Sr age and enriched mantle source of the Sevattur carbonatites, Tamil Nadu, South India. *Current Science* **80**, 653-655.
- Kumar, A., Charan, S.N., Gopalan, K., MacDougall, J.D. (1998) A long-lived enriched mantle source for two Proterozoic carbonatite complexes from Tamil Nadu, southern India. *Geochim. Cosmochim.* **62**, 515-523.
- Langmuir, C.H., Vocke, R.D., Hanson, G.N., Hart, S.R. (1978) A general mixing equation with application to Islandic basalts. *Earth. Planet. Sci. Let.* **37**, 380-392.
- Lawver, L.A., Gahagan, L.M., Coffin, M.F. (1992) The development of paleoseaways around Antarctica. In: *The Antarctic Paleoenvironment: A Perspective on Global Change, Antarctic Res. ser.* **56** (ed. Kennett, J. P. & Warnke, D. A.), 7-30.
- Le Bas, M.J. & Handley, C. (1979) Variation in apatite composition in ijolitic igneous rocks. *Nature* **279**, 54-56.
- Lottermoser, B.G. (1988) Supergene, secondary monazite from the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia. *Neues Jahrb. f. Min., Monatshefte* **2**, 67-70.
- Lottermoser, B.G. (1990) Rare-earth element mineralisation within the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia. *Lithos* **24**, 151-167.
- Ludwig, K.R. (1999) ISOPLOT/Ex version 2.01. A Geochronological Toolkit for Microsoft.
- McCormick, G.R. & Heathcote, R.C. (1987) Mineral chemistry and petrogenesis of carbonatite intrusions, Perry and Conway Counties, Arkansas. *Am. Mineral.* **72**, 59-66.
- McDonough, W.F. and Sun, S.-s. (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* **120**, 223-253.
- McKenzie, D. (1985) The extraction of magma from the crust and mantle. *Earth. Planet. Sci. Let.* **74**, 81-91.
- Meißner, B. (2001) Tektonometamorphe Entwicklung von Scherzonen im Präkambrischen Basement Südindiens: Sm-Nd-, Rb-Sr- und U-Pb-Isotopenuntersuchungen an den Moyar-, Bhavani-, Palghat- und Kollegal-Scherzonen. *Diss. Universität München*.

- 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.
- 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., Mirikiyo, T., Ram Mohan, V., Rajasekaran, K.C. (2000) Rb-Sr Geochronology, Nd-Sr Isotopes and Whole Rock Geochemistry of Yelagiri and Sevattur Syenites, Tamil Nadu, South India. *Gondwana Research* **3**, 39-53.
- Moine B.N., Cottin J.-Y., Sheppard S.M.F., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Giret A. (2000) Incompatible trace element and isotopic (D/H) characteristics of amphibole- and phlogopite-bearing ultramafic to mafic xenoliths from Kerguelen Islands (TAAF, South Indian Ocean). *Eur. J. Mineral.* **12**, 761-777.
- Moralev, V.M., Vorononovski, S.N., Borodin, L.S. (1975) New findings about the age of carbonatites and syenites from Southern India. *USSR Academy of Science* **222**, 46-48.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G. (1988) Nomenclature of pyroxenes. *Am. Mineral.* **73**, 1123-1133.
- 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.
- Nelson, D.R., Chivas, A.R., Chappell, B.W. and McCulloch, M.T. (1988) Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 1-17.
- Newton, R.C. & Hansen, E.C. (1986) The South India-Sri Lanka high-grade terrain as a possible deep-crust section. In: *The Nature of the Lower Continental Crust. Geological Society Spe. Publ. No. 24* (ed. Dawson, J. B., Carswell, D. A., Hall, J. & Wedepohl, K. H.), 297-307, Blackwell, London.
- 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.
- O'Reilly, S.Y. & Griffin, W.L. (1988) Mantle metasomatism beneath western Victoria, Australia. I. Metasomatic processes in the Cr-diopside lherzolites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 433-447.
- Pandey, O.P., Agrawal, P.K. (1999) Lithospheric mantle deformation beneath the Indian Cratons. *J. Geol.* **107**, 683-692.
- Pandit, M.K. and Golani, P.R. (2001) Reappraisal of the petrologic status of Newania 'carbonatite' of Rajasthan, western India. *Jour. Asian Earth Sci.* **19**, 305-310.

- Patchett, P.J. (1980) Thermal effects of basalt on continental crust and crustal continuation of magmas. *Nature* **283**, 559-561.
- Pell, J. & Höy, T. (1989) Carbonatites in a continental margin environment – the Canadian Cordillera. In: Carbonatites – *Genesis and Evolution* (ed. Bell, K.), 200-220, Unwin Hyman, London.
- Peucat, J.J., Vidal, P., Bernard-Griffiths, J., Condie, K.C. (1989) Sr, Nd and Pb isotopic systematics in the Archean low- to high-grade transition zone of Southern India : syn-accretion vs. post-accretion granulites. *Jour. 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.
- Pouchou, J.L. & Pichoir, F. (1984) Un nouveau modele de calcul pour la microanalyse quantitative par spectrometrie de rayons : X. Application à l'analyse d'échantillons homogènes. *Rech. Aerosp.* **3**, 13-38.
- 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.
- Radhakrishna, B.P., Naqvi, S.M. (1986) Precambrian continental crust of India and its evolution. *J. Geol. Soc. India* **94**, 145-166.
- 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.
- 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.
- Ramakrishnan, M. (1993) Tectonic evolution of the granulite terrains of South India. *Geol. Soc. India Mem.* **25**, 35-44.
- Ratnakar, J. & Leelanandam, C. (1989) Petrology of the alkaline plutons from the eastern and southern Peninsular India. *Geol. Soc. India Mem.* **15**, 145-176.
- Rickers, K., Mezger, K., Raith, M.M., (1999) Evolution of the continental crust in the Proterozoic Eastern Ghats Belt, India. *Bh. Europ. Jour. Mineral.* **11**, 191.

- Rogers, J.J.W., (1986) The Dharwar Craton and the assembly of Peninsular India. *Jour. Geol.* **94**, 129-143.
- Sambasiva Rao, V.V., Sreenivas, B., Balaram, V., Govil, P.K., Srinivvasan, 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., Ensweiler, J. (1989) Late Precambrian plutons in southwest India: geochronological and rare earth element constraints on Pan-African magmatism. *Lithos* **24**, 65-79.
- Schleicher, H. (2003) Trace element and REE partitioning in a natural apatite-carbonatite melt system using synchrotron XRF microprobe analysis. *Europ. Jour. Mineral.* (zum Druck eingereicht).
- Schleicher, H., Keller, J., Kramm, U. (1990) Isotope studies on alkaline volcanics and carbonatites from the Kaiserstuhl, Federal republic of Germany, *Lithos* **26**, 21-35.
- Schleicher, H., Baumann, A. and Keller, J. (1991) Pb isotopic systematics of alkaline volcanic rocks and carbonatites from the Kaiserstuhl, Upper Rhine rift valley, F.R.G. *Chem. Geol.* **93**, 231-243.
- Schleicher, H., Todt, W., Viladkar, S.G., Schmidt, F. (1997) Pb/Pb age determination on the Newania and Sevattur 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. and 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**, 1765-1785.
- Schmidt, F. (1996) Petrographische, geochemische und isotopengeochemische Untersuchungen der Karbonatite und Alkaligesteine von Indien. *Diss. Universität Heidelberg*, 168 S.
- Sengupta, S., Corfu, F., Mc Nutt, R.H., Paul, D.K. (1996) Mesoarchaeon crustal history of the eastern Indian Craton – Sm-Nd and U-Pb isotopic evidence. *Precambrian Res.* **77**, 17-22.
- 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.
- Simonetti, A., Bell, K. & Viladkar, S.G. (1995) Isotopic data from the Amba Dongar Carbonatite Complex, west-central India: Evidence for an enriched mantle source. *Chem. Geol.* **122**, 185-198.

- Simonetti, A., Goldstein, S.L., Schmidberger, S.S. & Viladkar, S.G. (1998) Geochemical and Nd, Pb and Sr isotope data from Deccan alkaline complexes – Inferences for mantle sources and plume-lithosphere interaction. *Jour. Petrol.* **39**, 1847-1864.
- Smith J.V. and Rivers M.L. (1995) Synchrotron X-ray microanalysis. In *Microprobe Techniques in the Earth Sciences* (ed. P. J. Potts, J. F. W. Bowles, S. J. B. Reed and M. R. Cave), 163-233, Chapman & Hall, London.
- Smithies, R.H., Marsh, J.S. (1998) The Marinkas Quellen Carbonatite Complex, southern Namibia; carbonatite magmatism with an uncontaminated depleted mantle signature in a continental setting. *Chem. Geol.* **148**, 201-212.
- Srinivasan, V. (1973) A possible carbonatite occurrence near Hogenakal, Tamil Nadu, south India. *Jour. Geol. Soc. India* **14**, 313-316.
- Srinivasan, V. (1977) The carbonatite of Hogenakal, Tamil Nadu, south India. *Jour. Geol. Soc. India* **18**, 598-604.
- Storey, B.C. (1995) The role of mantle plumes in continental breakup: case histories from Gondwanaland. *Nature* **377**, 301-308.
- Storey, M., Mahoney, J.J., Saunders, A.D. Duncan, R.A., Kelley, S.P., Coffin, M.F. (1995) Timing of hot spot related volcanism and the breakup of Madagascar and India. *Science* **267**, 852-855.
- Streckeisen, A.L. (1980) Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks, IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, recommendations and suggestions. *Geol. Rundsch.* **69**, 194-207.
- Subramanian, V. (1983) Geology and geochemistry of the carbonatites of Tamil nadu, India. Ph. D. thesis, Indian Institute of Science, Bangalore, 170 S.
- Subramanian, V., Viladkar, S.G., Upendran, R. (1978) Carbonatite alkalic complex of Samalpatti, Dharmapuri district, Tamil Nadu. *Jour. Geol. Soc. India* **19**, 206-216.
- Sukumaran, G.B. & Ramanathan, S. (1990) Ijolite from alkaline complex of Mulakkadu and Pakkanadu, Salem district, Tamil Nadu. *National Seminar on precambrian Geology, University of Madras, Feb. 14-16, 1990*.
- Sukumaran, G.B. & Ramanathan, S. (1996) Fenitisation Around Mulakkadu and Pakkanadu Alkaline Complex – Salem District, Tamil Nadu. *Proc. Of IX Conv. Of Indian Geological Congress, 1996*, 169-175.
- Sun, M. & Kerrich, R. (1995) Rare earth element and high field strength element characteristics of whole rocks and mineral separates of ultramafic nodules in Cenozoic volcanic vents of southeastern British Columbia, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 4863-4879.
- Suzuki, K. & Adachi, M. (1991) The chemical Th-U-total Pb isochron ages of zircon and monazite from the Gray Granite of the Hida terrane, Japan, *J. Earth Sci. Nagoya Univ.* **38**, 11-38.

- Udas, G.R., Krishnamurthy, P. (1970) Carbonatites of Sevathur and Jogipatti, Madras State, India. *Proc. Indian Natl. Acad. Sci.* **36**, 331-343.
- Unnikrishnan-Warrier, C., Santosh, M., Yoshida, M. (1995) First report of Pan-African Sm-Nd and Rb-Sr mineral isochron ages from regional charnockites of southern India. *Geol. Mag.* **132**, 253-260.
- Vannucci, R., Bottazzi, P. Wulff-Pedersen, E., Neuman, E.-R. (1998) Naturally determined REE; Y, Sr, Zr and Ti partition coefficients between clinopyroxene and silicate melts under upper mantle conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.* **158**, 39-51.
- Verhulst, A., Balagaskaya, E., Kirnarsky, Y., Demaiffe, D. (2000) Petrological and geochemical (trace elements and Sr-Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). *Lithos* **51**, 1-25.
- Viladkar, S.G. & Subramanian, V. (1995) Mineralogy and Geochemistry of the Carbonatites of the Sevathur and Samalpatti Complexes, Tamil Nadu. *Jour. Geol. Soc. India* **45**, 505-517.
- Viladkar, S.G. & Wimmenauer, W. (1986) Mineralogy and geochemistry of the Newania carbonatite-fenite complex, Rajasthan, India. *N. Jb. Miner. Abh.* **156**, 1-21.
- Viladkar, S.G. & Wimmenauer, W. (1992) Geochemical and Petrological Studies on the Amba Dongar Carbonatites (Gujarat, India). *Chem. Erde* **52**, 277-291.
- Wadhwa, M. & Crozaz, G. (1995) Trace and minor elements in minerals of nakhlites and Chassigny: Clues to their petrogenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **59**, 3629-3645.
- Wallace, M.E. & Green, D.H. (1988) An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature* **335**, 343-346.
- Walter, A.-V., Flicoteaux, R., Parron, C., Loubet, M., Nahon, D. (1995) Rare-earth elements and isotopes (Sr, Nd, O, C) in minerals from the Juquiá carbonatite (Brazil): tracers of a multistage evolution. *Chem. Geol.* **120**, 27-44.
- White, R.S. & McKenzie, D.P. (1989) Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research* **94**, 7685-7729.
- 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.
- Wiechert, U., Ionov, D.A., Wedepohl, K.H. (1997) Spinel peridotite xenoliths from the Atsagin-Dush volcano, Dariganga lava plateau, Mongolia: a record of partial melting and cryptic metasomatism in the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.* **126**, 345-364.
- Wimmenauer, W. (1985) Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

- 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. Rundsch.* **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.
- Woolley, A.R. (1982) A discussion of carbonatite evolution and nomenclature, and the generation of sodic and potassic fenites. *Min. Mag.* **46**, 13-17.
- Woolley, A.R. (1989) The spatial and temporal distribution of carbonatites. In: *Carbonatites – Genesis and Evolution* (ed. K. Bell), 15-37, Unwin Hyman, London.
- Woolley, A.R. & Kempe, D.R.C. (1989) Carbonatites: Nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: *Carbonatites – Genesis and Evolution* (ed. K. Bell), 1-14, Unwin Hyman, London.
- Wulff-Pedersen, E., Neumann, E.-R., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L. (1999) Silicic melts produced by reaction between peridotite and infiltrating basaltic melts: ion probe data on glasses and minerals in veined xenoliths from La Palma, Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.* **137**, 59-82.
- Wyllie, P.J. & Lee, W.-J. (1998) Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calico carbonatite magmas from the mantle. *Jour. Petrol.* **39**, 1885-1893.
- Yaxley, G.M., Crawford, A.J., Green, D.H. (1991) Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **107**, 305-317.
- York, D. (1969) Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **5**, 320-324.
- Yoshida, M. & Santosh, M. (1996) Southernmost Indian Peninsula and the Gondwanaland. *Gondwana Res. Group Mem.* **3**, 15-24.
- Zaitsev, S. & Bell, K. (1995) Sr and Nd isotope data of apatite, calcite and dolomite as indicators of source, and the relationships of phoscorites and carbonatites from the Kovdor massiv, Kola peninsula, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.* **121**, 324-335.

all	Allanit
am	Amphibol
ap	Apatit
ba	Baryt
bio	Biotit
cc	Calcit
dol	Dolomit
EMS	Elektronenstrahl-Mikrosonde
ep	Epidot
fsp	Feldspat
gt	Granat
hbl	Hornblende
HFSE	high field strength elements
Jog	Jogipatti
LPL	linear polarisiertes Licht
LSEE	Leichte Seltenerd-Elemente
mo	Monazit
mt	Magnetit
mu	Muskowit
ol	Olivin
On	Onnakarai
Pad	Paddemannur
Pak	Pakkanadu
Pal	Pallasulakarai
phl	Phlogopit
phlog	Phlogopit
px	Pyroxen
RFA	Röntgenluoreszenz-Analyse
Sam	Samalpatti
SEE	Seltenerd-Elemente
Sev	Sevathur
SRXRF	Synchrotron Radiation X-ray Fluorescence
SSEE	Schwere Seltenerd-Elemente
tit	Titanit
wo	Wollastonit
wr	whole rock
XPL	gekreuzte Polarisatoren
zr	Zirkonolith

**Tab. A1:** *Verwendete Abkürzungen*

<b>Gestein</b>	<b>Karbonatit</b>					
<b>Probe</b>	<b>1506</b>	<b>1523</b>	<b>1526</b>	<b>1526a</b>	<b>1527a</b>	<b>1527b</b>
<b>Lokalität</b>	Sev	Sev	Sev	Sev	Sev	Sev
Gew.-%						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	4,57	0,00	0,31	0,00	0,00	3,45
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,10	0,02	0,08	0,01	0,01	0,03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,12	0,00	0,03	0,00	0,00	0,06
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9,64	1,48	2,83	1,13	4,64	5,48
<b>MnO</b>	0,70	0,28	0,26	0,25	0,61	0,57
<b>MgO</b>	14,57	4,01	4,05	4,13	17,40	15,36
<b>CaO</b>	26,33	47,75	47,15	48,18	29,76	30,09
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,37
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,05	0,00	0,05	0,00	0,00	0,09
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	3,20	0,11	1,14	0,72	1,17	4,64
<b>CO<sub>2</sub></b>	33,15	43,04	41,30	42,17	44,52	37,28
<b>LOI</b>		0,48	0,62	1,18	0,06	0,51
<b>Summe</b>	92,45	97,17	97,83	97,77	98,17	97,93
ppm						
<b>Cr</b>	6	14	7	7		10
<b>Ni</b>	10		7		7	3
<b>Co</b>	22	33	48	28	22	33
<b>V</b>	88	30	42	16	13	17
<b>Cu</b>	33	54	46	38	34	31
<b>Pb</b>	10				15	9
<b>Zn</b>	26		9		15	29
<b>Rb</b>		29	29	30	36	29
<b>Ba</b>	59468	4689	1655	1551	942	394
<b>Sr</b>	10839	6890	6694	6865	7326	7148
<b>Ga</b>	3	3	3	6	1	5
<b>Nb</b>	194		93		185	25
<b>Zr</b>	18	1				
<b>Y</b>	40	29	31	29	20	48
<b>Th</b>		7	1			
<b>U</b>	55	10	71	15	53	23
<b>La</b>	418	574	323	314	153	337
<b>Ce</b>	842	985	701	676	344	776
<b>Nd</b>	403	243	214	211	112	271

*Tab. A2: Gesamtgesteinszusammensetzungen von Karbonatiten, Pyroxeniten, Syeniten und Kalksilikatgesteinen aus Tamil Nadu (per RFA ermittelt).*

<b>Gestein</b>	<b>Karbonatit</b>					
<b>Probe</b>	<b>1534a</b>	<b>1534b</b>	<b>1535</b>	<b>1537a</b>	<b>1537b</b>	<b>1538</b>
<b>Lokalität</b>	Sev	Sev	Sev	Sev	Sev	Sev
Gew.-%						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0,00	11,97	3,72	0,44	0,00	0,00
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,02	0,39	0,03	0,01	0,01	0,01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	3,64	0,03	0,03	0,00	0,00
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	5,35	8,23	7,40	4,94	4,92	3,77
<b>MnO</b>	0,67	0,50	0,79	0,59	0,61	0,54
<b>MgO</b>	17,30	16,00	17,13	17,45	17,07	16,30
<b>CaO</b>	29,75	22,76	27,93	29,39	29,95	31,95
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	3,11	0,04	0,01	0,00	0,00
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,68	4,20	0,41	0,56	0,91	2,18
<b>CO<sub>2</sub></b>	44,58	27,07	39,79	44,77	44,62	43,84
<b>LOI</b>	0,16	1,04	0,73	0,21	0,13	
<b>Summe</b>	98,51	98,91	98,00	98,40	98,22	98,59
ppm						
<b>Cr</b>		12				1
<b>Ni</b>	6	16	8	8	9	5
<b>Co</b>	96	36	35	37	23	30
<b>V</b>	6	48	33	8	5	6
<b>Cu</b>	45	38	36	19	23	25
<b>Pb</b>	5	9	3	2		10
<b>Zn</b>	21	70	24	24	18	23
<b>Rb</b>	34	130	42	32	34	29
<b>Ba</b>	545	777	1622	835	829	1019
<b>Sr</b>	6990	5543	8971	7068	7519	6766
<b>Ga</b>	7	9	5	6	5	5
<b>Nb</b>	172	134				
<b>Zr</b>		267				
<b>Y</b>	15	39	17	19	19	36
<b>Th</b>		8		1	3	
<b>U</b>	77	49	11	15	13	13
<b>La</b>	103	195	117	119	165	309
<b>Ce</b>	273	544	299	260	348	655
<b>Nd</b>	96	210	99	87	102	209

*Forts. Tab. A2: Gesamtgesteinszusammensetzungen von Karbonatiten, Pyroxeniten, Syeniten und Kalksilikatgesteinen aus Tamil Nadu (per RFA ermittelt).*

<b>Gestein</b>	<b>Karbonatit</b>					
<b>Probe</b>	<b>1539</b>	<b>1547</b>	<b>1548</b>	<b>1552</b>	<b>1566</b>	<b>1569</b>
<b>Lokalität</b>	Sev	Sev	Sev	Sev	Sam	Sam
Gew.-%						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0,00	3,61	5,55	4,00	2,21	5,84
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,01	0,16	0,08	0,66	0,02	0,09
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	1,39	1,83	0,06	0,26	1,45
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1,77	1,98	1,77	7,56	0,27	0,91
<b>MnO</b>	0,34	0,16	0,27	0,12	0,01	0,02
<b>MgO</b>	4,79	0,57	0,43	4,70	2,18	2,76
<b>CaO</b>	47,00	47,36	46,24	43,38	51,08	47,93
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,46	0,75	0,18	0,05	0,38
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,00	0,36	0,24	0,12	0,24	0,75
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,99	1,38	0,99	4,13	0,03	0,03
<b>CO<sub>2</sub></b>	42,53	38,36	37,70	33,20	41,29	38,01
<b>LOI</b>	0,30	0,14	0,43		1,17	0,72
<b>Summe</b>	97,73	95,93	96,28	98,11	98,81	98,89
ppm						
<b>Cr</b>		3			8	12
<b>Ni</b>	9	1	4	9		9
<b>Co</b>	20	21	19	71	35	26
<b>V</b>	12	29	29	151	14	15
<b>Cu</b>	59	56	78	320	18	42
<b>Pb</b>						
<b>Zn</b>		6		32		21
<b>Rb</b>	41	104	101	12		12
<b>Ba</b>	1353	2175	1331	716	141	270
<b>Sr</b>	8341	17477	17450	3689	302	285
<b>Ga</b>	8	8	6	13	10	16
<b>Nb</b>				154	22	37
<b>Zr</b>				517	3	22
<b>Y</b>	32	48	49	17		
<b>Th</b>				75	2	11
<b>U</b>	21	19	21	18	5	7
<b>La</b>	319	644	634	309	18	1
<b>Ce</b>	697	1300	1253	652	4	
<b>Nd</b>	223	358	359	194	2	

*Forts. Tab. A2: Gesamtgesteinszusammensetzungen von Karbonatiten, Pyroxeniten, Syeniten und Kalksilikatgesteinen aus Tamil Nadu (per RFA ermittelt).*

<b>Gestein</b>	<b>Karbonatit</b>					
<b>Probe</b>	<b>1570</b>	<b>1573</b>	<b>1582</b>	<b>1585</b>	<b>1601</b>	<b>1605b</b>
<b>Lokalität</b>	Sam	Sam	Sam	Sam	Sam	Sam
Gew.-%						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	3,25	4,49	0,42	4,53	3,02	2,34
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,03	0,05	0,01	0,04	0,04	0,04
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,53	0,78	0,10	0,85	0,62	0,56
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,35	0,59	0,13	0,63	0,45	0,49
<b>MnO</b>	0,01	0,05	0,01	0,02	0,02	0,02
<b>MgO</b>	2,25	2,47	0,68	8,90	1,92	1,18
<b>CaO</b>	51,33	49,67	54,39	44,28	51,13	51,95
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,03	0,11	0,00	0,00	0,03	0,30
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,11	0,07	0,04	0,01	0,04	0,00
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,02	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02
<b>CO<sub>2</sub></b>	39,97	38,65	43,40	39,56	40,37	42,12
<b>LOI</b>	1,96	2,43	0,33	1,35	1,97	0,43
<b>Summe</b>	99,84	99,40	99,52	100,18	99,63	99,45
ppm						
<b>Cr</b>	5	8	5	14	9	2
<b>Ni</b>				4		4
<b>Co</b>	25	14	12	11	80	30
<b>V</b>	19	28	9	20	27	16
<b>Cu</b>	23	23	21	22	22	22
<b>Pb</b>						2
<b>Zn</b>		4		22	2	9
<b>Rb</b>						
<b>Ba</b>	100	938	49	47	969	437
<b>Sr</b>	204	478	197	191	230	1087
<b>Ga</b>	8	6	8	9	5	12
<b>Nb</b>	23	24	23	19	25	27
<b>Zr</b>	16	23	12	18	24	20
<b>Y</b>						
<b>Th</b>	10	12	6	6	9	68
<b>U</b>	7	7	8	8	9	7
<b>La</b>	13	39	19		18	25
<b>Ce</b>	13	77		11	56	42
<b>Nd</b>	5	30	2	8	26	11

*Fort. Tab. A2: Gesamtgesteinszusammensetzungen von Karbonatiten, Pyroxeniten, Syeniten und Kalksilikatoesteinen aus Tamil Nadu (ner RFA ermittelt)*

<b>Gestein</b>	<b>Karbonatit</b>					
<b>Probe</b>	<b>1508</b>	<b>1515</b>	<b>1557a</b>	<b>1557b</b>	<b>1559</b>	<b>1565</b>
<b>Lokalität</b>	Sam	Pak	Pak	Pak	Pak	Pak
Gew.-%						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	3,83	10,42	22,68	1,16	1,25	5,48
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,01	0,09	0,23	0,13	0,02	0,08
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,00	4,11	7,34	0,46	0,46	1,86
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,06	2,86	4,94	6,69	4,35	2,78
<b>MnO</b>	0,62	0,48	0,44	0,59	0,77	0,58
<b>MgO</b>	1,65	4,47	11,85	11,99	12,59	7,18
<b>CaO</b>	47,40	11,54	15,30	31,97	28,86	22,98
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,02	0,15	0,27	0,00	0,00	0,12
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,08	1,90	4,20	0,22	0,29	1,14
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,03	0,69	1,64	5,47	2,20	3,84
<b>CO<sub>2</sub></b>	39,7	9,47	11,60	34,18	35,45	23,61
<b>LOI</b>	0,93	1,07	2,76			0,36
<b>Summe</b>	96,33	47,25	83,25	92,86	86,24	70,01
ppm						
<b>Cr</b>	4					
<b>Ni</b>	6	9	20	13	12	15
<b>Co</b>	11	8	26	26	21	24
<b>V</b>		194	91	84		73
<b>Cu</b>	39			44	70	
<b>Pb</b>	5	109	71	71	73	190
<b>Zn</b>	7		155	76	25	27
<b>Rb</b>		27	73			30
<b>Ba</b>	6809	268529	42402	21907	40228	70493
<b>Sr</b>	26586	66308	40613	29113	40807	43865
<b>Ga</b>				3		
<b>Nb</b>	6	402	531	58	105	1546
<b>Zr</b>		8	218	72	1	24
<b>Y</b>	60	83	253	94	109	150
<b>Th</b>		776	830	1264	678	3583
<b>U</b>		2	12	141	33	36
<b>La</b>	1276	16031	14638	2997	7866	41746
<b>Ce</b>	2033	13765	17391	4432	9663	37356
<b>Nd</b>	907	7535	6373	1853	3429	13179

*Forts. Tab. A2: Gesamtgesteinszusammensetzungen von Karbonatiten, Pyroxeniten, Syeniten und Kalksilikatgesteinen aus Tamil Nadu (per RFA ermittelt).*

<b>Gestein</b>	<b>Karbonatit</b>	<b>Pyroxenit</b>				
<b>Probe</b>	<b>1576</b>	<b>1551</b>	<b>1541</b>	<b>1574</b>	<b>1586</b>	<b>1590</b>
<b>Lokalität</b>	<b>Pak</b>	<b>Sev</b>	<b>Sev</b>	<b>Sam</b>	<b>Sam</b>	<b>Pak</b>
Gew.-%						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	19,31	39,68	43,94	42,21	39,66	45,65
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,38	1,37	2,93	0,23	1,60	0,84
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	9,36	4,53	7,22	1,44	5,57	11,47
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	6,01	13,71	15,87	5,88	22,61	16,54
<b>MnO</b>	0,74	0,24	0,25	0,11	0,32	0,13
<b>MgO</b>	5,72	8,12	10,52	13,39	8,05	7,50
<b>CaO</b>	13,80	19,52	12,16	17,43	15,89	12,33
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,20	2,85	4,20	4,29	0,61	3,24
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2,74	1,65	1,01	2,25	2,63	0,83
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,60	3,39	1,05	0,01	2,17	0,67
<b>CO<sub>2</sub></b>	9,18	3,14	0,08	12,06	0,15	0,54
<b>LOI</b>	1,41	0,42	1,39	1,91	0,45	0,81
<b>Summe</b>	69,45	98,62	100,62	101,21	99,71	100,55
ppm						
<b>Cr</b>		25	426	778	14	36
<b>Ni</b>	13	46	138	144	31	34
<b>Co</b>	21	137	82	84	91	95
<b>V</b>	377	356	362	84	704	370
<b>Cu</b>	0	384	524	49	379	109
<b>Pb</b>	129	10	16	15	9	9
<b>Zn</b>	125	88	86	125	150	70
<b>Rb</b>	46	49	17	9	76	7
<b>Ba</b>	116009	1385	1015	644	6926	218
<b>Sr</b>	43347	824	526	700	1397	625
<b>Ga</b>	5	17	16	5	15	21
<b>Nb</b>	191	60	96	41	9	12
<b>Zr</b>	49	308	159	32	37	77
<b>Y</b>	137	32	32	42	28	22
<b>Th</b>	924	23	29	3	2	6
<b>U</b>	2			7		1
<b>La</b>	18456	88	89	26	73	37
<b>Ce</b>	18838	198	147	64	105	45
<b>Nd</b>	8015	97	83	39	75	29

*Forts. Tab. A2: Gesamtgesteinszusammensetzungen von Karbonatiten, Pyroxeniten, Syeniten und Kalksilikatgesteinen aus Tamil Nadu (per RFA ermittelt).*

<b>Gestein</b>	<b>Pyroxenit</b>		<b>Syenit</b>			
<b>Probe</b>	<b>1596</b>	<b>1561a</b>	<b>1549</b>	<b>1550</b>	<b>1514</b>	<b>1517</b>
<b>Lokalität</b>	Sam	Pak	Sev	Sev	Pak	Pak
Gew.-%						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	43,83	33,94	58,44	61,77	65,45	63,46
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,53	0,37	0,22	0,38	0,07	0,14
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	7,74	6,67	21,30	20,30	19,64	17,30
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	4,96	7,03	2,24	3,15	0,71	1,08
<b>MnO</b>	0,03	0,68	0,04	0,06	0,03	0,02
<b>MgO</b>	10,19	7,76	0,22	0,61	0,08	0,11
<b>CaO</b>	26,30	17,76	1,00	0,44	1,26	1,03
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,46	1,30	6,66	6,55	6,26	1,72
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,17	0,10	4,07	4,21	4,67	12,25
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,02	1,12	0,07	0,21	0,02	0,24
<b>CO<sub>2</sub></b>	4,74	6,51				
<b>LOI</b>	0,82	1,67	3,06	1,44	0,66	0,68
<b>Summe</b>	99,79	84,91	97,32	99,12	98,85	98,03
ppm						
<b>Cr</b>	38	17		27	10	31
<b>Ni</b>	15	32	5	10	4	5
<b>Co</b>	60	78	45	102	191	126
<b>V</b>	72	292	45	61	17	75
<b>Cu</b>	12	58	27	22	30	31
<b>Pb</b>	0	96	20	18	16	19
<b>Zn</b>	80	127	25	59	21	11
<b>Rb</b>	5	10	92	97	48	211
<b>Ba</b>	109	19774	1487	4656	7954	9146
<b>Sr</b>	101	14948	1323	679	5505	2627
<b>Ga</b>	18		24	20	27	15
<b>Nb</b>	21	25	31	50	18	13
<b>Zr</b>	169	174	132	247	7	50
<b>Y</b>	7	259	6	6	11	10
<b>Th</b>	4	875	1	6		13
<b>U</b>	3	10	15	21		33
<b>La</b>	10	23282		25		5
<b>Ce</b>	5	28146	3	35	161	33
<b>Nd</b>	9	9432	20	34	20	36

*Forts. Tab. A2: Gesamtgesteinszusammensetzungen von Karbonatiten, Pyroxeniten, Syeniten und Kalksilikatgesteinen aus Tamil Nadu (per RFA ermittelt).*

<b>Gestein</b>	<b>Syenit</b>					
<b>Probe</b>	<b>1560a</b>	<b>1560b</b>	<b>1561b</b>	<b>1577</b>	<b>1605a</b>	<b>1543</b>
<b>Lokalität</b>	<b>Pak</b>	<b>Pak</b>	<b>Pak</b>	<b>Pak</b>	<b>Sam</b>	<b>Sam</b>
Gew.-%						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	68,00	60,80	65,98	64,68	63,13	69,53
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,07	0,58	0,13	0,04	0,14	0,12
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,19	13,96	17,96	18,94	17,48	15,83
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,57	5,07	1,07	0,28	0,76	1,25
<b>MnO</b>	0,03	0,20	0,06	0,03	0,03	0,04
<b>MgO</b>	0,01	2,21	0,08	0,12	0,06	0,20
<b>CaO</b>	0,69	5,99	1,76	1,05	4,02	0,83
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	7,25	3,73	9,92	9,60	9,54	5,78
<b>K<sub>2</sub>O</b>	2,32	6,20	0,00	0,32	0,21	5,04
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,01	0,31	0,03	0,02	0,09	0,04
<b>CO<sub>2</sub></b>					3,20	
<b>LOI</b>	0,85	0,72	1,47	1,52	0,72	0,69
<b>Summe</b>	94,99	99,77	98,46	96,60	99,38	99,35
ppm						
<b>Cr</b>	6	84		3		15
<b>Ni</b>	6	28	3	3	4	6
<b>Co</b>	276	231	143	146	95	409
<b>V</b>	32	123	32	32	14	48
<b>Cu</b>	35	40	27	52	18	28
<b>Pb</b>	7	24	13	16	18	22
<b>Zn</b>	5	157	10	2	6	18
<b>Rb</b>	34	102	16	7	4	95
<b>Ba</b>	4218	7620	3143	9245	1342	4072
<b>Sr</b>	1118	3517	2464	12016	358	889
<b>Ga</b>	21	22	18	25	10	16
<b>Nb</b>	21	51	32	20	129	18
<b>Zr</b>	129	236	200		253	131
<b>Y</b>	11	36	16	16	10	11
<b>Th</b>	7	8	8		47	11
<b>U</b>	8	20	8	7	13	22
<b>La</b>		25	20		6	
<b>Ce</b>	27	43	64	164	24	10
<b>Nd</b>	33	32	37	27	20	24

*Forts. Tab. A2: Gesamtgesteinszusammensetzungen von Karbonatiten, Pyroxeniten, Syeniten und Kalksilikatgesteinen aus Tamil Nadu (per RFA ermittelt).*

<b>Gestein</b>	<b>Syenit</b>	<b>Kalksilikat</b>				
<b>Probe</b>	1553	1554	1555	1580	1581	1584
<b>Lokalität</b>	Sam	Sam	Sam	Sam	Sam	Sam
Gew.-%						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	57,27	49,44	49,90	41,52	46,95	37,28
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,18	0,63	0,04	0,62	0,54	0,58
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	15,49	13,78	2,30	10,46	9,51	8,52
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2,92	7,72	1,17	8,05	4,89	5,07
<b>MnO</b>	0,17	0,42	0,54	0,11	0,06	0,07
<b>MgO</b>	1,00	0,59	0,41	5,17	2,12	1,76
<b>CaO</b>	5,08	16,64	42,02	31,76	29,32	36,25
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1,96	1,16	0,43	0,08	0,66	1,57
<b>K<sub>2</sub>O</b>	8,45	5,50	0,64	0,09	3,05	0,79
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,30	0,16	1,52	0,02	0,12	0,09
<b>CO<sub>2</sub></b>		0,32	0,32		2,18	7,92
<b>LOI</b>	0,82	0,76	0,43	1,33	1,36	1,06
<b>Summe</b>	93,64	97,12	99,72	99,21	100,76	100,96
ppm						
<b>Cr</b>	11		5	4	52	42
<b>Ni</b>	6	2		69	20	28
<b>Co</b>	183	126	23	143	107	56
<b>V</b>	92	174	28	123	106	99
<b>Cu</b>	138	133	211	180	52	36
<b>Pb</b>	2	7				
<b>Zn</b>	21	32	5	76	30	40
<b>Rb</b>	178	115	25		110	15
<b>Ba</b>	39512	17049	2992	91	170	196
<b>Sr</b>	6972	4463	2874	33	197	202
<b>Ga</b>	7	14	9	28	24	29
<b>Nb</b>	13	43	14	24	29	27
<b>Zr</b>	53	239	16	109	126	115
<b>Y</b>	12	15	3	16	17	11
<b>Th</b>		32	108	13	16	17
<b>U</b>		6	15		11	9
<b>La</b>	56	47	437	9	9	25
<b>Ce</b>	301	282	932	5	30	33
<b>Nd</b>	90	112	294	11	16	23

*Forts. Tab. A2: Gesamtgesteinszusammensetzungen von Karbonatiten, Pyroxeniten, Syeniten und Kalksilikatgesteinen aus Tamil Nadu (per RFA ermittelt).*

<b>Gestein</b>	<b>Kalksilikat</b>	
	<b>1603</b>	<b>1609</b>
<b>Probe</b>	Sam	Sam
<b>Lokalität</b>	Sam	Sam
Gew.-%		
<b>SiO<sub>2</sub></b>	29,94	42,82
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0,38	0,54
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	6,89	9,39
<b>Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3,48	4,77
<b>MnO</b>	0,06	0,08
<b>MgO</b>	1,67	2,26
<b>CaO</b>	41,51	30,02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0,06	0,03
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0,79	1,81
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,12	0,56
<b>CO<sub>2</sub></b>		7,74
<b>LOI</b>	15,67	0,56
<b>Summe</b>	100,57	100,58
ppm		
<b>Cr</b>	45	39
<b>Ni</b>	26	21
<b>Co</b>	49	49
<b>V</b>	50	133
<b>Cu</b>	44	58
<b>Pb</b>		
<b>Zn</b>	37	47
<b>Rb</b>	22	68
<b>Ba</b>	287	304
<b>Sr</b>	277	377
<b>Ga</b>	23	22
<b>Nb</b>	23	21
<b>Zr</b>	82	129
<b>Y</b>	3	18
<b>Th</b>	15	22
<b>U</b>	9	10
<b>La</b>	16	13
<b>Ce</b>	38	73
<b>Nd</b>	27	22

*Forts. Tab. A2: Gesamtgesteinszusammensetzungen von Karbonatiten, Pyroxeniten, Syeniten und Kalksilikatgesteinen aus Tamil Nadu (per RFA ermittelt).*

Standard	Gestein / Mineral	Herkunft	Quelle, Daten
JF-1 <sup>1)</sup> JG-2 <sup>1)</sup> JR-1 <sup>1)</sup>	Orthoklas / Albit Biotit-Granit Rhyolit	Japan Gunma, Japan Nagano, Japan	Geological Survey of Japan, Bessette (1999)
BCR-2 <sup>1)</sup>	Basalt	Washington, USA	United States Geological Survey, Bessette (1999)
NIST SRM 612 <sup>1)</sup>	Synthetisch		National Institute of Standards and Technology, Bessette (1999)
GD <sup>1)</sup>	Devonische Grauwacke	Göttingen, Deutschland	Geochemisches Labor, Universität Hamburg, Bessette (1999)
ATHO <sup>2)</sup> T1 <sup>2)</sup> ML3B <sup>2)</sup> GOR128 <sup>2)</sup> StHs6/80 <sup>2)</sup>	Rhyolit Quarzdiorit Basalt Komatiit Andesit	Island Alpen, Italien Mauna Loa, Hawaii Gorgona Island Mount St. Helens, USA	Max-Planck-Institut für Chemie, Mainz, Jochum et al. (2000)
BIO <sup>3)</sup> FSP <sup>3)</sup>	Fe-Muskovit Adular	Eastern Desert, Ägypten unbekannt	Mineralogisch-Petrographisches Institut, Hamburg, Bessette (1999)

Tab. A3.1: Für die SRXRF-Analysen verwendete Geostandards.

<sup>1)</sup> international anerkannte Standards<sup>2)</sup> geologische Standard-Referenzgäser<sup>3)</sup> interne Standards

Karbonatit 1547		Apatit		Calcit		Biotit
		ap4	ap3	ka1	ka3	bio3
Zn	[ppm] σ [ppm] σ [%]					226 3 1
Ga	[ppm] σ [ppm] σ [%]					20 2 8
Rb	[ppm] σ [ppm] σ [%]	40 1 3	53 5 9	49 5 9	58 6 10	176 3 2
Sr	[ppm] σ [ppm] σ [%]	9712 4 0,04	10849 73 1	10847 92 1	12327 335 3	98 5 5
Y	[ppm] σ [ppm] σ [%]	283 5 2	439 4 1	85 2 2	91 2 2	
Zr	[ppm] σ [ppm] σ [%]	17 3 16	21 3 14	16 4 22	25 5 21	
Nb	[ppm] σ [ppm] σ [%]					80 5 6
Ba	[ppm] σ [ppm] σ [%]	213 34 16	79 4 5	781 14 2	773 23 3	7030 230 3
La	[ppm] σ [ppm] σ [%]	1003 4 0,4	1885 5 0,3	261 13 5	258 23 9	11 2 19
Ce	[ppm] σ [ppm] σ [%]	2357 11 0,5	4382 16 0,4	479 19 4	484 40 8	5 1 21
Nd	[ppm] σ [ppm] σ [%]	987 3 0,3	1815 6 0,3	161 4 2	173 11 6	69 4 6
Sm	[ppm] σ [ppm] σ [%]	212 5 2	385 4 1	37 1 3	40 3 8	
Gd	[ppm] σ [ppm] σ [%]	156 1 1	260 5 2	26 1 2	28 2 6	8 2 30
Dy	[ppm] σ [ppm] σ [%]	128 5 4	200 3 2	32 2 6	37 5 13	5 2 34
Er	[ppm] σ [ppm] σ [%]	64 8 12	108 9 8	14 1 8	17 6 35	
Th	[ppm] σ [ppm] σ [%]	51 2 4	82 4 5	31 4 14	36 7 19	10 3 32

Tab. A3.1: Punktgenaue SRXRF-Wiederholungsmessungen mit der jeweiligen Standardabweichung ( $1\sigma$ ) an Mineralen eines Karbonatits. Pro Punkt wurden 5 Analysen à 1000 Sekunden durchgeführt.

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}$$

$\bar{x}$  = arithmetisches Mittel =  $1/n(x_1 + \dots + x_n)$

$x_i$  = Einzelmesswert,  $n$  = Anzahl der Messungen

Gestein Mineral	Karbonatit									
	Calcit									
Probe/Lok.	1506 Sev	1535 Sev			1547 Sev		1552 Sev		1562 Pak	1566 Sam
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	0,01			0,64	0,01		0,02		0,01	0,69
TiO <sub>2</sub>			0,01							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01		0,02	0,01	0,01	0,02	0,01		0,01	0,03
FeO	0,02	0,87	1,06	1,14	0,34	0,39	0,41	0,35	0,87	0,04
MnO	0,04	0,6	0,72	0,72	0,18	0,17	0,15	0,09	0,52	0,03
MgO	0,05	3,28	4,55	4,66	0,17	0,19	1,45	1,94	2,19	1,97
CaO	50,66	50,96	51,74	47,97	55,13	54,48	54,84	53,27	47,31	55,81
Na <sub>2</sub> O	0,26		0,02	0,03	0,08	0,11	0,01	0,02	0,03	
K <sub>2</sub> O										
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>										
Zn [ppm]			3		3		2		72	2
Ga	9					1				2
Rb	96	50	49	73	49	51	15	16	186	1
Sr	24789	12053	11744	15760	10847	11494	4404	4537	29998	251
Y	645	48	44	65	85	89	28	26	38	5
Zr	50	15	16	28	16	21	14	15	20	1
Nb										
Ba	1108	4537	4235	18315	781	801	989	989	263	71
La	7859	209	225	341	261	240	90	70	54	15
Ce	19263	402	438	655	479	453	194	165	139	26
Nd	8588	193	200	431	160	163	85	78	69	11
Sm	1641	37	39	59	37	38	15	13	25	4
Gd	1267	32	35	59	26	27	17	13	21	6
Dy	790	69	76	238	32	34	14	13	48	7
Er	497	23		39	14	16	7		53	11
Th	74	28	24	45	31	33	7	6	224	1

Gestein Mineral	Karbonatit									
	Calcit			Dolomit						
Probe/Lok.	1566 Sam	1569 Sam		1503 Sev				1506 Sev		
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	0,32		0,01					0,53		
TiO <sub>2</sub>				0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02			0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		
FeO	0,03	0,05	0,06	3,86	3,86	3,86	3,86	3,56	3,61	3,89
MnO	0,02	0,03	0,04	0,59	0,59	0,59	0,59	0,85	0,87	0,86
MgO	1,27	0,34	0,33	18,17	18,17	18,17	18,17	18,61	18,05	18,5
CaO	54,62	56,95	56,94	29,66	29,66	29,66	29,66	28,86	28,63	28,52
Na <sub>2</sub> O				0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
K <sub>2</sub> O										
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>										
Zn [ppm]		1		90	17	37	17	16	15	20
Ga		1	2					3	3	
Rb	1	1	1	13	13	15	13	49	53	29
Sr	274	375	386	3058	3373	3690	3118	11224	11750	7346
Y	4	7	3	5	6	10	6	24	28	12
Zr		1	1	2	7	6	5	11	16	6
Nb				1						
Ba	44	53	38	429	532	281	430	2424	2656	1081
La	13	8	5	28	29	34	35	224	233	113
Ce	24	17	10	59	63	80	74	511	534	260
Nd	10	9	5	26	28	36	29	209	228	101
Sm	4	3	1	4	5	7	5	39	43	22
Gd	3	2	3	5	6	9	8	34	46	20
Dy	6		3	4	9	10	6	32	42	20
Er		5							59	16
Th				9	9	10	9	30	33	16

Tab. A3.3: SRXRF-Mineraldaten (ppm), Hauptelemente (Gew.-%) mittels EMS analysiert.

Gestein	Karbonatit									
Mineral	Dolomit			Apatit						
Probe/Lok.	1535 Sev	1562 Pak		1503 Sev			1506 Sev		1547 Sev	
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	0,03	0,01	0,02				0,01		0,2	0,08
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01		0,02	0,02	0,02			0,01	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,01						0,01	
FeO	3,31	3,21	2,9	0,12	0,12	0,12	0,02	0,03	0,09	0,07
MnO	0,8	0,9	0,83	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,05
MgO	19,05	17,14	19,01	0,03	0,03	0,03				
CaO	29,5	26,01	27,28	52,6	52,6	52,6	53,62	53,34	54,36	53,06
Na <sub>2</sub> O		0,02	0,02	0,3	0,3	0,3			0,32	0,24
K <sub>2</sub> O		0,01								
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,01		42,47	42,47	42,47	42,08	42,56	42,44	42,65
Zn [ppm]	12	50	52	61	36	69				
Ga							6			4
Rb	42	126	138	32	39	41	69	81	29	39
Sr	10245	26752	21183	11553	11673	11190	17918	18774	9682	9946
Y	18	31	32	213	285	229	405	394	317	292
Zr	13		9	18	14	20	26	36	10	18
Nb				108	12	86				
Ba	1804	181	254	523	791	682	875	1036	167	174
La	129	47	41	1818	2379	1869	4793	4855	2459	1092
Ce	272	128	99	4579	5797	4652	12352	12413	5711	2552
Nd	115	60	58	2139	2643	2197	5525	5558	2350	1052
Sm	26	15	18	374	457	369	1068	1067	538	226
Gd	23	11	16	383	413	351	817	817	368	162
Dy	29		20	227	247	210	509	503	390	125
Er	15			303	242	230	317	324	160	60
Th	27	103	144	34	35	39	43	57	45	54

Gestein	Karbonatit									
Mineral	Apatit					Olivin				
Probe/Lok.	1547 Sev	1552 Sev		1562 Pak		1506 Sev			1535 Sev	
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	0,17	0,11	0,24	0,52		36,75	37,6	37,01	36,35	37,42
TiO <sub>2</sub>	0,01			0,01		0,01	0,01		0,02	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,01		0,01			0,04	0,01		0,01
FeO	0,03	0,03	0,06	0,01		27,01	27,03	26,3	29,53	25,76
MnO	0,03	0,01	0,01		0,03	1,45	1,42	1,41	1,48	1,64
MgO		0,03	0,05	0,03	0,01	34,16	33,6	34,12	32,36	36,18
CaO	51,93	53,97	54,99	54,58	50,36	0,02	0,1		0,02	0,05
Na <sub>2</sub> O	0,3	0,13	0,11	0,19	0,18		0,11	0,01	0,01	
K <sub>2</sub> O			0,01	0,01						
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	42,33	43,47	42,37	41,92	41,56					
Zn [ppm]				3		169	167	160	168	155
Ga						6	5			
Rb	52	8	9	8	112	18	17	11	11	6
Sr	10849	3261	3503	3458	30826	235	49	77	53	24
Y	439	118	131	116	1094	3	2			
Zr	21	20	26	17	24	3	13	55	3	
Nb						3	14	63	3	
Ba	79	291	456	350	956	111	197	96	30	40
La	1885	1076	1129	1138	449	15	14	10	7	4
Ce	4382	2443	2580	2546	1805	24	18	15	11	6
Nd	1815	911	975	964	1701	12	11	10	7	4
Sm	385	147	160	154	678	8	6	3	3	1
Gd	260	107	116	109	827	11	13	5	7	3
Dy	200	62	70	61	1140	21	16			
Er	108	25	28	27	393	34	44	14		
Th	82	38	44	40	110	24	22	10	6	1

Forts. Tab. A3.3: SRXRF-Mineraldaten (ppm), Hauptelemente (Gew.-%) mit EMS analysiert.

Gestein	Karbonatit									
Mineral	Olivin					Phlogonit				
Probe/Lok.	1535 Sev					1566 Sam		1535 Sev		1569 Sam
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	37.41	37.63	37.46	36.63	37.1	42.45	41.96	39.89	39.73	38.41
TiO <sub>2</sub>		0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,04	0,19	0,17	0,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01				0,01	0,01		11,72	11,57	16,68
FeO	25,62	25,72	25,07	25,27	24,68	1,97	2,01	4,55	4,66	4,72
MnO	1,57	1,46	1,47	1,54	1,54	0,06	0,07	0,02	0,06	
MgO	36,45	36,62	35,47	35,96	36,7	54,65	55,13	25,1	25,17	22,69
CaO	0,05	0,04	0,11	0,08	0,04	0,23	0,16	0,04	0,01	0,14
Na <sub>2</sub> O			0,01	0,01	0	0,01		0,86	0,73	0,22
K <sub>2</sub> O					0,01			8,2	7,91	9,78
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>										
Zn [ppm]	156	138	195	136	140	10	8	72	78	348
Ga			22			1	1	37	33	20
Rb	5	4	11	13	6			18	42	407
Sr	677	23	34	1734	34	1	1	2076	120	10
Y	2		2	3				4		2
Zr			1			1	7		6	2
Nb			1					28	22	32
Ba	361	90	45	697	31	9	6	59254	31934	3910
La	59	3	13	30	5	12	7	87	52	4
Ce	105	4	14	51	5	13	7	58	31	7
Nd	34	3	10	27	4	10	5	576	310	35
Sm	9	1	7	6	2	7	3	4		
Gd	7	4	19	9		7	3	14	5	2
Dy	9	8	47	12		18	13	63		6
Er			93			15	16			10
Th			19	10				5		3

Gestein	Karbonatit			
Mineral	Biotit			Amphibol
Probe/Lok.	1547 Sev			1552 Sev
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	35.16	35.75	35.06	55.5
TiO <sub>2</sub>	3,33	2,96	3,09	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,93	15,47	15,2	0,09
FeO	23,08	21,47	22,55	3,92
MnO	0,06	0,08	0,06	0,04
MgO	9,04	9,09	9,49	21,91
CaO	0,05	0,05	0,02	13,01
Na <sub>2</sub> O	0,21	0,12	0,16	2,36
K <sub>2</sub> O	8,3	9,39	7,26	0,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				
Zn [ppm]	207	216	229	52
Ga	18	21	21	2
Rb	159	184	183	16
Sr	74	69	173	1256
Y			2	8
Zr				71
Nb	63	78	82	26
Ba	9789	5141	7045	2674
La	22	8	14	37
Ce	23	3	11	80
Nd	90	47	69	49
Sm		1	1	6
Gd	5	4	7	8
Dy		3	5	10
Er		6	4	14
Th		7	8	4

Forts. Tab. A3.3: SRXRF-Mineraldaten (ppm), Hauptelemente (Gew.-%) mit EMS analysiert.

Gestein	Svenit									
Mineral	Biotit		Feldspat							
Probe/Lok.	1549 Sev		1549 Sev				1553 Sam			
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	33,29	68,66	68	70,03	67,41	59,61	59,29	59,73	69,75	
TiO <sub>2</sub>	3,57				0,02	0,04	0,02	0,01		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,17	18,53	19,15	19,56	18,86	20,41	20,51	19,67	19,64	
FeO	27,07	0,01	0,02		0,04	0,05	0,03	0,04	0,02	
MnO	0,47		0,01						0,01	
MgO	4,72				0,01					
CaO		0,18	0,39	0,32	0,07	0,01		0,01	0,05	
Na <sub>2</sub> O	0,04	11,23	11,32	11,13	11,42	2,12	1,08	1,12	11,8	
K <sub>2</sub> O	8,87	0,04	0,05	0,06	0,02	10,8	11,85	12,66	0,04	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,01	0,01			0,01			0,01	
Zn [ppm]	709				1	7				
Ga	26	16	20	16	15	12	18		16	
Rb	637	4	2	37	13	250	298	318	502	
Sr	5	407	479	770	315	4572	9071	8496	10737	
Y			5			2			9	
Zr		1								
Nb	261				2					
Ba	1253	107	49	1208	289	40268	95012	84140	73684	
La		3	3	4	3	34	117	65	70	
Ce		4	5	5	5	23	83	44	55	
Nd	6	3	3	13	4	430	1032	850	784	
Sm		2	1	1	1					
Gd		2	1	1	1			16	35	
Dy		6	2	3	3	87	129	111	192	
Er			2	4	5	32				
Th	18	1	1	3		11	53	48	47	

Gestein	Svenit									
Mineral	Feldspat					Muskowit				
Probe/Lok.	1561 Pak		1592 Sev				1549 Sev			
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	70,53	69,83	63,25	63,42	59,36	59,45	43,99	46,09	44,99	45,62
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,03	0,02	0,01	0,01		0,01	0,01	1,2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,93	19,79	19,36	19,39	24,78	25,16	32,73	34,79	35,41	33,41
FeO	0,04	0,04	0,07	0,04	0,13	0,16	3,71	2,4	3,12	4,05
MnO	0,01					0,01	0,02			0,02
MgO							0,18	0,06	0,11	0,22
CaO	0,08	0,06	0,32	0,39	6,18	6,27				0,02
Na <sub>2</sub> O	11,88	11,77	2,31	3,2	7,94	7,89	0,43	0,55	0,41	0,47
K <sub>2</sub> O	0,04	0,02	12,81	11,37	0,16	0,17	9,06	8,85	9,4	9,09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>									0,01	
Zn [ppm]	16	2			10	3	52	19	9	33
Ga	54	31	17	23	32	32	36	134	41	87
Rb	4	11	295	288	21	20	147	336	138	210
Sr	2200	3103	5421	5347	4091	4694	28	1019	223	344
Y	164	3	4	4	2	2				
Zr	505	8			3	2	1	3	2	5
Nb	795	7					69	3	9	186
Ba	110	157	8280	9502	331	485	489	9979	1383	996
La	13	7	11	12	12	14	1	13	2	3
Ce	35	8	7	10	11	10	1	6	1	2
Nd	35	3	79	94	7	7	6	99	13	10
Sm	10	2			2	1			1	1
Gd	17	2		4	2	4			1	2
Dy	18	3	42	37		7		12	5	5
Er	18	10	11	12		8			9	
Th	3	7	16	15	10	11	3		3	4

Forts. Tab. A3.3: SRXRF-Mineraldaten (ppm), Hauptelemente (Gew.-%) mit EMS analysiert.

Gestein	Svenit									
Mineral	Granat		Pyroxen						Titanit	
Probe/Lok.	1553 Sam		1553 Sam		1592 Sev		1592 Sev		1561 Pak	
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	35,69	35,48	52,29	52,69	50,75	51,04	48,92	49,91	31,17	30,18
TiO <sub>2</sub>	1,5	2,13	0,04	0,02	0,16	0,16	0,73	0,72	32,84	33,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,09	4,74	0,24	0,38	1,33	1,73	3,67	3,17	1,32	1,86
FeO	20,95	21,41	8,14	11,19	12,02	12,77	11,30	10,03	2,52	2
MnO	0,68	0,72	1,33	1,46	1,06	1,21	0,62	0,59	0,11	0,1
MgO	0,2	0,26	12,71	10,7	9,91	9,52	10,83	11,7		
CaO	32,93	33,39	24,65	24,02	22,76	22,82	22,20	22,44	26,42	27,42
Na <sub>2</sub> O	0,02		0,37	0,6	0,95	1,02	1,10	1,03	0,22	0,1
K <sub>2</sub> O										
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>										0,03
Zn [ppm]	42	16,8	379	367	299	323	311	139	1133	429
Ga	29	25,8				6	20	15	1088	498
Rb	2	4	4	41	13	8	9	3		
Sr	144	195,2	959	9956	2423	865	328	124	4625	4022
Y	255	283,2		14	2		38	13	8402	4482
Zr	1269	2017,2	12	154	77	99	266	164	16549	2340
Nb	10	4,75						2	54372	23330
Ba	95	597	128	258	615	70	41	20	235	158
La	31	45,8	17	177	719	8	59	13	693	351
Ce	234	357,4	36	341	1346	15	126	31	3239	1761
Nd	487	623,6	24	117	348	5	57	18	3971	2230
Sm	78	99,4	4	22	65	2	13	4	1111	611
Gd	116	128,8	10	18	42	4	17	7	1738	933
Dy	79	95,2	10	7		5	26	9	1889	977
Er	70	73,6	20	10		11	31	10	1207	657
Th	14	14,5	5	33	121	10	9	2	135	64

Gestein	Svenit			
Mineral	Titanit			
Probe/Lok.	1561 Pak		1592 Sev	
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	31,17	30,18	29,23	29,24
TiO <sub>2</sub>	32,84	33,93	35,95	36,85
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,32	1,86	1,45	1,37
FeO	2,52	2	1,62	1,35
MnO	0,11	0,1	0,1	0,14
MgO			0,04	0,03
CaO	26,42	27,42	27,21	27,58
Na <sub>2</sub> O	0,22	0,1	0,03	0,04
K <sub>2</sub> O			0,01	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0,03		
Zn [ppm]	1151	477	52	43
Ga	1107	510	54	45
Rb				
Sr	4497	3884	246	242
Y	8132	4351	2154	1892
Zr	15533	2280	2643	2376
Nb	52254	22588	2168	1885
Ba	238	150	5	16
La	690	345	2129	1957
Ce	3096	1662	7100	6473
Nd	3776	2103	4117	3658
Sm	1069	581	812	737
Gd	1684	903	795	717
Dy	1805	917	803	700
Er	1228	541	463	435
Th	150	60	161	143

Forts. Tab. A3.3: SRXRF-Mineraldaten (ppm), Hauptelemente (Gew.-%) mit EMS analysiert.

Gestein	Pyroxenit									
Mineral	Pyroxen									
Probe/Lok.	1551 Sev			1561 Pak				1586 Sam		
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	51,34	50,08	51,11	52,91	53,04	53,58	52,92	51,66	48,64	49,28
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,64	0,86	0,22	0,07	0,03	0,12	0,18	0,52	0,55
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,07	2,98	3,23	4,4	1,77	1,54	1,92	4,04	2,47	2,5
FeO	12,91	12,38	12,8	9,97	7,86	7,97	7,49	11,3	9	9,08
MnO	0,32	0,31	0,3	0,74	0,78	0,84	0,86	0,79	0,39	0,45
MgO	9,55	9,41	9,54	17,88	12,64	12,8	12,97	16,26	11,8	11,83
CaO	19,56	18,89	19,52	10,46	20,07	20,66	20,98	9,89	23,52	23,38
Na <sub>2</sub> O	3,15	3,32	2,92	2,8	2,84	2,59	2,4	2,85	0,68	0,68
K <sub>2</sub> O			0,01	0,3				0,28		
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>										
Zn [ppm]	71	68	72	300	235	236	203	397	89	90
Ga	8	9	11	6	6	2	7	15	6	10
Rb	12	2	3	12	5	6	3	5	3	5
Sr	220	204	213	3834	1225	1392	1059	989	999	836
Y	7	9	8	77	51	50	62	41	20	18
Zr	368	424	428	43	34	28	35	35	46	48
Nb	1		1	4	5	13		35		
Ba	275	26	52	715	31	102	24	77	121	145
La	11	14	12	803	94	136	72	40	15	14
Ce	25	30	24	1208	118	201	117	65	43	40
Nd	20	18	17	338	38	79	54	27	38	36
Sm	5	6	7	76	11	28	15	8	9	7
Gd	7	7	8	48	15	30	18	11	12	12
Dy	3	7	12	24	13	29	18	15	13	10
Er		15	11	19		33	20	21	12	5
Th	4	5	6	49	4	16	7	10	2	2

Gestein	Pyroxenit									
Mineral	Pyroxen							Apatit		
Probe/Lok.	1586 Sam				1596 Sam			1551 Sev		
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	49,87	48,69	49,81	49,8	51,35	51,06	48,36	0,24	0,11	0,24
TiO <sub>2</sub>	0,51	0,52	0,55	0,42	0,2	0,17	0,45			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,22	2,53	2,67	1,74	3,1	3,18	5,49			
FeO	8,98	9,01	9,19	8,33	6,65	6,97	6,12	0,02	0,11	0,05
MnO	0,43	0,39	0,44	0,42	0,06	0,05	0,07		0,04	0,03
MgO	12,34	11,82	12,27	12,78	13,87	13,63	13,01		0,01	
CaO	23,58	22,98	23,45	23,64	24,12	24,46	24,12	53,57	56,4	55,36
Na <sub>2</sub> O	0,68	0,66	0,7	0,57	0,36	0,34	0,38	0,11	0,13	0,1
K <sub>2</sub> O									0,01	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>								42,01	43,51	42,89
Zn [ppm]	90	98	94	92	164	160	137		22	
Ga	9	6	9	5	20	10	16			
Rb	5	5	3	5	2			10	41	15
Sr	925	1359	802	837	143	56	15	4073	4997	4345
Y	20	30	16	17	7	8	5	248	264	249
Zr	48	41	55	28	408	67	338	13	28	14
Nb					3	15				
Ba	86	54	43	129	608	304	198	25	551	43
La	16	51	12	16	43	41	8	998	1047	977
Ce	41	118	29	36	52	61	17	2151	2268	2127
Nd	35	80	27	31	46	64	14	975	1029	969
Sm	8	17	8	8	30	47	5	224	247	220
Gd	12	20	12	12	57	72	10	178	183	171
Dy	12	9	10	7	107	133	20	109	115	110
Er	10		13	10	65	66	22	86	75	77
Th	5	4	3	4	5	15	1	159	168	145

Forts. Tab. A3.3: SRXRF-Mineraldaten (ppm), Hauptelemente (Gew.-%) mit EMS analysiert.

Gestein	Pvroxenit									
Mineral	Apatit			Biotit			Feldspat			Epidot
Probe/Lok.	1551 Sev	1586 SSam		1551 Sev	1586 Sam		1586 Sam			1586 Sam
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	0.2	0.18	0.2	36.77	34.83	34.31	58.17	61.66	58.9	35.76
TiO <sub>2</sub>		0,00		2,11	1,53	1,54	0,04	0,24	0,03	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,01		14,41	13,7	13,31	19,51	19,72	19,04	18,91
FeO	0,05	0,08	0,05	19,01	26,33	26,04	0,08	1,2	0,13	13,95
MnO	0,04	0,03	0,04	0,33	0,47	0,5				0,06
MgO		0,00		13,8	7,92	8,19	0,01	0,06		0,01
CaO	53,19	54,59	53,19		0,05		0,02	0,19		16,32
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,00	0,12	0,32	0,05	0,04	0,61	2,46	0,85	0,01
K <sub>2</sub> O		0,00		9,49	8,62	8,63	11,83	9,86	12,26	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	42,86	43,19	42,86					0,02		0,02
Zn [ppm]	84	51	80	177	443,5	469				21
Ga	24		7	17	33	36	15	13	12	33
Rb		66	64	239	514	425	138	157	105	431
Sr	1597	16004	18531	12	106,5	27	6208	4525	4315	86585
Y	349	251	268	2	8	7		4	5	118
Zr	1390	57	65	1						179
Nb	2415			3	1	1				
Ba	13	71	37	6145	22679	18077	54548	41240	64720	705
La	629	1544	1467	12	31	26	41	45	64	806
Ce	1968	2953	2770	5	12,5	11	23	28	42	1691
Nd	1251	1350	1184	71	217	186	572	452	713	792
Sm	283	226	211	1	3	3		4	6	138
Gd	260	271	195	14	21	26		13	14	105
Dy	188	156	109	6	19	17	92	93	112	76
Er	121	181	64	16	26	67		53	80	143
Th	177	90	79	10	15	15	19	18	13	316

Gestein	Pvroxenit				
Mineral	Calcit			Allanit	
Probe/Lok.	1561 Pak	1586 Sam	1596 Sev	1561 Pak	
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]		0.02	0.01	32.09	31.93
TiO <sub>2</sub>			0.02	0.75	0.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.02	14.95	15.01
FeO	0,3	0,26	0,07	12,54	12,07
MnO	0,95	0,41		0,86	0,83
MgO	0,33	0,11	0,12	1,44	1,34
CaO	51,88	55,76	61,44	10,59	10,87
Na <sub>2</sub> O	0,01		0,02	0,12	0,08
K <sub>2</sub> O				0,01	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,01			0,02	0,00
Zn [ppm]	3	15	49	206	235
Ga	3	4		141	142
Rb	126	86		133	101
Sr	32701	16339	162	15275	14960
Y	137	15	4	860	970
Zr	31	35	1	174	177
Nb			2	58	37
Ba	286	7156	129	429	
La	26	17	14	144497	129240
Ce	45	7	23	238682	215212
Nd	22	74	24	68371	60057
Sm	2	3	16	18266	19794
Gd	5	4	24	8096	9998
Dy		112	47	2431	2847
Er		21		1641	1995
Th	62	43		5989	6258

Forts. Tab. A3.3: SRXRF-Mineraldaten (ppm), Hauptelemente (Gew.-%) mit EMS analysiert.

Gestein	Kalksilikatgestein									
	Mineral	Feldspat					Granat			
		1554 Sam		1555 Sam		1584 Sam		1554 Sam		1555 Sam
Probe/Lok.										
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	60,86	59,36	58,84	61,48	66,56	66,5	36,42	36,51	35,37	35,84
TiO <sub>2</sub>		0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,96	1,02	1,26	0,98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,94	19,84	19,51	19,34	18,48	18,35	10,83	10,58	2,71	3,3
FeO	0,04	0,02	0,02	0,13	0,01	0,01	14,14	14,65	23,51	23,13
MnO							0,83	0,87	0,72	0,61
MgO							0,18	0,21	0,11	0,1
CaO		0,02	0,01	0,01			34,29	33,82	33,28	33,14
Na <sub>2</sub> O	0,38	1,52	0,95	0,38	0,48	0,36	0,03	0,01	0,05	0,04
K <sub>2</sub> O	14,92	11,91	12,65	15	15,37	15,93				
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>					0,02					
Zn [ppm]				108	490	2	9	18	178	11
Ga	10			245	8	8	20	20	63	20
Rb	407	292	277	39	395	406	2			4
Sr	7224	7177	4369	445	68	64	29	139	1454	30
Y	5	8		2512		1	39	40	159	352
Zr	8	2		5082			567	723	5695	786
Nb				86			5	7	5301	8
Ba	18239	12656	21574	1678	1346	2228	68	132	142	62
La	13	14	21	172	8	8	2	8	1139	17
Ce	12	10	10	1047	6	7	23	49	3527	121
Nd	171	121	197	1669	17	26	63	151	1201	224
Sm				279	1	3	13	31	198	42
Gd	2	1	2	389	4	4	15	31	84	67
Dy	72	62	31	391			8	22	38	69
Er	14	10		251			6	25	16	57
Th	26	39	13	40	3	2	3		174	9

Gestein	Kalksilikatgestein										
	Mineral	Granat				Calcit	Pyroxen		Wollastonit		Titanit
		1580 Sam		1584 Sam			1580 Sam		1555 Sam		
Probe/Lok.											
SiO <sub>2</sub> [Gew.-%]	37,5	37,62	38,07	36,77	0,01	54,84	53,26	51,41	51,04	30,25	
TiO <sub>2</sub>	0,98	0,81	0,49	2,32		0,04	0,05			34,92	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,94	14,06	13,92	16,39		1,01	0,98			1,46	
FeO	9,86	9,89	10,26	3,15	0,02	3,49	3,02	0,29	0,21	1,87	
MnO	0,13	0,13	0,10	0,05	0,03	0,13	0,12	1,08	0,96	0,02	
MgO	0,34	0,26	0,06	1,98		16,3	16,39	0,02	0,01		
CaO	35,54	35,84	36,25	35,88	64,93	24,53	24,52	47,5	47,09	28,56	
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,01	0,35	0,01	0,48	0,46		0,01		
K <sub>2</sub> O	0,01		0,00				0,01		0,01	0,01	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>											
Zn [ppm]	10	10	4	54	3	393	301	11	2085	66	
Ga	25	47	21	8	1	3	3	2	9	22	
Rb	14	6	4		2	1	3	3	18		
Sr	3	41	105	116	688	32	32	677	896	564	
Y	88	20	20	53	3		1	36	2	239	
Zr	241	226	161	29	6	20	20	5	206	1552	
Nb	11	13	10	5			1			2391	
Ba	71	1900	44	4	7	106	184	83	55	118	
La	3	6	17	25	4	4	3	14	12	1107	
Ce	18	5	23	61	4	5	5	40	29	3501	
Nd	34	28	14	56	2	4	4	25	11	1521	
Sm	9	4	5	11	1	1	2	7	5	230	
Gd	19	12	9	23	2	1	2	6	8	137	
Dy	27	10	30	25	5	5	2	10	10	76	
Er	19	4	15	25		6	11	8	12	39	
Th	15	4	2	22	2	1	1		28	44	

Forts. Tab. A3.3: SRXRF-Mineraldaten (ppm), Hauptelemente (Gew.-%) mit EMS analysiert.

<b>Mineral</b>	<b>Calcit</b>								
Gestein	Karbonatit								
Probe/Lok.	1547 Sev					1552 Sev			
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,02	0,03	0,06	0,00	0,00	0,02	3,31
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
FeO	0,38	0,39	0,42	0,42	0,41	0,20	0,28	0,41	0,54
MnO	0,20	0,18	0,23	0,18	0,19	0,13	0,15	0,15	0,13
MgO	0,19	0,19	0,21	0,21	0,20	1,33	1,73	1,45	4,06
CaO	54,01	54,50	54,10	57,56	58,72	57,68	59,05	54,84	51,00
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,02	0,06	0,05	0,00	0,01	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00		
BaO	0,20	0,26	0,20	0,20	0,21	0,05	0,03	0,03	0,02
SrO	2,58	2,80	2,76	2,79	2,96	0,73	0,65	0,69	0,52
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,07	0,17	0,10	0,00	0,05	0,00	0,00	0,01
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	0,25	0,08	0,23	0,21	0,02	0,00	0,06	0,02
Summe	57,66	58,68	58,22	61,79	63,05	60,20	61,91	57,67	59,62

<b>Mineral</b>	<b>Calcit</b>	<b>Dolomit</b>		<b>Calcit</b>			
Gestein	Karbonatit			Pyroxenit			
Probe/Lok.	1552 Sev	1562 Pak		1561 Pak		1596 Sam	
SiO <sub>2</sub>	0,00	0,15	0,0052	0,0097	0,0141	0,02	0,02
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,0021	0,0022	0,0022	0,01	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,004	0,0031	0,0031	0,01	0,00
FeO	0,20	2,09	4,0289	0,2878	0,2798	0,00	0,07
MnO	0,16	0,25	0,8686	0,9283	0,9167	0,02	0,01
MgO	1,75	20,11	18,1901	0,4316	0,3909	0,03	0,14
CaO	55,04	30,57	26,496	51,9669	53,9036	61,87	62,15
Na <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,0136	0,0042	0,0042	0,01	0,03
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,0013	0,0034	0,0022	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,0035	0,0057	0,0031	0,00	0,00
BaO	0,04	0,00	0,0124	0,0483	0,0622	0,01	0,01
SrO	0,63	0,21	3,6506	6,406	6,254	0,02	0,00
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,2397	0,0454	0,0034	0,11	0,00
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,0356	0,0568	0,0017	0,00	0,02
Summe	57,83	53,43	53,55	60,1994	61,8412	62,11	62,45

Tab. A3.4: Daten zusätzlicher EMS-Messungen von Karbonaten.

Mineral	Apatit										
	Gestein	Karbonatit							Syenit		
		Probe/Lok.	1506 Sev			1547 Sev	1552 Sev			1553 Sam	
F		5,36	4,08	4,15						2,69	2,49
SiO <sub>2</sub>		0,01	0,01	0,00	0,16	0,33	0,24	0,52		1,00	0,76
TiO <sub>2</sub>					0,01			0,01		0,00	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>								0,01		0,42	0,00
FeO		0,06	0,04	0,03	0,03	0,05	0,06	0,01		0,16	0,25
MnO		0,05	0,07	0,06	0,01		0,01			0,01	0,00
MgO						0,06	0,05	0,03		0,00	0,00
CaO		52,90	53,30	53,34	50,79	54,84	54,99	54,58		53,18	54,44
Na <sub>2</sub> O					0,36	0,15	0,11	0,19		0,05	0,04
K <sub>2</sub> O							0,01	0,01		0,01	0,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		41,91	42,44	42,56	42,40	41,75	42,37	41,92		41,87	42,21
BaO							0,01			0,00	0,00
SrO					1,88	0,37	0,31	0,48		1,46	1,51
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,38	0,10	0,06	0,17		0,16	0,15
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,54	0,57	0,59	0,96	0,31	0,14	0,56		0,62	0,60
Summe		100,83	100,51	100,73	96,98	97,96	98,36	98,49		101,64	102,47

Mineral	Apatit		Olivin		
	Pyroxenit		Karbonatit		
	Probe/Lok.	1551 Sam	1506 Sev		
F	1,95	3,53			
SiO <sub>2</sub>	0,20	0,23	37,50	37,60	36,03
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,01	0,08	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,01	0,01	0,00
FeO	0,05	0,10	21,75	25,98	24,78
MnO	0,04	0,02	1,82	1,56	1,24
MgO	0,00	0,00	37,60	36,67	32,23
CaO	53,19	53,54	0,19	0,02	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,12	0,01	0,00	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	42,86	42,69			
BaO	0,00	0,00			
SrO	0,29	0,36			
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,07	0,10			
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,22	0,23			
Summe	99,01	100,97	98,97	101,86	94,33

Tab. A3.4: Daten zusätzlicher EMS-Messungen von Apatiten und Olivinen.

Mineral	Phlogopit							Biotit	
	Karbonatit							Syenit	Pyroxenit
	Probe/Lok.	1506 Sev			1552 Sev		1569Sam	1549 Sev	1586 Sam
F	2,62	2,78	2,70	0,42			0,56	0,28	0,21
SiO <sub>2</sub>	38,65	38,80	38,72	38,51	41,66	42,02	43,03	32,22	35,00
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,17	0,17	0,19	0,41	0,43	0,50	3,65	1,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,04	11,98	12,01	11,99	9,17	9,36	12,02	16,99	12,53
FeO	5,34	4,92	5,13	5,15	10,22	9,20	3,60	28,16	24,99
MnO	0,06	0,04	0,05	0,04	0,01	0,00	0,01	0,50	0,54
MgO	24,04	23,84	23,94	23,58	23,69	23,75	25,81	4,39	9,26
CaO	0,01	0,02	0,02	0,00	0,22	0,25	0,08	0,00	0,01
Na <sub>2</sub> O	1,01	1,07	1,04	1,13	0,12	0,06	0,13	0,07	0,03
K <sub>2</sub> O	7,30	7,45	7,38	7,01	9,52	9,72	10,32	8,71	9,08
BaO					0,16			0,18	0,78
Summe	91,24	91,07	91,16	88,02	95,18	94,79	96,06	95,15	93,77

Mineral	Amphibol				
	Karbonatit				
	Probe/Lok.	1552 Sev			
SiO <sub>2</sub>	59,34	56,18	55,45	57,57	57,08
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,48	0,48	0,01	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,46	0,34	0,04	0,07
FeO	2,65	2,56	2,13	2,52	5,62
MnO	0,04	0,05	0,02	0,03	0,08
MgO	24,35	23,68	23,12	23,14	21,43
CaO	12,06	8,07	7,85	11,1	9,18
Na <sub>2</sub> O	1,33	4,42	4,08	1,34	2,54
K <sub>2</sub> O	0,43	2,16	2,51	0,43	0,7
ThO <sub>2</sub>	0,04	0,01	0,03		
UO <sub>3</sub>	0,14	0,37	0,49		
Summe	100,46	98,44	96,5	96,18	96,72

Mineral	Granat						
	Syenit			Kalksilikat			
	Probe/Lok.	1553 Sam		1584 Sam			
SiO <sub>2</sub>	35,28	35,37	35,68	37,90	38,54	37,59	38,25
TiO <sub>2</sub>	1,89	1,99	2,24	0,36	0,48	0,58	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,15	6,04	5,46	13,91	14,33	13,57	13,88
FeO	19,18	19,87	20,21	10,08	10,04	10,43	10,47
MnO	0,79	0,87	0,72	0,07	0,11	0,12	0,10
MgO	0,23	0,29	0,29	0,06	0,08	0,06	0,05
CaO	33,37	32,82	33,11	36,18	36,31	36,11	36,40
Na <sub>2</sub> O	0,04	0,03	0,04	0,00	0,00	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,08	0,09	0,20	0,06	0,05	0,05	0,04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,01	0,00	0,04	0,03	0,03	0,05
Summe	97,02	97,39	97,96	98,67	99,96	98,57	99,78

Tab. A3.4: Daten zusätzlicher EMS-Messungen von Phlogopiten, Biotiten, Amphibolen und Granaten.

Mineral	Pyroxen							
	Gestein							
	Pyroxenit							
Probe/Lok.	1561 Pak	1586 Sam			1596 Sam			
SiO <sub>2</sub>	52,64	48,71	48,60	50,60	50,42	49,52	49,83	48,33
TiO <sub>2</sub>	0,13	0,53	0,51	0,46	0,47	0,45	0,41	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,12	2,49	2,58	1,97	5,30	4,96	5,41	5,82
FeO	10,91	9,14	9,33	8,59	6,68	6,45	6,12	6,29
MnO	0,75	0,39	0,39	0,42	0,02	0,05	0,06	0,05
MgO	16,99	11,93	11,84	12,71	13,28	13,24	13,27	12,66
CaO	10,05	22,99	23,37	23,62	24,18	24,16	24,19	23,81
Na <sub>2</sub> O	2,63	0,65	0,66	0,64	0,36	0,39	0,37	0,37
K <sub>2</sub> O	0,26	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,04	0,04	0,07	0,05	0,02	0,01	0,01	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,03	0,00	0,00	0,02	0,04	0,03	0,01
Summe	97,54	96,90	97,35	99,06	100,76	99,28	99,70	97,88

Mineral	Feldspat								
	Gestein								
	Karbonatit					Syenit			
Probe/Lok.	1547 Sev				1549 Sev				
SiO <sub>2</sub>	67,99	67,55	66,53	68,38	67,85	65,96	65,73	66,38	67,43
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,03	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,10	19,96	19,65	19,73	19,52	17,74	19,57	19,39	18,73
FeO	0,03	0,03	0,02	0,07	0,04	0,02	0,08	0,04	0,09
MnO	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
MgO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	0,28	0,42	0,21	0,40	0,17	0,00	0,42	0,34	0,42
Na <sub>2</sub> O	11,39	11,24	11,55	11,14	11,39	11,12	10,89	10,99	11,02
K <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,03	0,05	0,02	0,04	0,04	0,09	0,03
BaO	0,36	0,31	0,17	0,41	0,12	0,01	0,03	0,02	0,05
Summe	100,18	99,54	98,16	100,19	99,14	94,91	96,78	97,27	97,80

Mineral	Feldspat								
	Gestein								
	Syenit								
Probe/Lok.	1549 Sev		1561 Pak		1553 Sam		1592 Sam		
SiO <sub>2</sub>	70,38	68,40	67,796	70,3381	59,6063	56,0048	63,7634	62,9823	63,4239
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,01	0,0036	0,0094	0,0385	0,039	0,0345	0,0298	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,59	18,28	19,211	20,1473	20,4091	20,6004	19,6093	19,888	19,3943
FeO	0,01	0,00	0,0519	0,0486	0,045	0,1728	0,2332	0,0094	0,0405
MnO	0,01	0,01	0,0016	0,0016	0,0016	0,0016	0,0016	0,0016	0,0016
MgO	0,00	0,00	0,0032	0,0061	0,0032	0,0032	0,003	0,003	0,003
CaO	0,19	0,00	0,111	0,0619	0,0106	0,0517	0,0288	0,9658	0,3902
Na <sub>2</sub> O	11,12	11,01	11,3098	11,9212	2,1244	0,5157	0,4361	4,1983	3,1986
K <sub>2</sub> O	0,03	0,04	0,038	0,0316	10,7985	11,5948	14,7384	9,5896	11,3708
BaO	0,02	0,00	0,032	0,003	6,5366	9,908	1,8792		
Summe	101,37	97,77	98,5581	102,5688	99,5738	98,892	100,7275	97,6678	97,8429

Tab. A3.4: Daten zusätzlicher EMS-Messungen von Pyroxenen und Feldspäten.

Mineral	Magnetit								
	Gestein	Karbonatit						Syenit	
		Probe/Lok.	1552 Sev			1503 Sev		1506 Sev	1592 Sev
SiO <sub>2</sub>		0,05	0,05	0,01	0,05	0,05	0,02	0,06	
TiO <sub>2</sub>		0,04	0,03	0,01	0,04	0,07	0,12	1,75	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,01	0	0,16	0,15	0,00	0,02	
FeO		89,73	90,45	91,42	91,76	91,99	91,90	89,56	
MnO		0,01	0	0,02	0,04	0,04	0,08	0,96	
MgO		0,04	0,04	0,07	0,15	0,15	0,15	0,01	
CaO		0,01	0,01	0,02	0	0,01	0,49	0,06	
Na <sub>2</sub> O		0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	
K <sub>2</sub> O			0,01				0,01	0,01	
BaO		0,01	0,01						
SrO			0,08		0,03	0,04			
ThO <sub>2</sub>		0,05	0,05		0,04	0,01			
Summe		89,96	90,75	91,56	92,29	92,53	92,78	92,44	

Mineral	Zirkonolith		Baryt		Ba-Phlogopit	
	Gestein	Karbonatit				
		Probe/Lok.	1552 Sev		1562 Pak	
F					1,59	
SiO <sub>2</sub>			0,01	0,01	36,14	
TiO <sub>2</sub>		25,53	24,46	0,18	0,18	1,49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,01	0,00	0,24	0,23	14,82
FeO		6,79	6,92	0,01	0,00	9,61
MnO		0,12	0,10	0,00	0,00	0,05
MgO		0,30	0,35	0,01	0,01	19,26
CaO		11,86	10,50	0,02	0,03	0,01
Na <sub>2</sub> O				0,13	0,14	0,83
K <sub>2</sub> O				0,01	0,00	6,13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				0,00	0,00	0,00
BaO		0,19	0,14	54,06	52,64	7,05
SrO		0,05	0,10	8,23	7,51	0,00
ZrO <sub>2</sub>		32,27	28,92			
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		8,66	8,09			
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,07	0,11	0,00	0,00	0,00
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		0,85	0,98	12,98	12,74	1,64
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		2,12	2,64			
PbO		0,19	0,48			
ThO <sub>2</sub>		4,16	6,58			
UO <sub>3</sub>		1,08	1,66			
Summe		94,25	92,03	75,86	73,48	98,60

Tab. A3.4: Daten der EMS-Messungen von Mineralen, deren Analyse mittels SRXRF nicht möglich ist.

Mineral Probe	Monazit					
	1567 Karbonatit					
Messpunkt	M1567a-1	M1567a-2	M1567a-3	M1567a-4	M1567a-5	M1567a-6
SiO <sub>2</sub>	0,782	0,775	0,749	0,792	0,781	0,774
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	27,609	27,653	27,819	27,061	26,764	27,454
CaO	0,425	0,456	0,361	0,403	0,406	0,413
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,071	0,061	0,072	0,049	0,065	0,058
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,650	19,560	19,511	19,744	19,021	19,887
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,900	36,806	36,971	35,534	35,496	35,904
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,879	3,876	3,776	3,915	3,832	3,960
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,567	6,529	6,553	6,606	6,464	6,716
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,597	0,630	0,553	0,577	0,592	0,586
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,111	0,118	0,132	0,146	0,125	0,125
PbO	0,063	0,043	0,046	0,048	0,049	0,040
ThO <sub>2</sub>	1,476	1,500	1,501	1,460	1,474	1,464
UO <sub>3</sub>	0,016	0,011	0,011	0,014	0,009	0,013

Mineral Probe	Monazit					
	1565 Karbonatit					
Messpunkt	M6-9	M6-10	M9-2	M9-3	M7-2	M7-3
SiO <sub>2</sub>	0,870	1,044	0,736	0,671	1,007	1,012
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	27,627	26,180	26,489	26,937	27,548	26,553
CaO	0,090	0,331	0,336	0,142	0,341	0,288
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,056	0,045	0,069	0,058	0,021	0,050
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,733	20,858	20,808	21,660	21,180	21,166
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,920	33,930	36,154	37,070	35,352	28,578
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,884	3,391	1,877	3,672	3,465	3,386
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,539	5,539	6,236	6,065	5,606	5,623
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,560	0,386	0,545	0,484	0,451	0,380
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,111	0,089	0,161	0,097	0,067	0,082
PbO	0,056	0,116	0,005	0,029	0,086	0,110
ThO <sub>2</sub>	1,857	3,348	0,864	0,951	2,627	2,805

Mineral Probe	Monazit					
	1565 Karbonatit					
Messpunkt	M7-4	M17-1	M12-1	M8-2	M1-4	M1-5
SiO <sub>2</sub>	0,993	0,711	0,960	1,066	1,034	1,056
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	26,384	27,218	26,534	26,972	27,069	27,454
CaO	0,279	0,177	0,237	0,332	0,364	0,369
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,045	0,032	0,022	0,033	0,058	0,054
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,012	20,428	21,030	20,812	20,679	21,789
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	35,111	35,808	35,236	34,803	34,930	34,485
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,333	3,670	3,409	3,429	3,277	3,600
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,362	5,897	5,471	5,496	5,408	5,882
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,388	0,470	0,371	0,414	0,398	0,409
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,067	0,087	0,079	0,101	0,086	0,089
PbO	0,081	0,060	0,091	0,108	0,112	0,085
ThO <sub>2</sub>	2,757	2,038	2,796	3,373	3,365	2,818

**Tab. A3.5:** Daten der EMS-Analysen an Monaziten aus dem Karbonatit des Pakkanadu-Komplexes (Mittelwerte aus jeweils 8-10 Messungen).

Mineral Probe	Monazit			
	1565 Karbonatit			
Messpunkt	M1-6	M1-7	M1-8	M1-9
SiO <sub>2</sub>	1,014	1,003	1,051	0,819
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	26,901	25,023	24,988	27,095
CaO	0,376	0,124	0,077	0,107
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,026	0,034	0,034	0,062
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,353	21,825	21,584	19,909
Ce <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34,051	34,850	34,930	34,702
Pr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,531	3,599	3,367	3,976
Nd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,776	5,806	5,592	6,735
Sm <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,437	0,404	0,374	0,709
Gd <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,103	0,073	0,095	0,182
PbO	0,099	0,063	0,084	0,078
ThO <sub>2</sub>	3,068	2,778	3,013	2,305

**Forts. Tab. A3.5:** Daten der EMS-Analysen an Monaziten aus dem Karbonatit des Pakkanadu-Komplexes (Mittelwerte aus jeweils 8-10 Messungen).