

DER PLUTON VON ROMEU

Petrologie, Geochemie und Geochronologie eines

Leukogranitmassivs in Nordost-Portugal

Inaugural--Dissertation

vorgelegt am Fachbereich Geowissenschaften

der Freien Universität Berlin

zur Erlangung des akademischen Grades eines

Dr. rer. nat.

Dipl.-Geol.

Carin M. Wallfass

Berlin 1990

1. Gutachter Prof. Dr. L.J.G. Schermerhorn

2. Gutachter Prof. Dr. F.K. List

Tag der Disputation: 14. Juni 1990

ZUSAMMENFASSUNG

Untersuchungen zur Repräsentativität der geochemischen Analysen mittels Röntgenfluoreszenzspektrometrie und der damit verbundenen Probenaufbereitung bildeten den *ersten Teil* dieser Arbeit; sie resultierten in neuen Aufbereitungsvorschriften für unser geochemisches Labor.

Der *Hauptteil* dieser Arbeit ist der *petrologisch-geochemischen Untersuchung eines Leukogranitmassivs* in der zentraliberischen Zone – einer Struktureinheit der Varisziden – in Nordost-Portugal gewidmet. Der Pluton von Romeu bedeckt ein Gebiet von ca. 50 km² und ist diskordant in silurisch-ordovizische Metasedimente und -vulkanite intrudiert, die das Massiv von Morais umgeben. Es handelt sich um das Dach eines Granits, der hauptsächlich aus zwei Leukogranitvarietäten besteht: der biotithaltige, porphyrische Cernadelagranit wird vom nicht porphyrischen Romeugranit, einem reinen Muskovitgranit, durchschlagen und umgeben. Folglich ist letzterer jünger als der Cernadelagranit. Zwischen beiden Einheiten gibt es sowohl Übergänge als auch scharfe Grenzen. Der Magmenaufstieg erfolgte nach der herzynischen Hauptphase, jedoch syntektonisch bzgl. der letzten herzynischen Deformationsphase. Entlang tektonischer Schwächezonen, die meist in NNE-SSW-Richtung streichen, drangen zahlreiche Quarzgänge, untergeordnet auch Pegmatitgänge, in den bereits verfestigten Granit und dessen Nebengestein ein. In ihrer Nähe ist der Granit alteriert und manchmal an Elementen wie Nb, W, Sn und Cs angereichert. Elementspektren beider Granittypen zeigen extreme Rb-Anreicherung und starke Verarmung an Sr, Ba, Zr, Ti, La, Ce und Th. Leicht erhöhte Gehalte weisen auch Li, F, P, Sn und Cs auf. Dieses Elementmuster ist für mit Sn-W-Mineralisation assoziierte Granite typisch. Möglicherweise bestand daher vor der Erosion in der Dachumhüllung des Plutons eine Sn-Lagerstätte. Erhöhte U-Gehalte sind eindeutig sekundärer Natur. Trotz geringer absoluter Unterschiede der Elementgehalte, zeigen die Trends eindeutig eine Differentiationsfolge vom Cernadela- zum Romeugranit. Diese wird auch durch geländegeologische und petrographische Befunde belegt.

Das mit der Rb-Sr-Methode radiometrisch bestimmte Gesamtgesteinsalter des Plutons (20 Proben) beträgt 296 ± 7 Ma (Initialverhältnis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.727 \pm 0.006$); der Altersunterschied zwischen beiden Varietäten liegt innerhalb der Fehlergrenze.

Trotz S-Typ-Charakteristika – hohes Sr-Isotopen-Initialverhältnis und Peralumininität – sprechen alle Befunde für eine Genese des Romeuplutons durch *Fraktionierung aus einem Granitmagma*.

Die Basis für die Auswertung von 128 geochemischen Granitanalysen mit multivariaten statistischen Methoden bildete ein äquidistantes (hexagonales) Beprobungsgitter mit Punkten im Abstand von 500 m; insgesamt wurden an 239 Stellen im Granit Proben entnommen und davon 226 geochemisch analysiert (10 Haupt- und 26 Spurenelemente); von 40 Granitproben wurden die Li- und F-Gehalte ermittelt.

SUMMARY

The first part of this thesis consists of an evaluation of the *accuracy and sampling variance of geochemical analyses* by X-Ray Fluorescence Spectrometry and of sample preparation techniques practised by this laboratory. This work has resulted in the adoption of new, revised sample preparation procedures.

The main part of the thesis is dedicated to a *petrological-geochemical study of a leucogranite massif*, the Romeu pluton, in the Central Iberian Zone of NE Portugal - one of the structural units of the Variscan fold belt. The Romeu pluton, covering an area of approx. 50 km², crosscuts Silurian-Ordovician metasediments, and metavolcanics surrounding the Morais complex. The exposed roof of the granite is comprised of two principal leucogranite units: the Cernadela Granite and the Romeu Granite proper. The former is a biotite-bearing, porphyritic leucogranite, which is crosscut and enveloped by the latter, a nonporphyritic muscovite granite: thus the Romeu Granite postdates the Cernadela Granite. The contacts between the two granites are either sharp or gradational by way of a transitional zone. The granites are younger than the main Hercynian orogeny but syntectonic with the last Hercynian phase. Along zones of tectonic weakness which generally trend NNE-SSW, numerous quartz veins, and few pegmatite veins, cut the granite and its country rock. The granite adjacent to such veins is altered and occasionally enriched in elements such as Nb, W, Sn and Cs. Element profiles for the two granites show extreme enrichment in Rb and strong depletion in Sr, Ba, Zr, Ti, La, Ce and Th. Mild enrichment is shown by Li, F, P, Sn, and Cs, whilst U enrichment is clearly secondary. This pattern is typical for granites associated with Sn-W-mineralization, and it seems probable, therefore, that the original country rock cover of the pluton, before its removal by erosion, contained Sn deposits. Though their element contents differ slightly, evolutionary trends are clearly consistent with the notion that both granites form part of a differentiation sequence from Cernadela Granite to Romeu Granite. This is confirmed by fieldgeological and petrographic data.

The Rb-Sr whole rock age of the pluton (20 samples) is 296 ± 7 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial = 0.727 ± 0.006): the age difference between the two granites lying within the margin of error.

Although these leucogranites show typical S-type characteristics, such as high initial Sr and peraluminicity, the available evidence is consistent with an origin by *fractionation of a granite magma*.

A total of 239 granite samples were collected, of which 226 were analyzed for 10 major elements and 26 trace elements, and 40 for Li and F. Of those analyses 128 samples were collected utilizing an equidistant (hexagonal) sampling net of 500 m intervals, and their chemistry was evaluated using multivariate statistical methods.

RÉSUMÉ

Des recherches sur la représentativité des analyses géochimiques par spectrométrie de fluorescence X et sur la préparation d'échantillons constituent la première partie de ce travail; elles ont abouti à de nouvelles règles de préparation pour notre laboratoire géochimique.

La partie principale de ce travail comporte l'étude pétrologique et géochimique d'un massif de leucogranite dans la zone ibérique centrale, une unité tectonique des Variscides, dans le NE du Portugal. Le pluton discordant de Romeu couvre une surface d'environ 50 km². Il est intrusif dans les métasédiments et métavulcanites d'âge siluro-ordovicien qui entourent le complexe de Morais. C'est le toit d'un granite qui se compose de deux variétés principales de leucogranite: le granite de Cernadela, à biotite, légèrement porphyroïde, qui est intrudé et entouré par le granite de Romeu, un granite à muscovite, sans biotite, non porphyroïde. Entre ces deux unités il existe aussi bien des zones de transition que des contacts brusques. La mise en place du pluton devant l'orogénèse hercynienne est syntectonique relatif à la dernière phase hercynienne. Le long des zones de faille tectonique, généralement à direction NNE et SSO, de nombreux filons de quartz et quelques filons de pegmatite ont pénétré dans le granite consolidé et son enveloppe. Celui-ci se trouve altéré et parfois enrichi d'éléments comme le Nb, le W, le Sn et le Cs. Peut-être exista-t-il avant l'érosion de l'enveloppe du toit des minéralisations stannifères. Ceci est suggéré par les spectres chimiques qui sont typiques pour les granites minéralisés: les deux leucogranites sont extrêmement enrichis en Rb et fortement appauvris en Sr, Ba, Zr, Ti, La, Ce et Th. Le Li, le F, le P, le Sn et le Cs montrent un faible enrichissement. Les teneurs élevées d'U sont secondaires. Quoique les teneurs dans les deux leucogranites soient à peu près identiques, les trends montrent clairement une évolution du granite de Cernadela au granite de Romeu. Ceci est confirmé par les données de géologie et pétrographie.

Le pluton (20 échantillons) est daté par la méthode Rb-Sr à 296 ± 7 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ primaire = 0.727 ± 0.006); la différence d'âge entre les deux variétés de granite est inférieure à la marge d'erreur.

Bien que ces leucogranites montrent des caractéristiques de type S (peraluminosité, Sr primaire élevé) les données favorisent une genèse par fractionnement d'un magma granitique.

Des 239 échantillons de granites prélevés, et 226 ont été analysés (10 éléments principaux et 26 éléments en trace et de 40 échantillons le Li et le F). 128 viennent d'un réseau d'échantillonnage équidistant (hexagonal) à des intervalles de 500 m. Ceux-ci ont été évalués avec les méthodes de la statistique multivariée.

VORWORT

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Mineralogie des Fachbereichs Geowissenschaften der Freien Universität (FU) Berlin angefertigt. Vergabe und Betreuung dieser Arbeit erfolgten durch Herrn Prof. Dr. L.J.G. Schermerhorn in seiner Eigenschaft als Leiter des Projektes "Ibergranite" der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG), für das ich von 1982 bis 1984 als Wissenschaftliche Mitarbeiterin tätig war. In dieser Zeit erfolgten Kartierung und geochemische Beprobung des untersuchten Gebietes sowie erste Laboruntersuchungen.

1982 begannen Prof. Schermerhorn und ich den Aufbau eines modernen geochemischen Labors im Institut. Dies beinhaltete hauptsächlich die Erstellung und Optimierung der einzelnen Aufbereitungsgänge für die Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA), einschließlich deren Überprüfung auf Repräsentativität anhand der Analysenergebnisse sowie die Programmierung der neuen RFA-Anlage, den Aufbau einer Destillationsanlage für die Fluorbestimmung und die Entwicklung der rechnergestützten Auswertung der Analysendaten.

Wegen der sich hinausschiebenden Abgabe der endgültigen Arbeit veröffentlichte ich in Absprache mit Prof. Schermerhorn die wesentlichsten Ergebnisse meiner Untersuchungen 1985, 1987 und 1988 in verschiedenen Fachzeitschriften.

Da die zeitraubenden Untersuchungen zur Repräsentativität der Gesteinsanalysen einen wesentlichen Teil meiner Arbeit darstellen, sollen sie in diese Dissertation einbezogen werden, obwohl – als eine Art Pilotprojekt zum Nutzen der ganzen Arbeitsgruppe gedacht – die Niederschrift der Ergebnisse jetzt eigentlich zu spät erfolgte, hätten sie nicht bereits Niederschlag in den neu erstellten Aufbereitungsvorschriften gefunden.

DANKSAGUNGEN

Für die Betreuung der vorliegenden Arbeit, die Vermittlung der Arbeitsmöglichkeiten in Portugal und im Z.W.O.-Labor für Isotopengeologie in Amsterdam, Ansporn zu meinen Veröffentlichungen sowie für anregende Diskussionen, bereitwillige Überlassung eigener Geräte und Einweisung in die rechnergestützte Verarbeitung geochemischer Daten, danke ich meinem Doktorvater Prof. Dr. L.J.G. Schermerhorn besonders herzlich.

Meinem Zweitgutachter, Prof. Dr. F.K. List, der schon meine Diplomarbeit betreute, danke ich für seinen Rat und seine freundliche Bereitschaft, sich meiner Arbeit anzunehmen.

Des weiteren gilt mein Dank den im folgenden aufgeführten Institutionen, Wissenschaftlern und Mitarbeitern:

Die DFG leistete erhebliche finanzielle Unterstützung bei drei Geländereisen nach Portugal und zwei Aufenthalten im Z.W.O.-Labor für Isotopengeologie in Amsterdam (Holland).

Das Geologische Landesamt von Portugal (Serviços Geológicos de Portugal, Lissabon) genehmigte die Geländearbeiten, übernahm den Transport und die Verfrachtung der Proben, außerdem war es bei der Beschaffung von Karten und Luftbildern behilflich. Die Mitarbeiter Prof. Dr. A. Ribeiro und Dr. M.L. Ribeiro besuchten mich im Arbeitsgebiet und waren stets zu Gesprächen bereit.

Im Z.W.O. Laboratorium voor Isotopen-Geologie (die Z.W.O. ist eine der DFG ähnliche Institution) in Amsterdam (Holland) wurde mir für die Dauer von insgesamt zwei Monaten die Möglichkeit gegeben, 23 Granitproben für die Altersbestimmung aufzubereiten und ihre Messung am Massenspektrometer selbst durchzuführen, wofür ich auch dem Direktor des Labors, Prof. Dr. H.N.A. Priem, zu Dank verpflichtet bin.

Herr Dr. E. Hebeda übernahm die Betreuung am Massenspektrometer und stand immer für anregende Gespräche zur Verfügung. Ihm und seiner ganzen Familie bin ich besonders verpflichtet für die spontane und sehr herzliche Aufnahme in ihrem Haus, als es keinen Platz mehr im Gästehaus der Universität gab.

Dr. E.A.Th. Verdurmen führte die Messung meiner Proben mit der RFA durch und half bei Versuchen, Schmelzlinge auf verschiedene Arten herzustellen. Drs. R.H. Verschure verwendete viel Zeit auf die Gewinnung von Gesteinspulver mit Hilfe eines von ihm gebauten Mikrobohrgerätes und die Analyse des Pulvers mittels Röntgendiffraktometrie. R.J. Smeets half mir intensiv bei der Präparateherstellung für die radiometrische Altersbestimmung im Clean-room-Labor, wie auch L. IJst bei der Aufbereitung und Mineraltrennung und B. Voorhorst bei der Messung am Massenspektrometer.

Dr. T.C. Liew vom Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz nahm die Bestimmung von Neodym- und Samarium-Isotopen zweier Granitproben vor.

FU Berlin:

Im hiesigen Institut für Mineralogie ermöglichte Prof. Dr. A. Willgallis Mineralbestimmungen mit der Mikrosonde und die Analyse von Lithium mit der AAS und Prof. Dr. W. Franke Mineralbestimmungen mit dem Röntgendiffraktometer. Alle Mitarbeiter in Labor und Werkstatt waren mir behilflich. Herr Dipl.-Geol. S.A. Peighambari half mit viel Sorgfalt bei der Gesteinsaufbereitung. Die Diplomanden Frau K. Asch und Herr F. Nebe nahmen die Mineraltrennung und -analyse zweier Granitproben vor.

Herr Dr. W. Dreissig vom Institut für Kristallographie erlaubte mir freundlicherweise die Benutzung der VAX-Computeranlage über die finanzierte Mitbenutzungszeit unseres Instituts hinaus.

Priv.-Doz. Dr. G. Schneider vom Institut für Anorganische und Analytische Chemie analysierte einige Präparate mit der RFA.

Frau B. Albertz vom Institut für Angewandte Geologie half bei der Bestimmung von Lithium mit der AAS und beim Aufbau einer Destillationsanlage zur Fluorbestimmung im hiesigen Institut.

Weiterhin war mir Herr Dipl.-Geol. H. Fuchs der Arbeitsgruppe Fernerkundung des gleichen Instituts eine große Hilfe bei der Anwendung von Programmen zur geochemischen Datenverarbeitung.

Bei der Auswertung der Analysendaten mittels multivariater Statistik unterstützten mich Herr Dr. H. Burger und Herr Dipl.-Geol. J. Tietze der Arbeitsgruppe Mathematische Geologie des Instituts für Allgemeine Geologie.

An dieser Stelle, jedoch nicht zuletzt, möchte ich meinen lieben, immer hilfsbereiten Freunden herzlichst danken:

Frau Dipl.-Ing., Dipl.-Geogr. C.A.M. Bednarz trug durch jahrelange Anteilnahme an meiner Arbeit, Beratung in allen kartographischen Fragen und Anfertigung von Zeichnungen und Beschriftung sehr zu dieser bei. Herr B. Gans las unermüdlich und professionell Korrektur. Zudem erleichterte er die Arbeit ungemein durch den großzügigen Kauf eines Personal Computers nebst Drucker.

INHALTSVERZEICHNIS

ZUSAMMENFASSUNG	3
SUMMARY	4
RÉSUMÉ	5
VORWORT - DANKSAGUNGEN	6
ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS	11
1. EINLEITUNG	12
1.1 Aufgabenstellung	12
1.2 Das Arbeitsgebiet	
1.2.1 Lage - Klima - Fauna - Flora - Menschen	12
1.2.2 Geologische Übersicht- Bisherige Bearbeitung	15
1.3 Methodik	18
1.3.1 Geländearbeiten	19
1.3.2 Laborarbeiten	20
2. UNTERSUCHUNGEN ZUR QUALITÄT DER GEOCHEMISCHEN ANALYSEN	24
2.1 Einleitung	24
2.2 Aufbereitung	25
2.3 Analyse	28
2.3.1 Reproduzierbarkeit	28
2.3.2 Genauigkeit	34
2.4 Zusammenfassung der Ergebnisse	38
3. GEOLOGIE UND TEKTONIK	39
3.1 Pluton und Nebengestein	39
3.1.1 Granittypen	44
3.1.2 Granittektonik	48
3.2 Herzynische Deformationsphasen	49
3.3 Postherzynische Scherzonen	50
3.4 Zusammenfassung der Ergebnisse	52
4. PETROGRAPHIE UND MINERALOGIE	53
4.1 Granitvarietäten	53
4.2 Nebengestein	57
5. GEOCHEMIE DES ROMEUPLUTONS	59
5.1 Gesamtgestein	59
5.1.1 Hauptelemente	61
5.1.2 Spurenelemente	63
5.1.3 Elementstreuung innerhalb räumlich eng begrenzt genommener Proben	71
5.1.4 Räumliche Verteilung der Elemente	75

5.1.5	Erklärung des Verteilungsmusters der Elemente durch Kristallfraktionierung	94
5.2	Mineralfractionen	95
5.2.1	Haupt- und Spurenelemente	95
5.2.2	Verteilungskoeffizienten	99
5.2.3	Ergebnis	101
6.	GEOCHRONOLOGIE - ISOTOPENGEOCHEMIE	103
6.1	Einführung - Radiometrische Altersbestimmung	103
6.2	Altersgliederung der iberischen Granite	104
6.3	Romeupluton	105
6.3.1	Altersbestimmung - Rb-Sr-Gesamtgestein	105
6.3.2	Rb-Sr-Isotopengeologie	106
6.3.3	Sm-Nd-Isotopengeologie	108
7.	GENESE - DISKUSSION	109
7.1	Intrusions- und Altersabfolge, Homogenität des Plutons	110
7.2	Petrologisch-geochemische Befunde	110
7.2.1	Elementfraktionierung durch Mineralfraktionierung - An- und Abreicherungsmuster der Elemente	110
7.2.2	Hoher Aluminitätsindex ohne Krustenbeteiligung	112
7.2.3	Vergleich Granit - Leukogranit - Beiraschiefer	113
7.3	Isotopengeochemische Befunde - Erhöhung des initialen $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses ohne Krustenassimilation	114
7.4	Vergleich mit anderen im Rahmen des IBG-Projektes untersuchten Plutonen in Portugal	114
8.	ZUSAMMENFASSUNG ALLER ERGEBNISSE UND AUSBLICK	119
9.	LITERATURVERZEICHNIS	122

ANHANG

Tab. 1: Romeupluton Gesamtgestein (RFA, AAS, Potentionetrie), CW-Proben	1
Tab. 2: Romeupluton Gesamtgestein (RFA), IBG-Proben	31
Tab. 3: Romeupluton Gesamtgestein - Mittelwerte (RFA)	34
Tab. 4: Romeupluton Gesamtgestein (Rb, Sr - RFA und Massenspektrometer Amsterdam)	35
Tab. 5: Vergleich RFA Berlin/Amsterdam (Rb, Sr - Preßlinge/Pulver)	36
Tab. 6: Vergleich RFA Berlin/Amsterdam (Rb, Sr - Preßlinge)	37
Tab. 7: Romeupluton Mineralfractionen (Verteilungskoeffizienten, RFA, MS)	38
Tab. 8: Normierungswerte Caldegranit und Beiraschiefer	46
Tab. 9: Normierungswerte Primitiver Mantel	47
Karte aller Probenpunkte und der Gesteinstypen	48
Karte der geochemisch analysierten Proben	49
Probenpunktkarte des äquidistanten Beprobungsgitters (500-m-Abstand)	50
Kurzlebenslauf	51

ABKÜRZUNGSVERZEICHNIS

AAS – Atomabsorptionsspektrometrie

DFG – Deutsche Forschungsgemeinschaft

FU Berlin – Freie Universität Berlin

HFS – high field strength: Bezeichnung für Elemente mit kleinen Ionenradien und hohe Ladung: Ti^{4+} , P^{5+} , Zr^{4+} , Hf^{4+} , Nb^{5+} , Ta^{5+}

HMI – Hahn-Meitner-Institut Berlin

HREE: s. SEE – heavy rare earth elements: ab Eu

IBG – Ibergranite-Projekt: DFG-gefördertes Forschungsprojekt von Prof. Dr. L.J.G. Schermerhorn

i.D. – im Durchschnitt

JCPDS – Joint Committee on Powder Diffraction Standards

LIL – large ion lithophile: Bezeichnung für Elemente mit großen Ionenradien (K, Rb, Sr, Cs, Ba, Na, Th, Pb)

LREE: s. SEE – light rare earth elements: La bis Eu (hier nur La, Ce, Nd)

MS – Mikrosonde

n = Stichprobenumfang (Anzahl)

NAA – Neutronenaktivierungsanalyse

PPL – mit 1 Polarisator bei der Durchlichtmikroskopie

r = Korrelationskoeffizient

RFA – Röntgenfluoreszenzanalyse

s = Stichproben-Standardabweichung

SEE (REE) Seltene Erdmetalle (rare earth elements)

TU Berlin – Technische Universität Berlin

u.d.M. – unter dem Mikroskop

XPL – gekreuzte Polarisatoren bei der Durchlichtmikroskopie

\bar{x} = arithmetisches Mittel einer Stichprobe (x quer)

Z.W.O. – Zuiver Wetenschappelijk Onderzoek: eine der DFG ähnliche Stiftung in den Niederlanden

In dieser Arbeit wird statt des Dezimalkommas ein Dezimalpunkt gesetzt.

1. EINLEITUNG

1.1 Aufgabenstellung

Die Iberische Halbinsel besitzt die größte Mannigfaltigkeit an herzynischen Graniten in Europa, deren Gliederung, Korrelation, Altersverhältnisse, geotektonische Einstufung, Geochemie, Genese und metallogenetische Assoziation kontrovers sind, weil viele noch nicht mit modernen Methoden untersucht wurden. Es fehlt folglich ein einheitliches, überregionales Bild der Granittypologie und Genese in Iberien. Hierbei geht es nicht nur um die Granite im weitesten Sinne, sondern auch um die assoziierten Gesteine wie Aplite, Pegmatite, Greisen und Vererzungen. Das Ibergranite-Projekt, in dessen Rahmen diese Arbeit durchgeführt wurde, beabsichtigte, die o.g. Punkte mit Hilfe petrologisch-geochemischer und geochronologischer Methoden zu klären.

Der Romeugranitpluton wurde nach gegenseitiger Beratung mit dem Geologischen Landesamt von Portugal in Lissabon für eine Untersuchung gewählt, da aufgrund einer Begehung im Jahre 1981 der Verdacht auf einen mineralisierten Granit bestand. Dieser sollte petrologisch-geochemisch charakterisiert und das absolute Alter anhand der radio-metrischen Rb-Sr-Datierung von Gesamtgesteinsproben bestimmt werden mit dem Ziel, die Herkunft und Entstehung dieses Granitmassivs zu erforschen. Dazu mußten zunächst eine geologische Kartierung und eine repräsentative Beprobung für die entsprechenden Zwecke erfolgen.

1.2 Das Arbeitsgebiet

1.2.1 Lage – Klima – Flora – Fauna – Menschen

Das Arbeitsgebiet liegt in der zentraliberischen Zone, einem tektonischen Bauelement der Varisziden, in Nordost-Portugal (s. Abb. 1.1). Der Granit von Romeu bedeckt ein Gebiet von ca. 50 km². Wir befinden uns hier in der Provinz Trás-os-Montes, was zu Deutsch "Hinter-den-Bergen" bedeutet und durchaus wörtlich zu nehmen ist. Diese Region gehört zu den ärmsten Gegenden Portugals und ist – für die Geländearbeit glücklicherweise – touristisch nicht im geringsten erschlossen. Lange, heiße Sommer, in denen Bäche und kleinere Flüsse fast gänzlich austrocknen, machen diesen Landstrich nicht gerade attraktiv, zumal man unter den nur vereinzelt wachsenden Bäumen kaum Schatten findet.

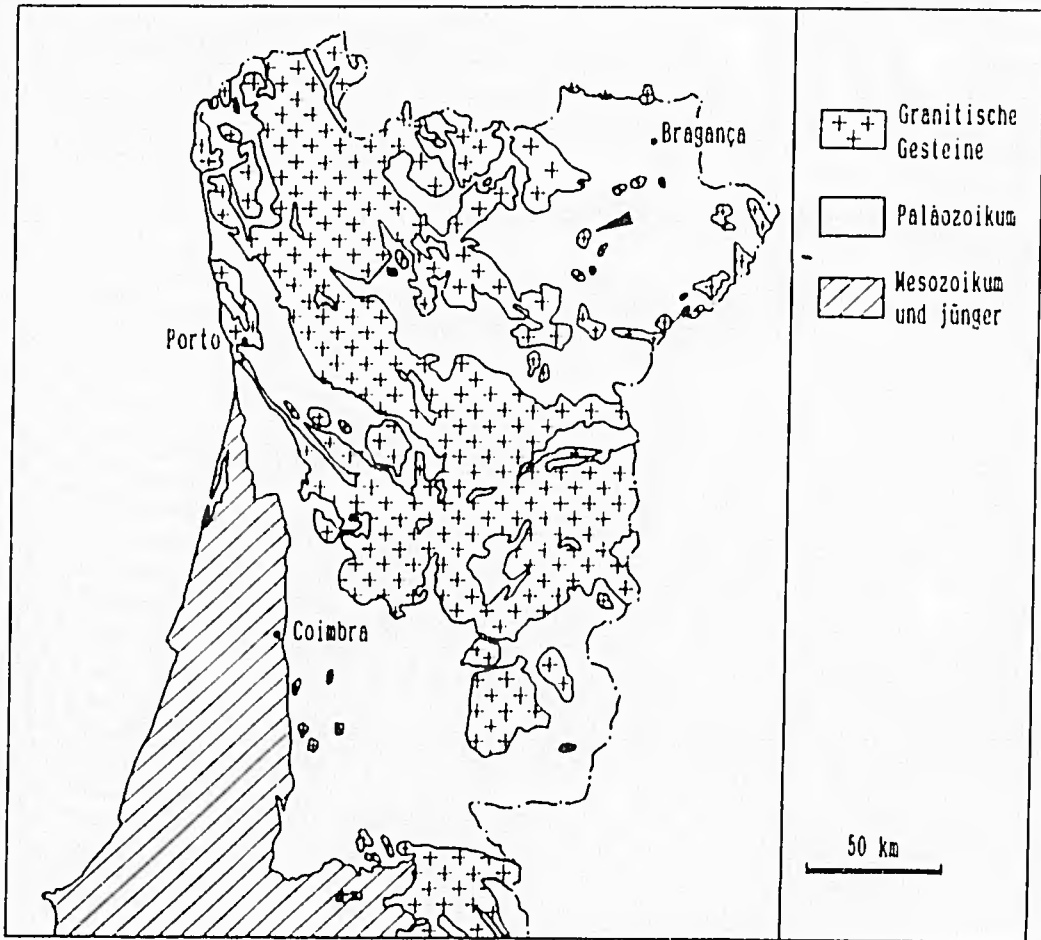


Abb. 1.1: Lage des Arbeitsgebietes (Pfeil).

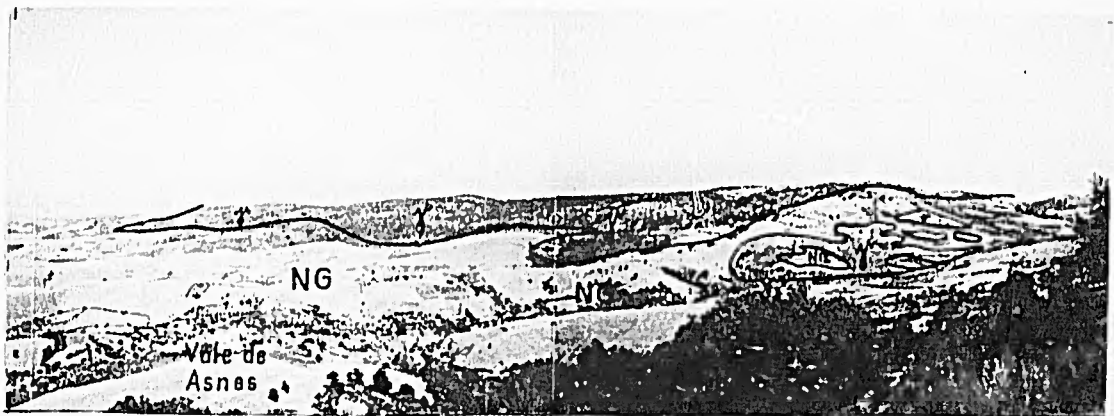


Abb. 1.2: Blick auf die östliche Grenze des Granits von Romeu; man erkennt deutlich, daß der Granit (♄) im Tal rechts im Bild unregelmäßig das Nebengestein (NG) durchsetzt.

Die Einheimischen bemühen sich, jedem Fleckchen Erde etwas abzutrotzen; auf dem für den Ackerbau ungeeigneten Gelände werden Korkeichen angebaut oder Eßkastanien, auf etwas besserem Boden Olivenbäume. In den etwas schattigeren Bereichen findet man überraschend üppige Obst- und Gemüsegärten. Nicht zu vergessen ist der Weinanbau. In meinem Arbeitsgebiet wächst auf Schieferen ein gar nicht übler Rotwein. Zu meinem Entzücken gab es am Rande des Granits auch einige Feigenbäume. Was das Herz weniger hoch schlagen läßt, sind die kleineren Gewächse am Boden, die offensichtlich ohne Stacheln, Dornen oder wenigsten Kletten keine Zulassungsberechtigung erhalten. Sehr unangenehm sind auch Brombeergestrüppe und Stecheichen, denn sehr dicht gewachsen sind sie so undurchdringlich, daß das unter ihnen liegende Gestein unbehelligt bleiben muß.

Myriaden von Mücken, Bremsen und kleinen beißenden Fliegen – von einem schwitzenden Steineklopfer und –schlepper besonders angezogen – waren eine schlimme Plage, der ich auch nicht mit angeblich abschreckenden Lotionen entkam. Einmal, als ein Bremsenschwarm sich an mir laben wollte, schlug ich schon halb wahnsinnig mit meiner Kamera nach dem Feind – fortan entfiel die photographische Dokumentation! Eine Armada von Ameisen jeder Größe fiel dagegen harmlos aus. Für einen Städter sogar schön, fast aufregend: bis zu 15 cm lange Hundertfüßler, handtellergroße Wespenspinnen, Gottesanbeterinnen, Zikaden, Heuschrecken, Frösche, Eidechsen (darunter die besonders schönen Smaragdeidechsen), Schlangen, Rebhühner, Wachteln und – der iberische Wolf! Letzteren habe ich allerdings für einen ausnahmsweise gutaussehenden Hund gehalten; zufällig klärte mich ein Artikel mit Foto über den Irrtum auf. Der iberische Wolf ist sehr scheu und im Sommer nicht im geringsten gefährlich. Außer für Insekten stellt der Mensch generell ohnehin kein Beutetier dar. Es gibt einige wilde Hunde, die imponierend bellen und sich mit eingezogenem Schwanz trollen, sobald man sich nach einem Stein nur bückt.

Die Portugiesen – die liebenswürdigsten, hilfsbereitesten und gastfreundlichsten Leute, die ich je kennenlernte – mögen Tiere nur, wenn sie Arbeit für sie verrichten oder als Speise dienen können. Überall sieht man Esel, Maultiere und Ochsen schwer tragen und ziehen. Kleinere Ziegenherden mit silbergrauen, langhaarigen Tieren gab es vereinzelt, die zu bestimmten Zeiten einen hervorragenden Käse lieferten. In den Dörfern trat man fast auf Enten, Gänse, Hühner und Puten. Merkwürdigerweise sah ich öfter Katzen mit ihnen in einträchtiger Gesellschaft.

Als ich 1982 die Geländearbeiten begann, waren die kleineren Dörfer noch nicht ans elektrische Stromnetz angeschlossen! Ich kam mir vor, wie ins Mittelalter versetzt: Schöpfbrunnen, von Eseln getrieben, Waschbrunnen in Dorfesmitte, an denen die Frauen eifrig schrubbten, überladene Karren, die mit unglaublichem Geräusch auf offensichtlich nicht kugelgelagerten Rädern von Ochsen gezogen wurden ... Für diese Menschen war

ich, mit Bohrmaschine und Fünfkilohammer bewaffnet, natürlich eine Attraktion, die immer gut beobachtet wurde. Diesem Umstand verdankte ich prompte Hilfe, wenn ich z.B. mit dem Auto steckenblieb. Ohne Telefon funktionierte der Nachrichtentransport außerordentlich gut, so fragte ich z.B. in einem Dorf vergeblich nach einem Lastesel, weil sich alle bei der Weinernte befanden. Zu meinem Erstaunen brachte mir ein Junge ca. zwei Stunden später das gewünschte Tier, obwohl ich inzwischen mehrere Kilometer entfernt weitab vom Weg arbeitete und niemandem davon Mitteilung gemacht hatte. Ein anderes Mal wollte ich einen neuen Hammer kaufen und fragte außerhalb eines etwas größeren Ortes nach einem entsprechenden Geschäft. Als ich dort ankam, wußte man bereits, was ich benötigte und wer ich war! Im Gelände gab es viele Steinbrüche, zu denen mittags die Frauen mit Brotzeiten für ihre dort arbeitenden Männer gingen. Wenn sie mich trafen, drängten sie mir so viel zu essen auf, wie ich gar nicht bewältigen konnte. Zum Dank, daß ich mein Auto in einer Werkstatt reparieren ließ, erhielt ich mehrere Einladungen zum Essen, bezahlen durfte ich nicht! Auch zu einer Hochzeit wurde ich eingeladen. Immer wurde opulent aufgetischt; wäre die schwere Geländearbeit nicht gewesen, ich hätte nach Hause rollen können. Zumal der Geschmack nicht hormonbehandelter, freilebender Tiere und natürlich gewachsener Feldfrüchte unvergleichlich war.

1.2.2 Geologische Übersicht – Bisherige Bearbeitung

Es existiert nur eine geologische Karte von ganz Trás-os-Montes, die auch das Arbeitsgebiet enthält, das noch nie gut untersucht wurde: die "Carte Géologique Schématique" im Maßstab 1 : 200 000 von A. RIBEIRO et al. (1974). Danach wird der Romeugranit als "alkalischer Zweiglimmergranit" eingestuft. Es handelt sich jedoch im wesentlichen um einen Leukogranitpluton, der drei Varietäten zeigt (s. geologische Karte Abb. 1.4):

1. Romeugranit: Fein- bis mittelkörniger, reiner Muskovitgranit (im folgenden als Typ R bezeichnet).
2. Cernadelagranit: Mittel- bis grobkörniger, meist porphyrischer Leukogranit mit wenig Biotit (im folgenden als Typ C bezeichnet).
3. Übergangstyp: Nimmt petrographisch wie geochemisch eine Mittelstellung zwischen Typ R und C ein (im folgenden als Typ T - vom englischen "transitional" - bezeichnet).

Dieser Pluton gehört zur jüngeren Generation Herzynischer Granite (Alter ca. 300 Ma, s. Kapitel 6) und ist diskordant in silurisch-ordovizische Metasedimente und -vulkanite intrudiert, die das Massiv von Morais umgeben (Abb. 1.3). Die *zentraliberische Zone* bildet den inneren Teil des herzynischen Orogens, das einen Bogen in NW-Iberien be-

schreibt, wo dessen älteste, stark metamorphosierte und deformierte Gebiete liegen. Diese Großstruktur wird unterteilt in die *galizische (im NW)* und die *Trás-os-Montes-Subzonen (im NE)*, die hauptsächlich durch einen *Deckenstapel*, der von W nach E transportiert wurde, charakterisiert werden. Diese Decken wurden horizontal über autochthone und subautochthone mittelpaläozoische Sedimente über 200 km transportiert (A. RIBEIRO 1974, 1983; SCHERMERHORN & KOTSCH 1984; M.L. RIBEIRO 1986, 1987). Es gibt drei Hauptdecken: Die unterste Decke ist die *transmontane Einheit* ordovizischen und devonischen Alters; die mittlere Decke wird durch das *Massiv von Morais* mit hochgradig metamorphen mafisch-ultramafischen Gesteinen einer Ophiolithserie mit vermutlich unterpaläozoischem Alter und die dritte durch das *Lagoa-Bragança-Massiv* mit einer polymetamorphen ähnlichen Folge, die von einer monometamorphen Folge kambrischer Phyllite, die wahrscheinlich präkambrische Augengneise überlagern, überdeckt wird, repräsentiert (Abb. 1.3). Die Debatte über die Herkunft der Strukturen dauerte Jahrzehnte und ist nun -

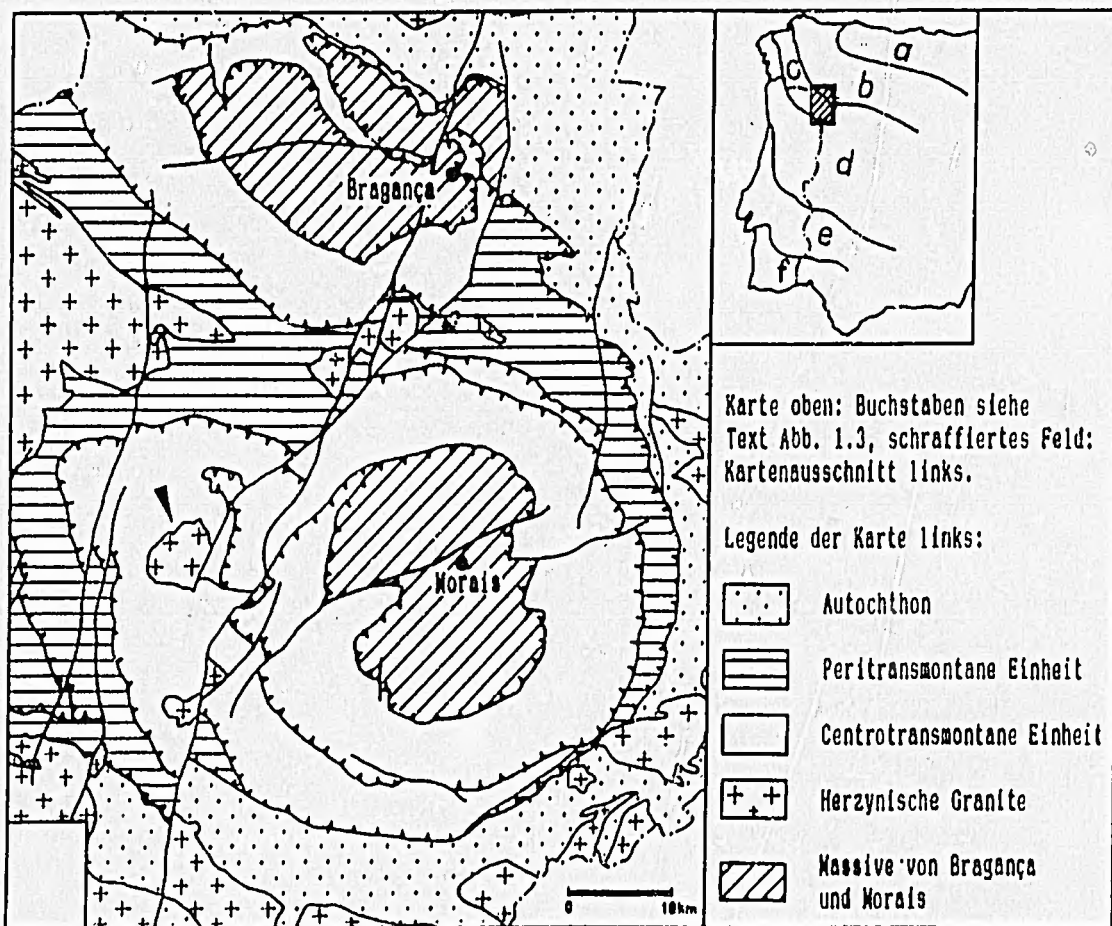


Abb. 1.3: Schematische Karte der Einheiten der transmontanen Zone nach RIBEIRO (1974) - der Pfeil deutet auf den bearbeiteten Granit - und Lage innerhalb der Zonen nach LOTZE (1945) und JULIVERT et al. (1974): a: Kantabrische Zone, b: Westasturisch-leonesische Zone, c: Galizische-Trás-os-Montes Subzone, d: Zentraliberische Zone, e: Ossa-Morcena-Zone, f: Südportugiesische Zone.

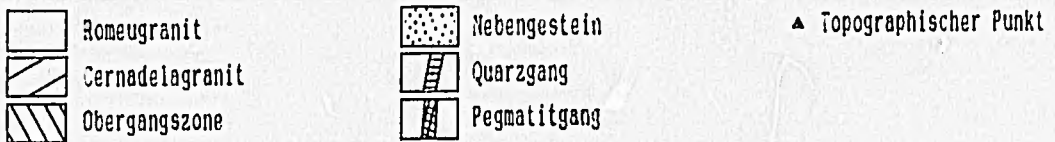
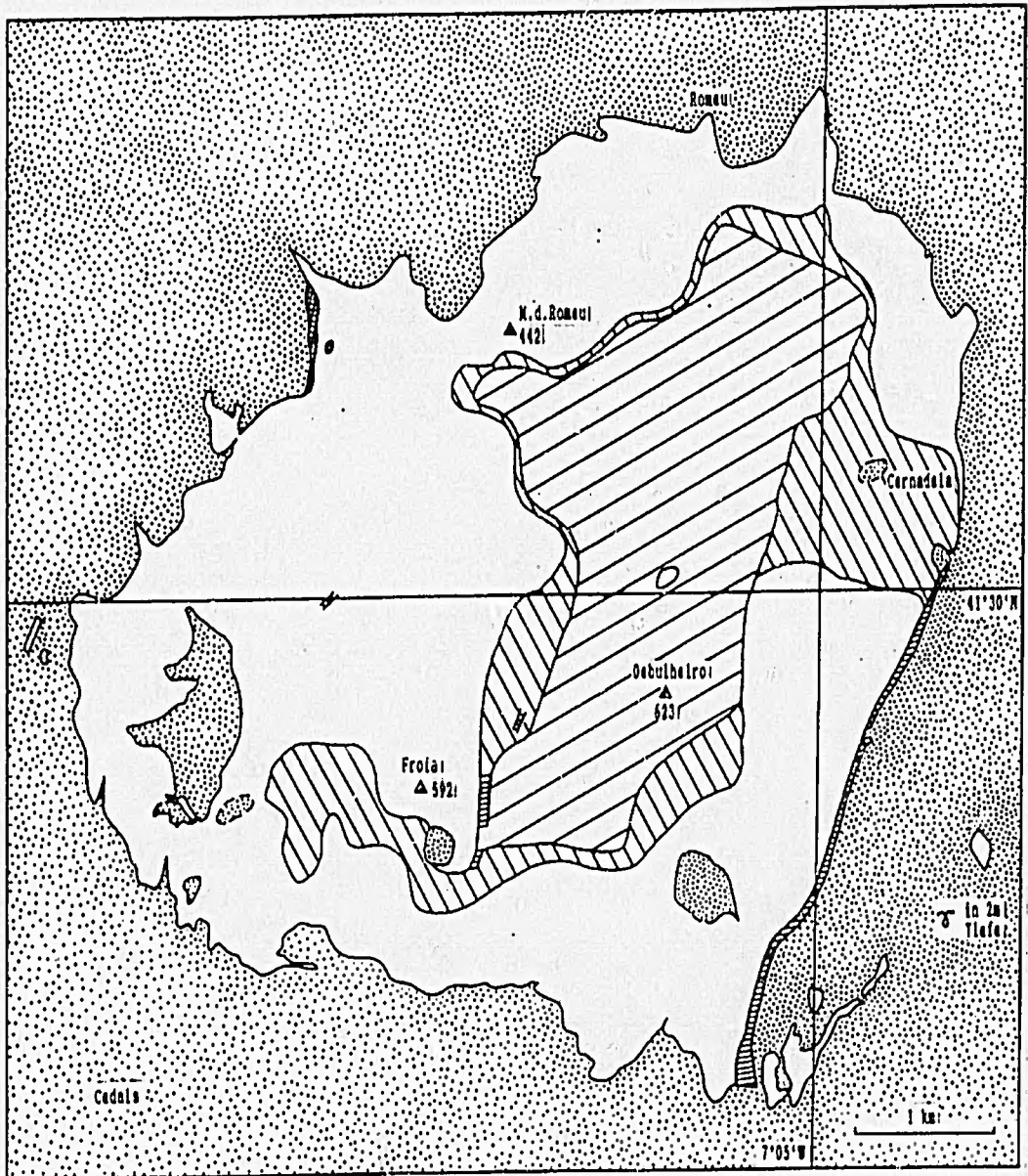


Abb. 1.4: Geologische Karte des Romeuplutos.

untermauert durch neuere geochemische und geophysikalische Ergebnisse – zugunsten der Theorie der Herkunft aus obduzierten Ophiolithen, die als Decken an ihre Position geschoben wurden, vorläufig entschieden worden. Früher wurde auch die Hypothese einer Entstehung durch Manteldiapirismus diskutiert (u.a. ANTHONIOZ 1972, A. RIBEIRO 1974), also durch autochthone Aufbrüche von Gesteinen der Unterkruste. Der untersuchte Granit liegt in der untersten Einheit, wo er während der letzten Deformationsphase (syn- bis spätektionisch) intrudierte. Petrologie und Geochemie der östlich angrenzenden Gesteinseinheiten wurden eingehend von M.L. RIBEIRO untersucht (1986, 1987).

Bevor der Granit von Romeu näher betrachtet wird, sollen zunächst die Untersuchungsmethoden beschrieben sowie Qualität und Repräsentativität der geochemischen Analysen erörtert werden.

1.3 Methodik

Der Schwerpunkt der Arbeit lag auf petrologischer Geochemie und Geochronologie; beide Disziplinen sind jedoch ohne Betrachtung der Geologie, Petrographie und Mineralogie nicht aussagekräftig. Daher muß eine solche Arbeit die Ergebnisse der einzelnen Fachrichtungen korrelieren.

Übersicht Gelände- und Laborarbeiten:

I. Geländearbeiten

1. Geologische Kartierung – tektonische Feldmessungen
Begehung mit UV-Lampe (wegen Verdacht auf Scheelit)
2. Beprobung für Geochemie und Geochronologie

II. Laborarbeiten

1. Präparation des Probenmaterials für
 - a. Petrographie – Mineralogie:
Dünn- und Anschliffe, Mineralpulverpräparate
 - b. Geochemie – Geochronologie:
Schmelz- und Preßlinge, Lösungen, Chromatographie
(Gesamtgestein und Mineralfraktionen)
2. Analyse der Präparate mittels
 - a. Durch- und Auflichtmikroskopie –
Röntgendiffraktometrie, Radiographie
 - b. RFA, AAS, MS, Potentiometrie, Massenspektrometrie
3. Rechnergestützte Auswertung der Analysenergebnisse

4. Luftbildauswertung – Erstellung der geologischen Karte, rechnergestützte Auswertung tektonischer Daten
5. Dokumentation

1.3.1 Geländearbeiten

In den Jahren 1982 bis 1984 erfolgten insgesamt sechs Monate Geländeaufenthalt in Portugal, wobei die geologische Kartierung und Beprobung des Romeugranitplutons und der ihn umgebenden Gesteinseinheiten auf der Grundlage von Luftbildern (Maßstab ca. 1 : 20 000) und einer topographischen Militärkarte (Maßstab 1 : 25 000) durchgeführt wurde.

Zur geochemischen Beprobung des Granites wurde ein hexagonales Probenpunktgitter mit einem Punktabstand von 500 m über den Granit gelegt (s. Abb. 1.4) und an diesen Stellen mittels tragbarem Geländebohrgerät und einem fünf kg schweren Hammer (s. Abb. 1.5) versucht, möglichst frische Proben für die Geochemie zu entnehmen (was in einigen Fällen mehr als einen Tag in Anspruch nahm). Die Gründe für diese Art der Beprobung waren:

1. Das damals noch sehr verwirrende Verteilungsmuster der zwei Haupttypen des Granits (Granit von Romeu i.e.S. und Granit von Cernadela). Man kann Kontakte zwischen beiden Typen selten verfolgen, da sie zum einen mit Bewuchs verdeckt sind und zum anderen sich die beiden Granite gegenseitig durchdringen, so daß es einmal scheint, als läge der gröbere (Cernadela) auf dem feineren (Romeu), ein anderes Mal ist es umgekehrt, zusätzlich treten noch Übergänge zwischen beiden Gesteinstypen auf.

2. Die Beprobung nach einem strikt geometrischen Muster mit gleichen Abständen zwischen allen Punkten erlaubt es, die Ergebnisse der Analysen statistisch besser in den Griff zu bekommen, bzw. es sollte erprobt werden, ob mit multivariater Statistik bei einem solchen Probennetz bessere Ergebnisse erzielt werden können.

Außerhalb dieses Punktgitters wurden an problematischen Stellen zusätzliche Proben genommen und dort, wo die Aufschlußverhältnisse besonders frische Proben versprachen wie in den zahlreichen Steinbrüchen im Romeugranit. Dort wurden auch die meisten Klufflächen eingemessen.

Insgesamt wurden ca. 1,8 t Gesteinsmaterial gesammelt, wobei auf Proben des Nebengesteins nur ca. 150 kg entfallen, da es sich um sehr feinkörnige Gesteine handelt

und der Schwerpunkt der Arbeit ohnehin auf der Erforschung des Granits liegt. Das Nebengestein wurde nur insofern in die Untersuchung einbezogen, als es der Klärung von Interaktionen mit dem Granit bedurfte. Wegen eines Scheelitfundes im Nebengestein wurden die in Frage kommenden Gebiete nachts mit einer UV-Lampe begangen.

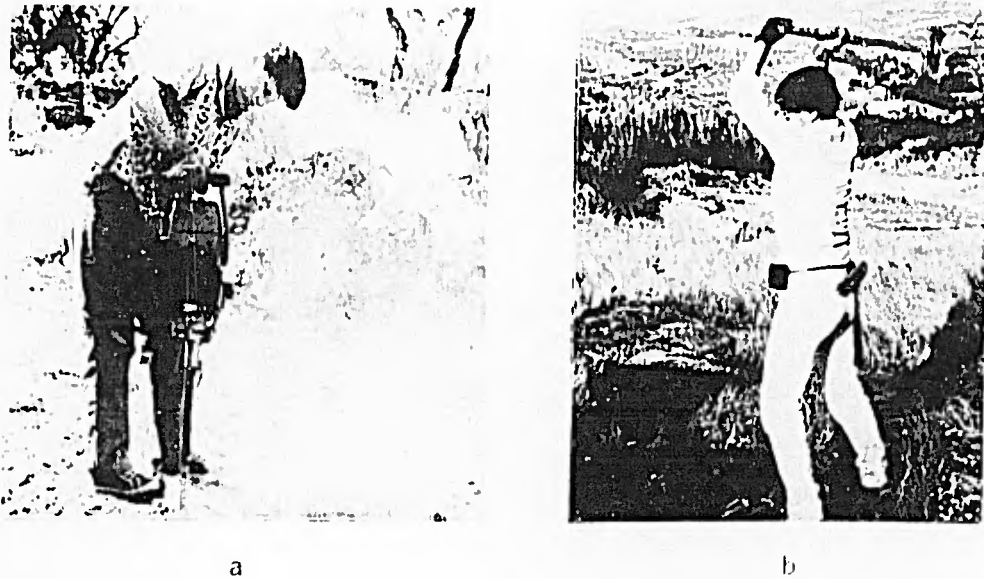


Abb. 1.5 a, b: Autorin bei der Probenahme mit einem tragbaren Bohrhämmer mit Zweitaktmotor (a) und bei der Probenahme mit einem Fünfkilohammer (b).

1.3.2 Laborarbeiten

Zur petrographischen Bestimmung wurden 238 Dünnschliffe, (einige in Übergröße 5 x 5 cm), hergestellt, die Kalifeldspäte z.T. mit Natriumkobaltinitrit (Natriumhexanitrokobaltat(III)) gefärbt. Diese wurden mit polarisationsmikroskopischen Methoden ausgewertet. Mit dem Punktzähler wurde der modale Mineralbestand von 40 Granit-Dünnschliffen ermittelt.

Von vier Granitproben (polierte Klötzchen) wurde wegen Verdacht auf Uranminerale eine Radiographie mit gemacht, dazu Kodak Converter Screen BN 1 bis zu zwei Monaten "belichtet" und anschließend in Natronlauge entwickelt (s. Kodak-Vorschrift und BASHAM 1977).

Zur Mineralbestimmung wurden 23 Anschliffe und 29 Mikrosondenschliffe angefertigt und untersucht. Bei der MS handelt es sich um ein computergesteuertes ARL SEMQ mit Analysenkorrektur. Weiterhin wurden elf Proben pulverisiert und mittels Röntgendiffraktometrie analysiert.

Von 40 Granitproben wurden mit der AAS (Perkin-Elmer, Modell 4000) Li-Bestimmungen vorgenommen, teils hier im Institut für Mineralogie (sechs Proben), teils im Institut für Angewandte Geologie der FU (alle Proben). Das analysenfeine Gesteinspulver ($> 63 \mu\text{m}$) wurde mit Fluß- und Perchlorsäure im Pt-Tiegel aufgeschlossen. Die sechs hier analysierten Proben wurden mit dem Graphitrohr gemessen. Wegen der zu langen Wartezeit für diese Proben analysierte ich diese noch mal zum Vergleich und die restlichen Proben im Institut für Angewandte Geologie mit der AAS (gleiches Gerät, aber mit der Flamme), was sehr gut reproduzierbare Ergebnisse brachte (im Gegensatz zu den ersten Analysen).

Die Fluorgehalte wurden potentiometrisch mittels ionenselektiver Elektrode bestimmt und dazu von 40 Proben Destillate mit Phosphorsäure in einer eigens dafür neu errichteten Destillationsanlage hergestellt.

Es wurden 226 Granit- und Aplit-, 45 Nebengesteins- und sechs Beiraschieferproben für die geochemische Analyse mittels RFA (Philips PW 1400, rechnergesteuertes, sequentielles Röntgenfluoreszenzspektrometer mit Rhodiumseitenfensterröhre) aufbereitet und pro Probe mindestens zwei Schmelzlinge und zwei Preßlinge der sog. A-Probe angefertigt: Für die A-Proben wurden in der Scheibenmühle repräsentative Gesteinsmengen feingemahlen (s.u.), aber mit Cr, Ni und Mo kontaminiert. Um diese Elemente dennoch erfassen zu können, werden zusätzlich sog. B-Proben angefertigt: etwas Material derselben Proben wird abgetrennt und im Widia-Gefäß der Scheibenschwingmühle pulverisiert (s.u.), wobei allerdings W- und Co-Kontamination entsteht.

Herstellung der A-Proben: Vorbrechen mit hydraulischer Presse, Granulierung auf Korndurchmesser von ca. 1 cm im Backenbrecher, Mahlung auf $< 500 \mu\text{m}$ in der Scheibenmühle (Cr-Mo-Stahl), Kontrollsiebung, Probenteilung mit rotierendem Probenteiler (acht Auffanggefäße), Abtrennung von 30 bis 50 g, Feinmahlung in Planetenkugelmühlen (Achatgefäße). Kleinere Proben (bis zu 100 g) wurden nach der Granulierung im Achatgefäß der Scheibenschwingmühle feingemahlen. Für *Schmelzlinge* folgen die Arbeitsgänge Homogenisierung (Turbula), Trocknung bei 110°C (drei Stunden), Glühen (1.5 bis 2 g eine Stunde bei 900°C) im Pt-Au-Tiegel und anschließend Glühverlustbestimmung, Schmelzung mit Lithiumborat (Spectromelt A12 von MERCK) im Verhältnis Probe:Aufschlußmittel 1:4, evt. mit 0.5 - 1 mg Lithium-Iodid als Benetzungsmittel im Elektroofen (10 Minuten bei 1100°C). Für *Preßlinge* werden acht Gramm analysenfeinen Pulvers in Wassersuspension mikronisiert ($< 5 \mu\text{m}$ im Achatgefäß einer Mikromühle, in Zentrifugengläser ausgespült, zentrifugiert, dekantiert und bei 90°C getrocknet. Das trockene Pulver wird mit 5 ml organischem Bindemittel (Elvacite von DU PONT, 10-%-ig in Aceton gelöst) im Achatmörser verrieben und nach 15 Minuten im Trockenschrank bei 70°C mit 10 t Druck 30 Sekunden lang in einer hydraulischen Presse zur Tablette gepreßt.

Herstellung der B-Proben: Nach der Granulierung im Backenbrecher werden ca. 50 g abgetrennt und im Ni-, Cr- und Mo-freien Widia-Gefäß der Scheibenschwingmühle bis analysenfein gemahlen (ohne im Brecher entstandenen Pulveranteil wegen eventueller Splitter von den Stahlbacken des Brechers!). Weitere Aufbereitung zu Schmelz- und Preßlingen wie oben.

54 Preßlinge und 10 Schmelzlinge der B-Probe dienten der Analyse von Cr, Ni und Mo sowie der Untersuchung, inwieweit Analysenergebnisse bei zu kleiner Probenmenge verfälscht werden (Kapitel 2). An den Schmelzlingen wurden Glühverlust (GV) und 10 Hauptelemente in Gewichts-% (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 total (Gesamteisen), MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO), an den Preßlingen 26 Spurenelemente in ppm (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Cs, Ba, La, Ce, Nd, Hf, Ta, W, Pb, Th, U) bestimmt.

Im Rahmen zweier Diplomarbeiten (NEBE 1988, ASCH 1989) fand die Abtrennung der Mineralfraktionen und deren geochemische Analyse mittels RFA und MS von je einer Probe des Romeu- und Cernadelagranits und einiger Proben anderer Plutone aus dem Iberg granite-Projekt statt.

Im Labor für Isotopengeologie der Z.W.O. in Amsterdam wurden von 23 Granitproben mit stark streuenden Rb/Sr-Verhältnissen (Analyse mittels RFA sowohl hier als auch in Amsterdam - s. Vergleich in Kapitel 2) die Aufbereitung und Herstellung von Präparaten für die radiometrische Altersbestimmung durchgeführt. Mit Hilfe von Chromatographie wurde Sr abgetrennt: In einem Clean-room-Labor wurden die zu analysierenden Proben naß-chemisch aufbereitet und die endgültige Separation von Sr in Ionenaustauscher-Säulen vorgenommen. Zwei Proben mit weniger als 10 ppm Sr wurden mit einer Lösung mit bekanntem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis (sog. spike solution) versetzt; diese, Isotopenverdünnung genannte Methode ist besonders genau. Eine Blindprobe (blank) diente der Überprüfung der kontaminationsfreien Arbeit. Es erfolgte die Bestimmung der Sr-Isotopen der Proben mit einem Teledyne-Massenspektrometer (magnetisches Sektorfeldmassenspektrometer) und die anschließende Berechnung des $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses sowie der Isochrone mit einem Wang-Computer.

Außerdem wurden dort mit Hilfe eines Mikrobohrers (VERSCHURE 1978) zunächst unbekannte Minerale aus Dünnschliffen gebohrt und mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie in einer Gandolfi-Kammer bestimmt (Co-Röhre, fine-focus, Fe-Filter, bis zu 20 Stunden Meßzeit) sowie von einer Probe mit Hilfe eines fall-table und eines speziell umgebauten Magnetscheiders die Muskovite und Biotite getrennt und von 17 zusätzlichen Granitproben Rb und Sr an Pulverpräparaten mittels RFA bestimmt.

Die so gewonnenen Rohdaten wurden an der VAX-11/750 (DEC-Minicomputer) des Instituts für Kristallographie der FU Berlin mit einem eigens für unsere Arbeitsgruppe entwickelten Programm (Lisplot von P. Plag) verarbeitet. Zusätzlich wurden die Daten an Personal-Computern in unserer Arbeitsgruppe und an Rechnern des Instituts für Allgemeine Geologie, Arbeitsgruppe Mathematische Geologie, mit geostatistischen Programmen ausgewertet (Varjust, Surfer, Geo-EAS); Prof. Dr. Schermerhorn entwickelte speziell für unsere Bedürfnisse das Programmpaket Geocor.

Es erfolgte die Auswertung der Luftbilder und der Geländefolien an einem Stereoskop und die Umzeichnung zur geologischen Karte. Die tektonischen Geländedaten wurden mit einem Programm (Clodat, WALLBRECHER 1979) ausgewertet.

Die Dokumentation wurde in erster Linie durch die mit Hilfe der o.g. genannten Programme auf diversen Plottern und Druckern erstellten Diagramme und durch Fotos vom Makro- bis Mikrobereich vorgenommen. Die schriftliche Niederlegung in Form dieser Arbeit folgte den Richtlinien zum Aufbau einer Buchpublikation der TU Berlin (SONTAG 1982) und den Anregungen von BOOTH (1985).

2. UNTERSUCHUNGEN ZUR QUALITÄT DER GEOCHEMISCHEN ANALYSEN

2.1 Einleitung

Das Hauptproblem bei einer geochemischen Untersuchung bildet die Probenrepräsentativität, d.h., die Probe muß repräsentativ für den beprobten Gesteinskörper und die zu analysierende Teilprobe für die Probe sein. Eine solche Probe kann noch durch die Aufbereitung verfälscht werden; Hauptfehlerquellen sind Kontamination und nicht repräsentative Teilung. Die Probenaufbereitung im Labor gliedert sich in die Arbeitsschritte Reinigung, Vorbrechen, Brechen, Mahlen, Probenteilung, Feinmahlung und Siebklassierung; Einzelheiten kann man bei NEY (1986) nachschlagen.

Als ich mit der Aufbereitung begann, war die Aufbereitungsanlage gerade neu eingerichtet worden, doch die Aufbereitung noch nicht standardisiert. Häufig benötigte ich für die Zerkleinerung einer Probe bis zur Teilung acht Stunden und mehr, wenn ich grobkörnige Granitproben bearbeitete. Zur Herstellung der Pulverpräparate ($< 63 \mu\text{m}$ für Schmelzlinge und Lösungen, $< 5 \mu\text{m}$ für Preßlinge) kamen dann leicht mehrere Tage für eine einzige Probe zusammen. So galt es, die Aufbereitungsgänge zu optimieren, d.h. herauszufinden, welche Probenmenge mit dem geringstmöglichen Aufwand auf welche Korngröße zerkleinert werden mußte, damit ein gut reproduzierbares Meßergebnis entstand.

Ferner mußte das ebenfalls neue Röntgenspektrometer anhand von Referenzproben kalibriert werden, was durch Prof. Schermerhorn vorgenommen wurde. Die Qualität unserer RFA von 10 Haupt- und 26 Spurenelementen (s. S. 22) konnte z.T. durch Vergleich mit der NAA im Hahn-Meitner-Institut (HMI) in Berlin, durchgeführt von W. Schütz (SCHÜTZ 1985), geprüft werden. Für Vergleichsmessungen von Rb und Sr an Preßlingen stand ab 1985 die RFA des Z.W.O.-Labors in Amsterdam zur Verfügung. Die Reproduzierbarkeit der RFA ermittelten wir durch Mehrfachmessungen und die der Aufbereitungsmethodik durch die Analyse von Duplikatpräparaten.

Bezüglich der AAS-Analysen von Li wurde lediglich die Reproduzierbarkeit anhand von Mehrfachmessungen mit der Flamme getestet: der mittlere relative Fehler lag bei 3 %. Der beabsichtigte Vergleich zwischen Messungen in der Flamme und im Graphitrohr mußte aus Zeitgünden entfallen.

Die mittels *Potentiometrie* (integrierte ionenselektive Elektrode) ermittelten F-Gehalte wurden mit internationalen Standards verglichen: Eine mittlere Abweichung von -23 % rel. von den Werten der Referenzproben ist sehr unerfreulich; das Ergebnis ließ sich leider auch durch erneuten Aufschluß und Bestimmung mit einer Vergleichselektrode (ansonsten dasselbe Verfahren) im Institut für Angewandte Geologie nicht verbessern. Die mitt-

lere Abweichung bei Wiederholungsmessung lag bei 1.8 % relativ.

2.2 Aufbereitung

Die Repräsentativität einer geochemischen Probe ist also abhängig von der Art der Probenahme und von der Zerkleinerung, Probenteilung und damit verbundenen Kontamination. Inzwischen gibt es ein zusammenfassendes Werk über die Gesteinsaufbereitung im Labor (NEY 1986). Die damals existierenden Arbeiten bzgl. dieser Problematik entstammten hauptsächlich der industriellen Aufbereitung, die schlecht mit der unsrigen vergleichbar ist. Weiterhin sind Ergebnisse aus anderen Labors nicht direkt anwendbar, wenn nicht mit den gleichen Geräten gearbeitet wird.

Einige statistische Überlegungen und Versuche bezüglich der repräsentativen Aufbereitung von festen Proben zur geochemischen Analyse machten WILSON (1964), KLEEMAN (1967) und HARRIS & KRATOCHVIL (1974); sie untersuchten in erster Linie die Verhältnisse von Korn- und Probengrößen zur Menge und Größe der darin enthaltenen Partikel mit den zu analysierenden Komponenten. Danach ist wegen der größeren Anteile der Hauptelemente im Gestein der "sampling error" gering, je kleiner der Gehalt und je seltener und kleiner das Mineral, in dem das gesuchte Element auftritt, desto größer wird dieser Fehler, der nur durch sorgfältige Probenahme und entsprechende Zerkleinerung des Materials vor der Abtrennung der zu analysierenden Teilmenge gering gehalten werden kann. Der Vergleich der Analysen von Präparaten aus verschiedenen Aufbereitungsgängen im Abschnitt 2.3.1 verdeutlicht die Zusammenhänge. Zur Bestimmung der Hauptelemente oder von Spurenelementen wie Rb und Sr, die in den Hauptmineralen auftreten, allein, wäre die zuvor beschriebene aufwendige Aufbereitung nicht notwendig, jedoch war unser Ziel, an denselben Präparaten auch seltene Elemente, die z.B. nur in Akzessorien auftreten, bis auf eine Nachweisgrenze von 1 ppm zu bestimmen, so daß höchste Sorgfalt für die Aufbereitung anzuwenden ist.

Für die Verarbeitung zu Lösungen, Schmelz- und Preßlingen (s. Abschnitt 1.3.2) müssen ca. 30 g Material repräsentativ für die Gesamtprobe abgetrennt werden. Wird die Probeteilung zu früh durchgeführt, also an einem zu grobkörnigen Granulat, ist die Repräsentativität der Teilprobe nicht gewährleistet.

Nach der Formel von GY (1955) sollte die Korngröße der zu teilenden Probe $< 500 \mu\text{m}$ sein:

$$M \geq 250\,000 d^3$$

M = Gewicht in g der abzutrennenden Teilprobe

250 000 = Koeffizient für höchste Genauigkeit
d = Korndurchmesser in cm

$$31.25 \text{ g} = 250\,000 \times 0.05^3$$

Die Verwendung einer Scheibenschwinge erlaubt die Feinmahlung bis 500 µm von mehreren kg Gestein, das zuvor im Backenbrecher auf ca 1 cm Korndurchmesser gebracht worden ist. Wegen der in diesen Geräten entstehenden Verunreinigung mit Cr, Ni und Mo müssen zur Bestimmung dieser Elemente zusätzlich Pulverpräparate im Widiagegefäß einer Scheibenschwinge angefertigt werden, wobei Co- und W-Kontamination entsteht. Ein bekanntes Problem stellen plattige Minerale wie Glimmer dar, die sich nicht alle in der Scheibenschwinge auf < 500 µm bringen lassen; daher war es üblich, sie in der Scheibenschwinge im Achatgefäß - um die oben erwähnte Co- und W-Kontamination auszuschließen - nachzumahlen (40- bis 50-grammweise!). Danach erfolgte die Feinmahlung der Gesamtprobe in Planetenmühlen (Achatkugelmühlen) und die Überprüfung der Sollkorngröße von < 63 µm durch Siebung, was unendliche Mühe kostete.

Um nun festzustellen, inwieweit dieses notwendig war, machte ich Probeläufe mit verschiedenen Gesteinstypen und verschieden großen Probenmengen derselben Proben, die jeweils auf verschiedenen Wegen zerkleinert und geteilt wurden. Die Meßergebnisse wurden verglichen und so der optimale Aufbereitungsgang ermittelt, bei dem der Aufbereitungsfehler unter dem Meßfehler bleibt. Zunächst mußte also die Wiederholbarkeit der RFA geprüft werden.

Die Versuche:

1. Von mehreren großen Proben wurden Teilmengen von 10 kg, 5 kg, 3 kg (A-Proben, s. 1.3.2) und 50 g (B-Proben, s. 1.3.2) getrennt aufbereitet und Haupt- und Spurenelemente analysiert. Ergebnis: 2 bis 3 kg sind i.a. ausreichend bei mittelkörnigen Gesteinen.

2. Von mehreren großen Granit-Proben wurden Teilmengen von ca. 3 kg abgetrennt und auf verschiedenen Wegen aufbereitet: a) wie üblich (s.o.) mit Siebung und Nachmahlung. b) Mit Siebung ohne Nachmahlung (mit mechanischer Homogenisierung vor der Teilung). Ergebnis: I.a. genügt Methode 2b.

3. Einzelanalyse der Teilmenge aus a) den acht Behältern und b) aus jedem 2. Behälter des Probenteilers (4). Ergebnis: I.a. gute Übereinstimmung; ein Duplikat zur Überprüfung ist ausreichend.

4. Bestimmung der Mikronisierungszeit für das Pulver, aus dem Preßlinge hergestellt werden, indem nach bestimmten Zeiten der Zerkleinerungsgrad u.d.M. bestimmt wurde. Ergebnis: Nach acht Minuten sind 95 % < 5 µm.

5. Herstellung von Schmelzlingen aus mikronisiertem Pulver zur Hauptelementanalyse. Ergebnis: Kein Unterschied zur Herstellung aus normal analysenfeinem Pulver.

Zu 1.: Nur bei grobkörnigem Gestein, in dem z.B. Feldspatgroßkristalle inhomogen verteilt sind, ist eine Probe von mehr als fünf kg aufzubereiten, bei mittelkörnigem homogenem Gestein wie Plutoniten reichen zwei bis drei kg und bei feinkörnigen Gesteinen wie Schiefen und Amphiboliten sind sogar schon 50 bis 500 g ausreichend.

Zu 2.: Beim Nachmahlen der Glimmer ging immer Material verloren, was, da selektiv eine bestimmte Mineralgruppe betreffend, nicht in unserem Sinne sein konnte. Deswegen setzte ich verschiedene Mengen der Fraktion über 500 µm ohne Nachmahlen dem restlichen Probenpulver vor der Probenteilung zu. Es stellte sich heraus, daß bei einem Gewichtsanteil von bis zu 10 % der Gesamtprobe kein meßbarer Fehler auftritt, wenn das Gesteinspulver vor der Probenteilung mechanisch homogenisiert wird (durch Rühren mit einem Hornlöffel in einer Plastikschüssel). Das Sieben kann nach einer Kontrollsiebung also entfallen. I.a. muß nach dem Feinmahlen in Planetenmühlen nicht mehr gesiebt werden, da nach 3 x 20 Minuten Mahlzeit 95 % des Mahlguts < 63 µm sind, wenn es sich nicht um ein sehr schichtsilikatreiches Gestein handelt.

Zu 3.: Die Analysen stimmten im Rahmen der Reproduzierbarkeit (s. 2.3) der Messung der einzelnen Elemente überein, also ist die Probe repräsentativ geteilt worden.

Zu 4: Bei Korngrößen > 5 µm verfälscht der sog. Korngrößeneffekt die Meßwerte. Es wurde festgestellt, daß auch ungenügendes Verreiben und Homogenisieren mit dem organischem Bindemittel den gleichen unerwünschten Effekt haben kann.

Zu 5.: Das Problem des homogenen Lithiumborataufschlusses im Elektroofen (wenn mißglückt, erhält man Summen < 99.00 % und > 100.50 % der Gesamthauptelementanalyse) konnte so nicht gelöst werden; der "Ausschuß" war der gleiche. Diese Schmelzlinge müssen nochmals aufgemahlen und geschmolzen, im schlimmsten Fall aus frischem Pulver nochmal hergestellt werden.

Diese Versuche beanspruchten zunächst sehr viel Zeit, zumal ich die gesamte Aufbereitung ohne Hilfe machen mußte, da keine Hilfskräfte zur Verfügung standen. Das Ergebnis, daß man bei Einhaltung bestimmter Vorgaben *gar nicht mehr sieben und nachmahlen* mußte, bedeutete jedoch für alle folgenden Aufbereitungskampagnen enorme Zeiteinsparung.

Diese Vorgaben sind: Mindestens zwei Durchgänge in der Scheibenmühle, zuerst mit 0.5, dann mit 0.3 mm Scheibenabstand. Nur wenn bei einer Probesiebung mit einer

Maschenweite von 500 μm abzuschätzen ist, daß mehr als 10 % der Gesamtprobe nicht durch die Maschen gehen, muß in der Scheibenschwingmühle nachgemahlen werden (ist fast nie der Fall). Sorgfältiges Homogenisieren mit einem Hornlöffel in einer großen Edelstahlschüssel vor der Probenteilung. Probenteilung im rotierenden Probenteiler möglichst langsam vornehmen. Die Feinmahlung in Planetenkugelmühlen muß mit absolut trockenem Material durchgeführt werden und drei mal 20 Minuten dauern.

2.3 Analyse

Der Analysenfehler setzt sich aus *systematischen* und *zufälligen* Fehlern zusammen. Erstere sind Abweichungen, die dem Verfahren oder der Analyse selbst anhaften; *sie verfälschen den Mittelwert*. Zufallsfehler sind regellos auftretende Abweichungen; *sie vergrößern die Streuung um den Mittelwert*. Die Güte der Analyse wird von zwei Faktoren bedingt:

1. *Reproduzierbarkeit*, d.h. Wiederholbarkeit (precision), abhängig von der Größe des Zufallsfehlers, der relativ leicht durch Wiederholung zu ermitteln ist.

2. *Richtigkeit* (accuracy), d.h. je kleiner der systematische Fehler, desto richtiger oder genauer ist die Analyse, was am besten durch Vergleich mit anderen Verfahren zu bestimmen ist.

2.3.1. Reproduzierbarkeit

Routinemäßig werden mit unserer RFA 10 Haupt- und 26 Spurenelemente gemessen (s. 1.3.2). Um die Reproduzierbarkeit der Messung mit der RFA zu überprüfen, wurden 53 Preßlinge je drei mal gemessen; die Standardabweichung dieser dreifachen Messung ermittelt, sodann der Mittelwert aus den 53 Standardabweichungen gebildet (= mittlere Standardabweichung), siehe Tab. 2.1.

Die Reproduzierbarkeit der Hauptelementanalysen ist gut; der mittlere relative Meßfehler liegt zwischen 1 und 3 %. Tab. 2.1 gibt eine Übersicht der Ergebnisse einer dreifach wiederholten Messung von 24 Spurenelementen an Preßlingen. Die Minimal- und Maximalwerte der Messungen sind aufgeführt, damit man sich ein besseres Bild von der Streuung der Elementgehalte machen kann. Je geringer der Gehalt eines Elementes in einer Probe ist, desto größer wird natürlich der relative Meßfehler bei nur geringen Abweichungen. Eine Standardabweichung von 0.56 bei dreifacher Messung bedeutet bei sehr niedrigen Gehalten gute Reproduzierbarkeit der Messung. $s = 0$ bedeutet keine Abweichung; die Werte in Tab. 2.1 bewegen sich zwischen $s = 0.26$ für Nb (was besagt, daß es für Nb maximal 1 ppm und häufig sogar 0 ppm Abweichung gibt) und $s = 3.97$ ppm für Rb,

d.h. maximal 8 ppm Unterschied zwischen den Messungen im Durchschnitt. Betrachtet man die Spannweite, so wird klar, daß der relative Fehler der Messung bei Rb sehr klein ist. Es zeigt sich also auch eine gute Reproduzierbarkeit der Messung der 24 Spurenelemente. Es treten durchschnittliche Schwankungen von 2 ppm absolut bei den Elementen, die mit mehr als 5 und weniger als 80 ppm im Mittel vertreten sind, auf, einige davon sind sehr gut reproduzierbar: Ni, Y, Zr, Pb, U, Cr, Co, Cu, Ga, Sr, Sn.

Ein echtes Maß für die Wiederholbarkeit kann man natürlich nicht aus einer nur dreifach wiederholten Messung berechnen; die Berechnungen dienten lediglich dazu, einen Eindruck der Reproduzierbarkeit zu gewinnen. Aus Zeitgründen (eine vollständige Analyse eines Preßlings beansprucht 3.5 Stunden) war es nicht möglich, die Messungen häufiger zu wiederholen.

Element	\bar{x} (n=53) (ppm)	Spannweite (ppm)	mittlere Standard- abweichung bei 3-facher Messung (ppm)
Sc	3	0 - 9	1.35
V	3	0 - 8	0.98
Cr*	79	27 - 183	0.77
Co	6	5 - 7	0.83
Ni*	7	4 - 11	0.53
Cu	1	0 - 24	0.72
Zn	62	16 - 136	1.17
Ga	29	23 - 64	0.77
Rb	668	464 - 1213	3.97
Sr	24	4 - 136	0.61
Y	13	7 - 28	0.58
Zr	26	5 - 64	0.35
Nb	13	9 - 24	0.26
Sn	27	17 - 46	0.83
Ba	21	7 - 46	2.24
Hf	2	1 - 5	1.42
Ta	3	0 - 7	1.24
W	6	2 - 11	1.45
Pb	10	4 - 16	0.49
Th	3	0 - 9	0.67
U	8	0 - 30	0.57
La	7	0 - 18	1.66
Ce	22	2 - 37	1.59
Nd	6	3 - 14	1.07

Tab. 2.1: Reproduzierbarkeit der RFA-Analyse von 24 Spurenelementen.

* Kontamination aus der Scheibenmühle

Vergleich RFA von A- und B-Proben:

Vergleicht man die Analysen der B-Proben mit denen der A-Proben, sieht man, daß z.T. eine erstaunliche Übereinstimmung besteht, obwohl die Probenmenge 40- bis 100-fach geringer ist. Gute Korrelationen ergeben sich für Rb (Abb. 2.8) und Sr (Abb. 2.9), die sehr homogen im Gestein verteilt sind, wie auch für Zn (Abb. 2.6), Cs (Abb. 2.14) und Ba (Abb. 2.16). Dieses Muster ist gesteinsabhängig und spiegelt die Element- und Mineralverteilung im untersuchten Leukogranit wider (s. Abschnitt 2.2). Die Hauptelemente schwanken im Bereich des durchschnittlichen Meßfehlers mit Ausnahme einer Probe für SiO_2 (Abb. 2.1). Es wurden nur 10 Schmelzlinge von B-Proben angefertigt, so daß eine statistisch bewertbare Aussage nicht gemacht werden kann (Abb. 2.1 bis 2.4). Trotzdem

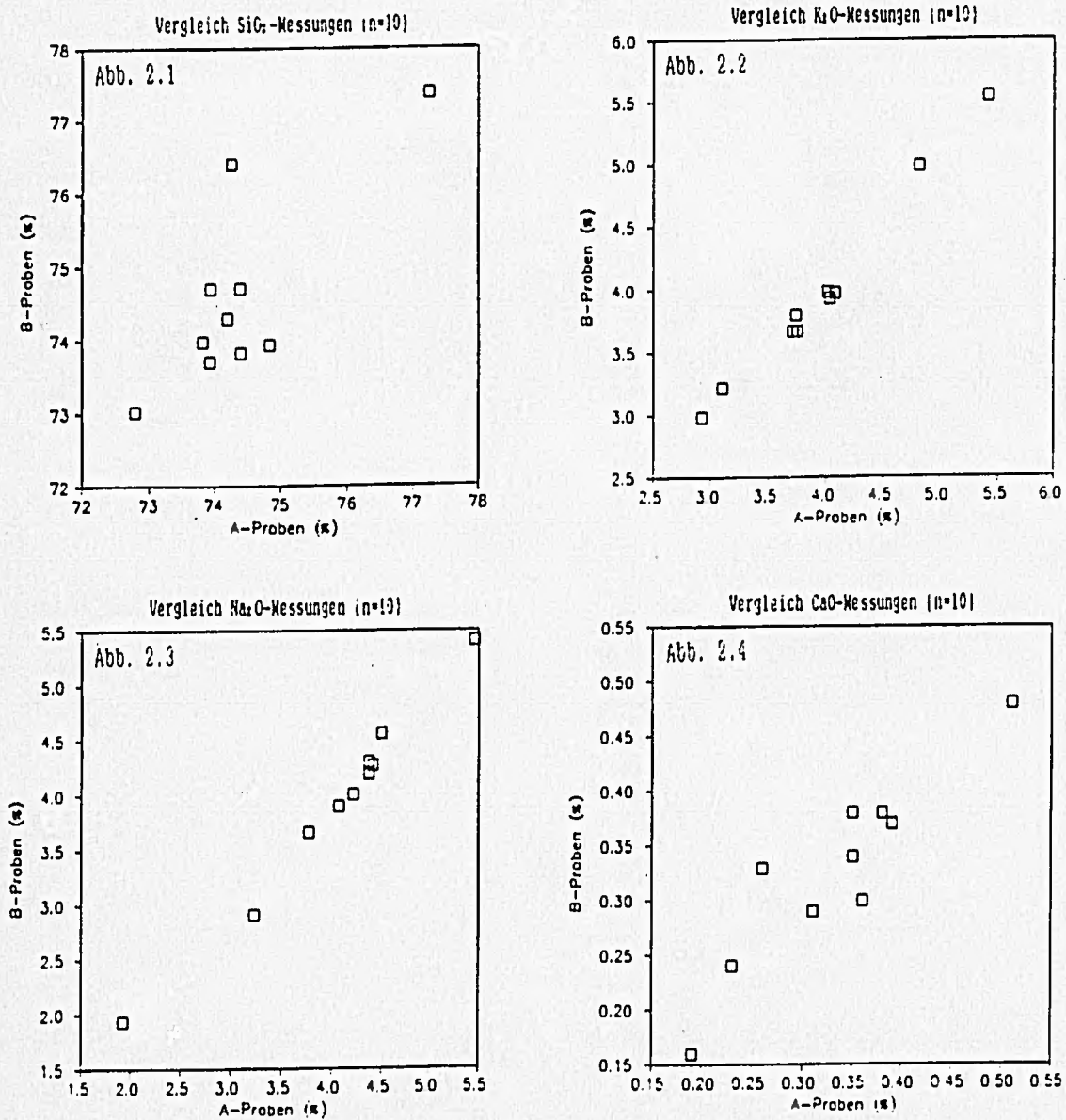


Abb. 2.1 - 2.4: Vergleich RFA von A- und B-Proben.

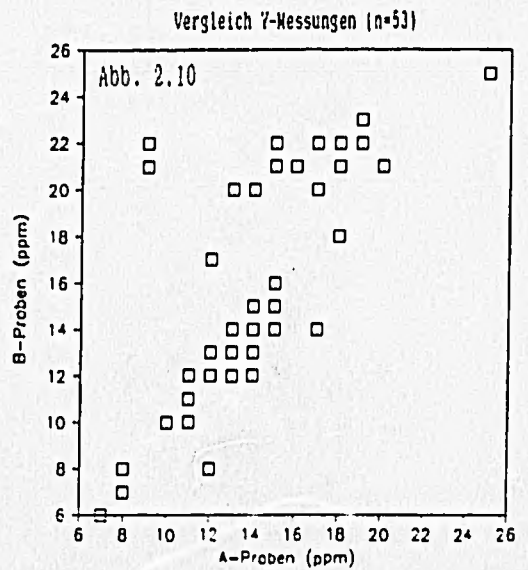
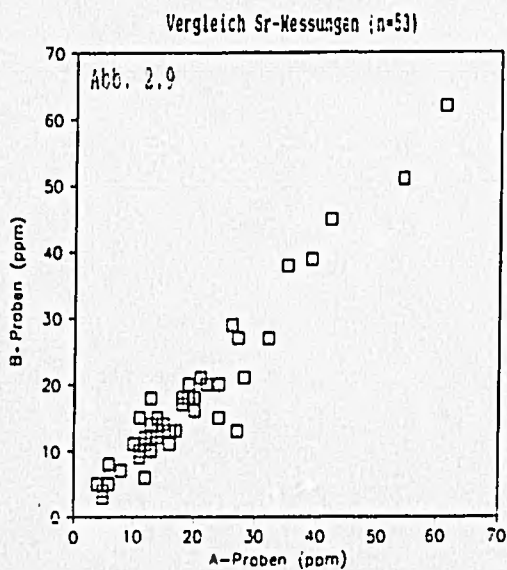
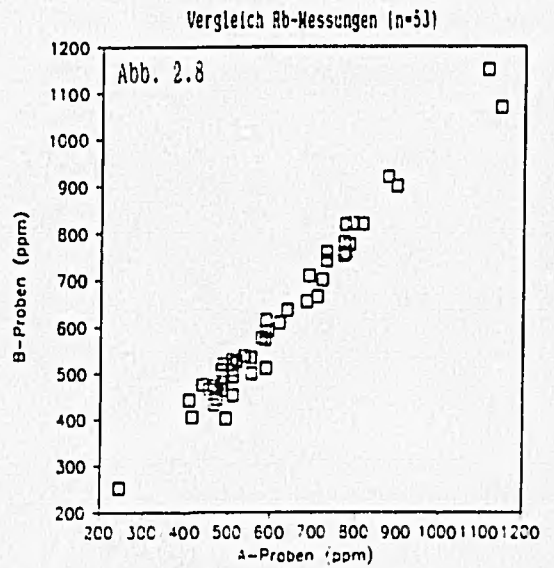
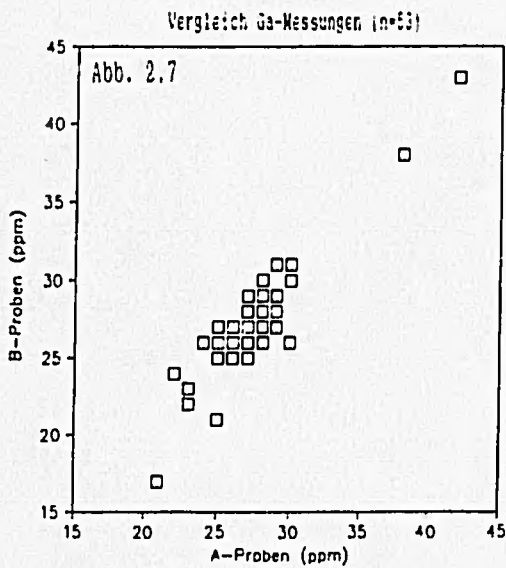
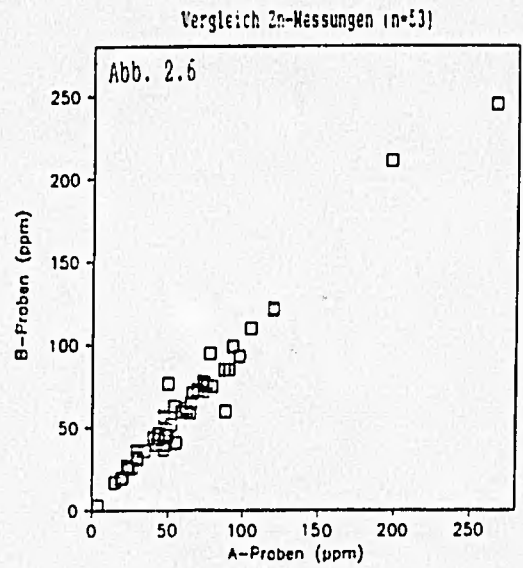
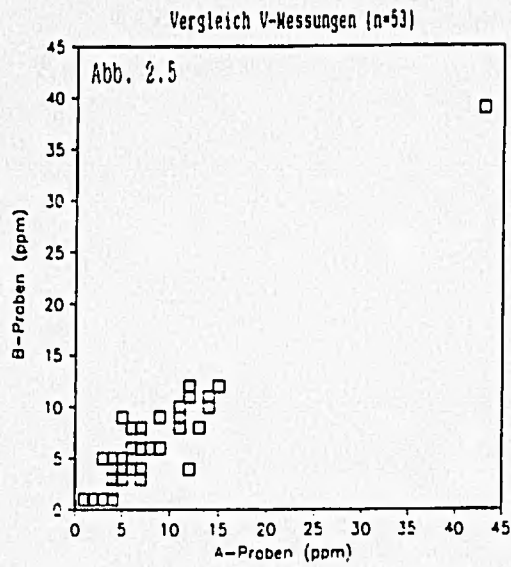


Abb. 2.5 - 2.10: Vergleich RFA von A- und B-Proben.

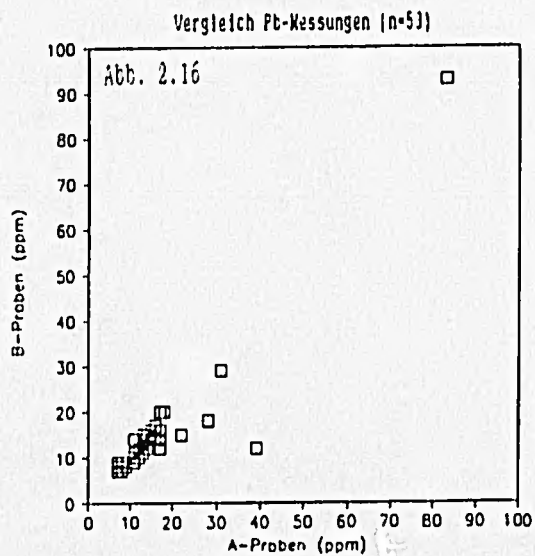
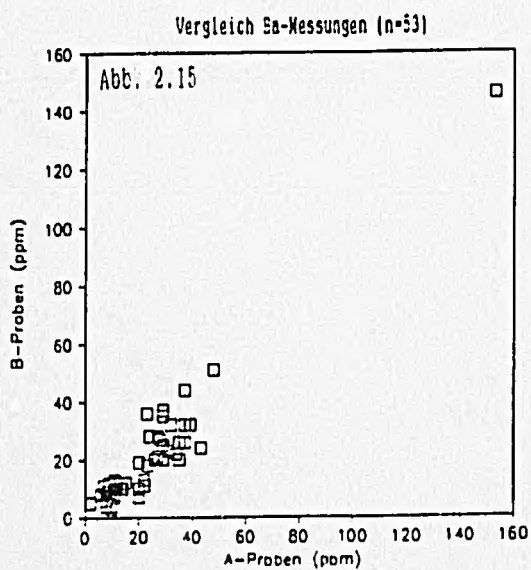
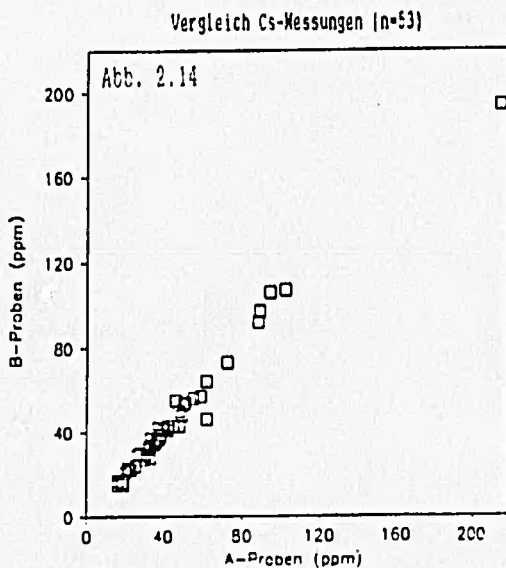
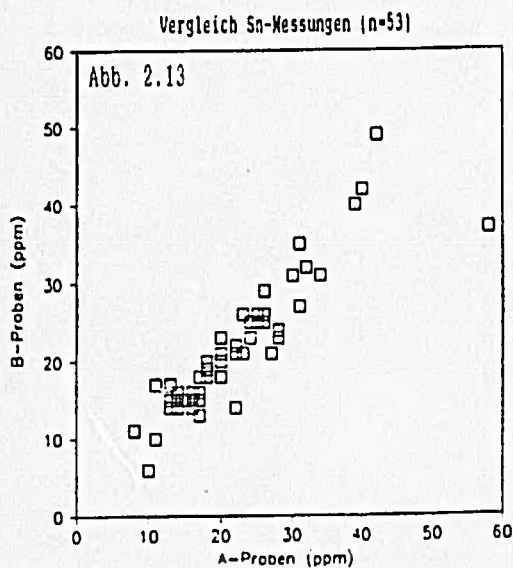
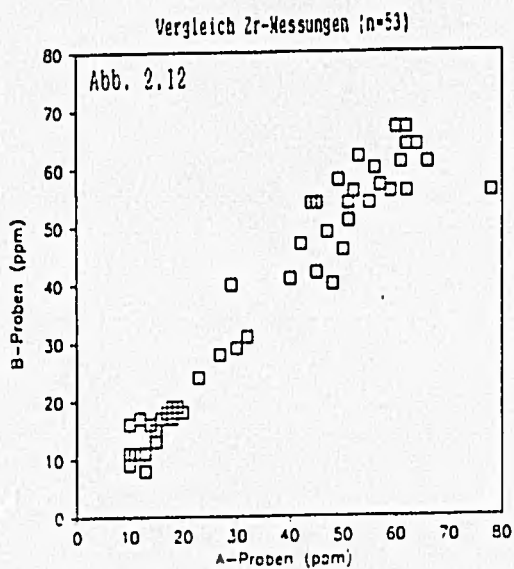
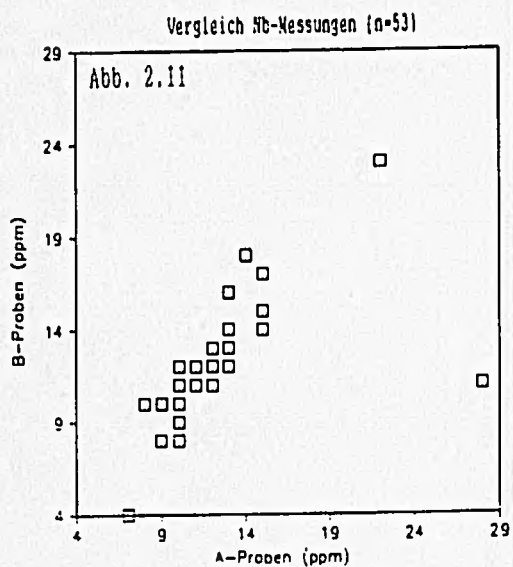


Abb. 2.11 – 2.16: Vergleich RFA von A- und B-Proben.

zeigen die Messungen für Na_2O (Abb. 2.3) und K_2O (Abb. 2.2) sehr gute Übereinstimmung. Zum Vergleich der Spurenelemente wurden 53 Proben herangezogen (s. Abb. 2.5 bis 2.16).

Der Vergleich der Analyse von A- mit B-Proben gehört zur Untersuchung der notwendigen Probengröße (s. 2.2 zu 1.). Ihm liegen für die dazugehörigen Abbildungen 2.5 bis 2.16 immer 53 Meßwerte zugrunde, jedoch kann man nicht in allen Abbildungen 53 Punkte zählen, z.B. bei Abb. 2.5, 2.7 und 2.11, weil die Messungen einiger A- und B-Proben identisch sind. Wegen der schlechten Ergebnisse für einige Elemente bei dieser geringen Probenmenge wurden zur Analyse der Granitproben immer mindestens drei kg verarbeitet, was für die Elemente, die hier sehr gut korrelieren, besonders gute Ergebnisse erwarten läßt.

Vergleich RFA von Preßlingen und Pulverpräparaten:

Im Z.W.O.-Labor in Amsterdam wurde an Pulverpräparaten der Gehalt von Rb und Sr mittels RFA bestimmt. Es handelte sich bei den aufbereiteten Proben um sog. Chips, das sind kleinere Gesteinsbruchstücke, also keine repräsentative Teilmenge der zu bestimmenden Proben. Diese wurden in der Scheibenschwingmühle bis auf ca. 100 μm feingemahlen, das Pulver in Spezialplastikbehälter, deren Boden aus dünner Folie besteht, gefüllt und analysiert. Das Ergebnis dieser Analyse wird im Vergleich zur anschließend in unserem Labor durchgeführten Analyse an Preßlingen (aus mikronisiertem Pulver von mindestens 3 kg Gestein abgetrennt) in den Abb. 2.17 und 2.18 veranschaulicht (s. auch Tab. 5 im Anhang). Da selbst die ungenauere Meßmethode im Vergleich zur Routinemessung

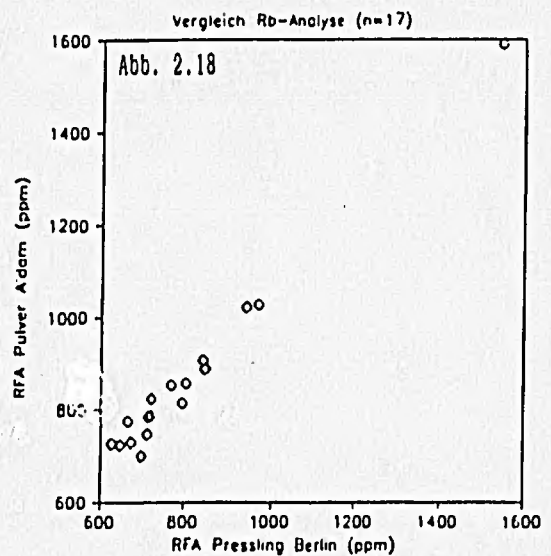
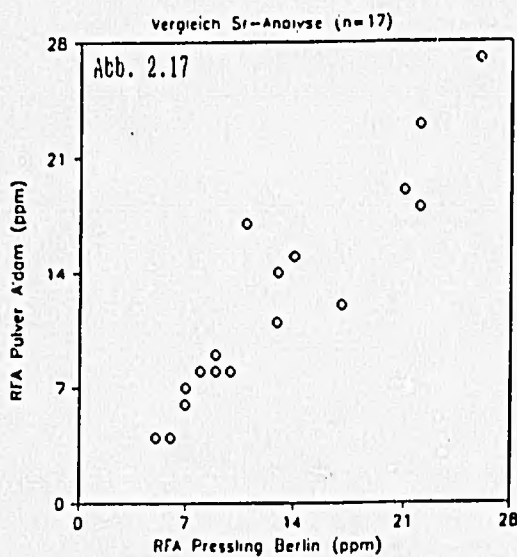


Abb. 2.17 und 2.18: Vergleich RFA von Preßlingen und Pulverpräparaten (s. Text).

noch befriedigende Ergebnisse bringt, kann man von einer problemlosen Messung ausgehen.

2.3.2 Genauigkeit

Vergleich RFA Berlin mit RFA Amsterdam:

Der Vergleich von Sr- und Rb-Bestimmungen mittels RFA unseres Labors (Philips PW 1400, s. S. 21) und des Z.W.O.-Labors in Amsterdam (Philips PW 1450/AHP) ergab sehr gute Übereinstimmung (s. Abb. 2.19 und 2.20 und Tab. 6 im Anhang). Allerdings erhält man ein *signifikant höheres Rb/Sr-Verhältnis* aus der Messung von Amsterdam, da dort systematisch *weniger Sr und mehr Rb* gemessen wird. Dieses wird als richtiger angesehen, weil in Amsterdam mit einem eigens für die Rb/Sr-Messung geeichten Programm mit wesentlich längeren Meßzeiten gearbeitet wird. Für unsere Eichung, die auf den "Normalbedarf" abgestimmt ist, bedeutet es allerdings ein sehr gutes Ergebnis.

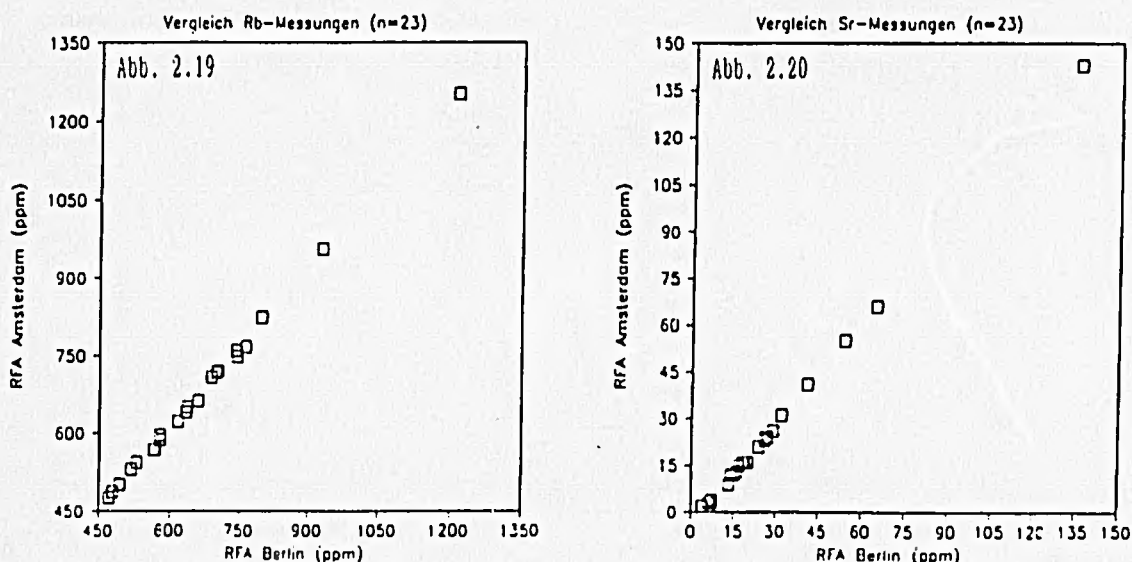


Abb. 2.19 und 2.20: Vergleich RFA Berlin mit RFA Amsterdam derselben Preßlinge.

Die kleinste relative Abweichung bei der Rb-Messung beträgt für unsere Messung 0 % (569 ppm), die größte -3.28 % (824/797 ppm), die mittlere relative Abweichung ist -1.80 %. Für die Sr-Messung beträgt die kleinste relative Abweichung auch 0 % (41 ppm), die größte +50 % (2/4 ppm), allerdings liegen dort die Werte im Bereich des relativen Meßfehlers; die durchschnittliche Abweichung ist +18.94 %. Für Sr liegen die Analysen unseres Labors im Schnitt nur noch um 2.29 % höher, wenn der Gehalt über 30 ppm liegt. In Amsterdam wurde vierfach 30 Minuten lang, bei uns dreifach 200 Sekunden lang gemessen.

Vergleich RFA mit NAA:

Um die Güte von Messungen zu testen, eignet sich besonders der Vergleich mit andersartigen genauen Analyseverfahren. Glücklicherweise hatte Dr. W. Schütz Zugang zur NAA im HMI (Berlin) und ließ auch bei uns analysieren, so daß die Bestimmung der Elemente Na, K, Ca, Fe, Sc, Cr, Co, Zn, Rb, Zr, Ba, Hf, Ta, W, Th, U, La, Ce, Nd verglichen werden konnte. Die folgenden Abbildungen (2.21 bis 2.38) verdeutlichen die meist gute Übereinstimmung der Analysen.

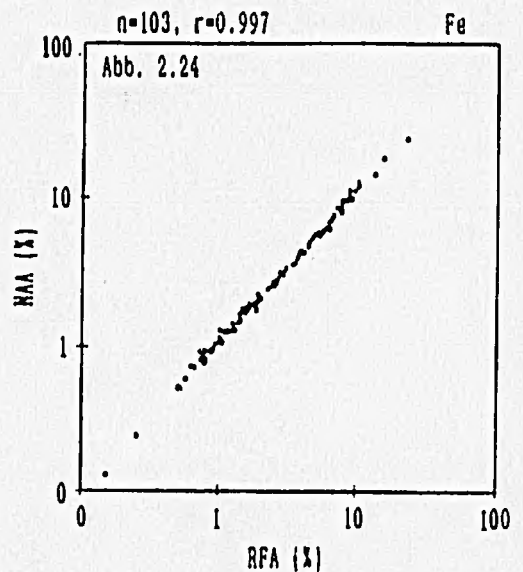
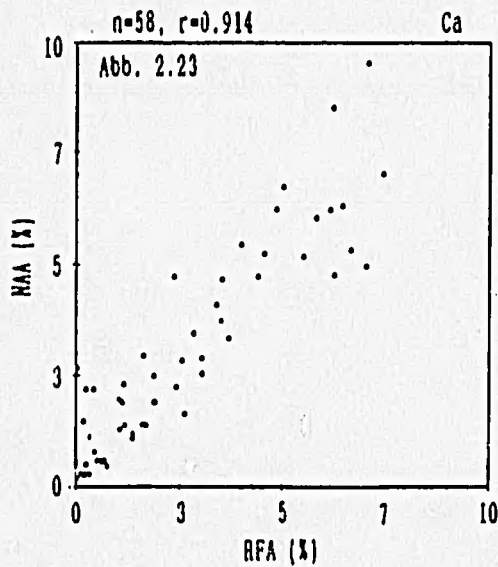
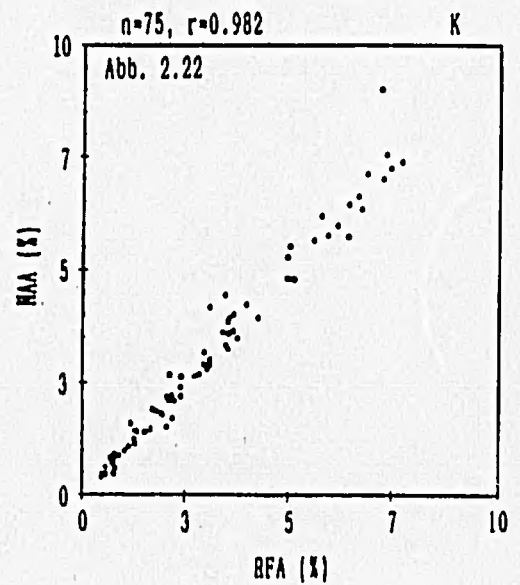
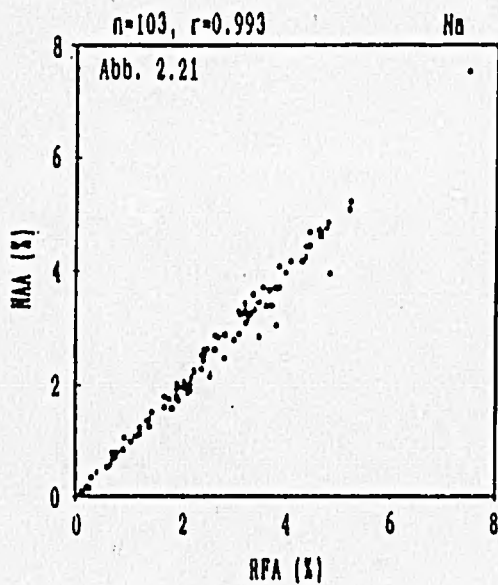


Abb. 2.21 – 2.24: Vergleich von RFA mit NAA.

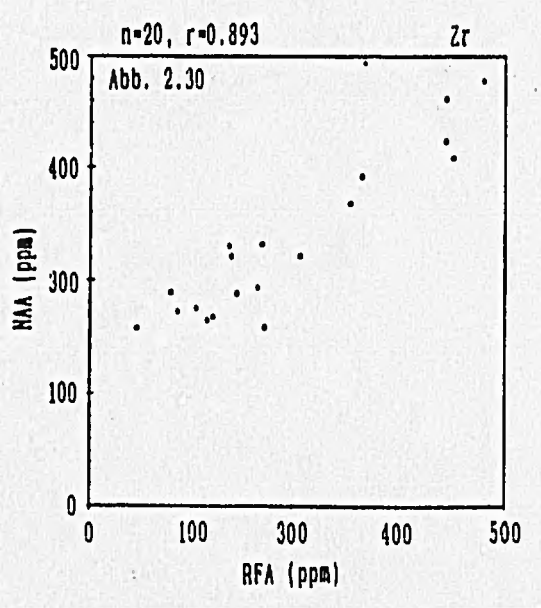
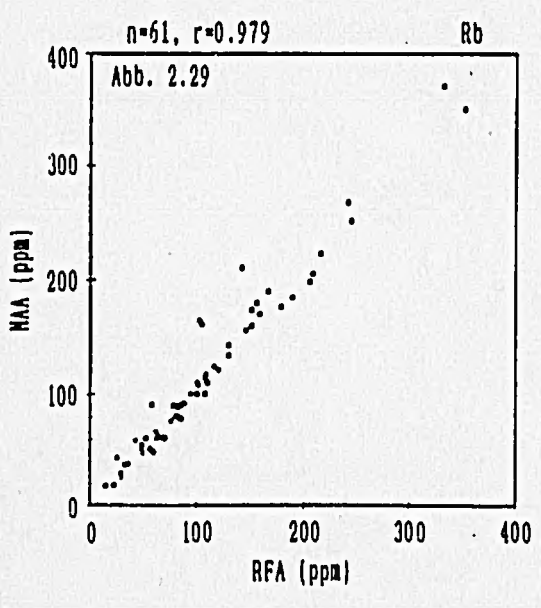
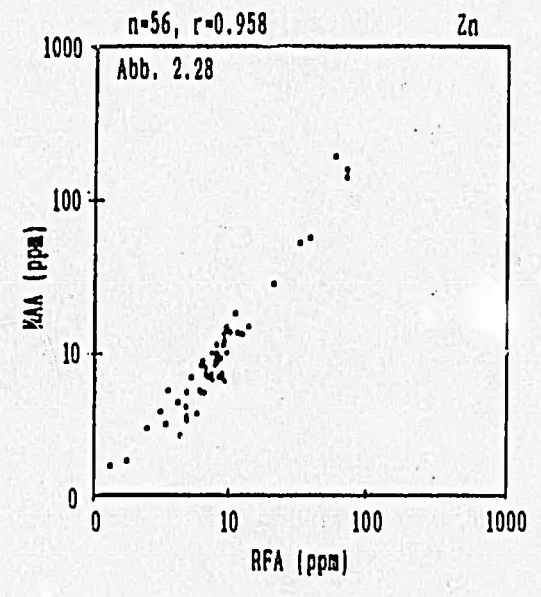
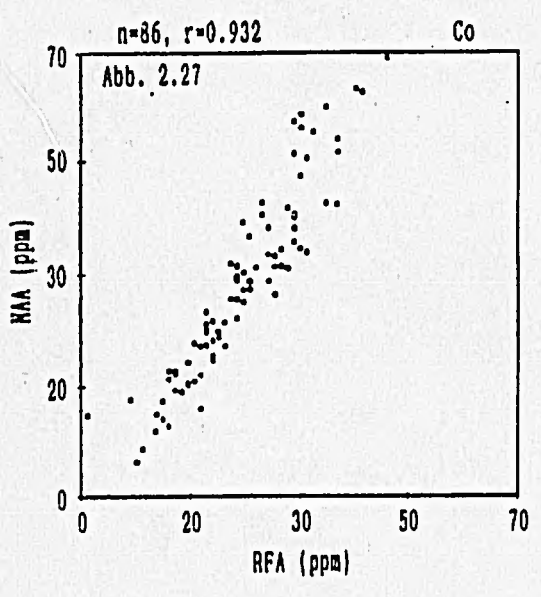
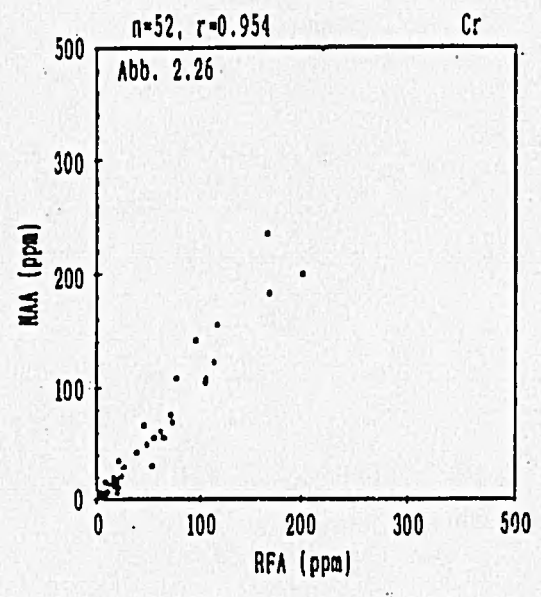
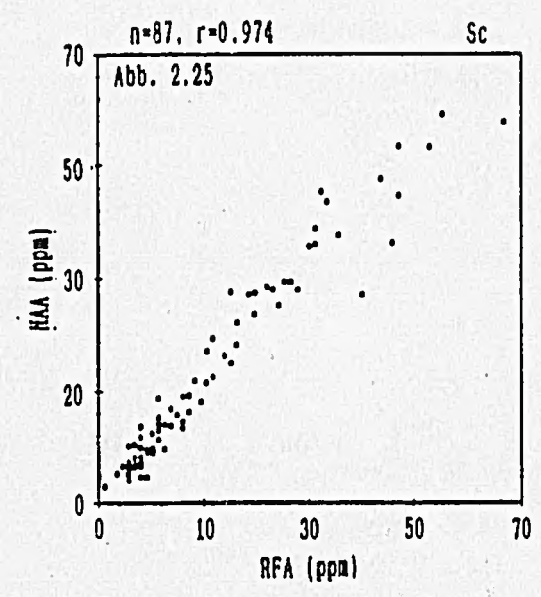


Abb. 2.25 - 2.30: Vergleich von RFA mit NAA.

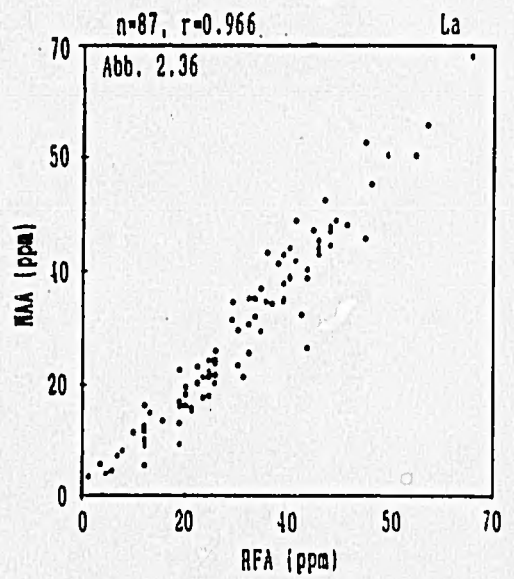
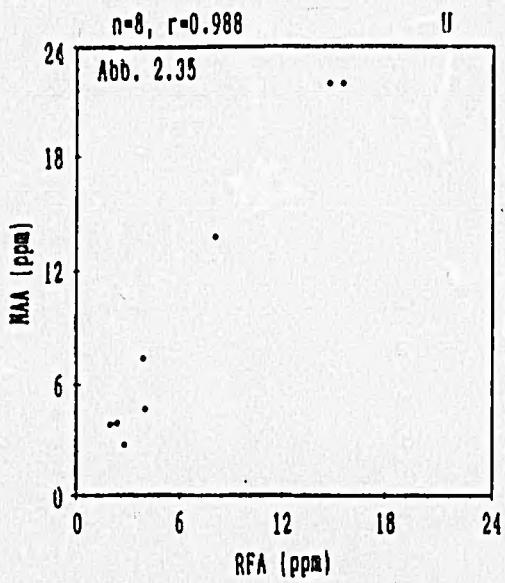
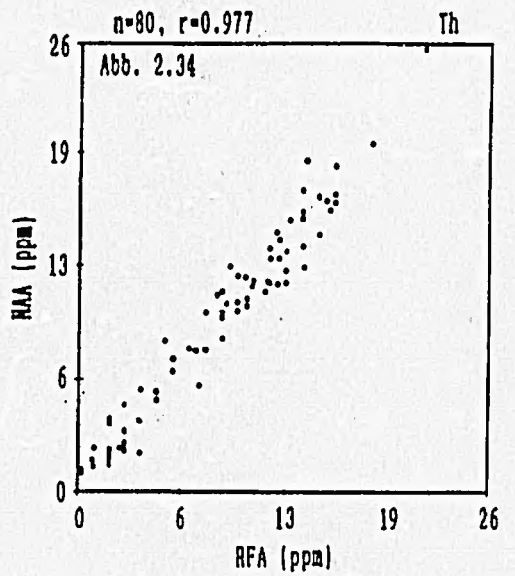
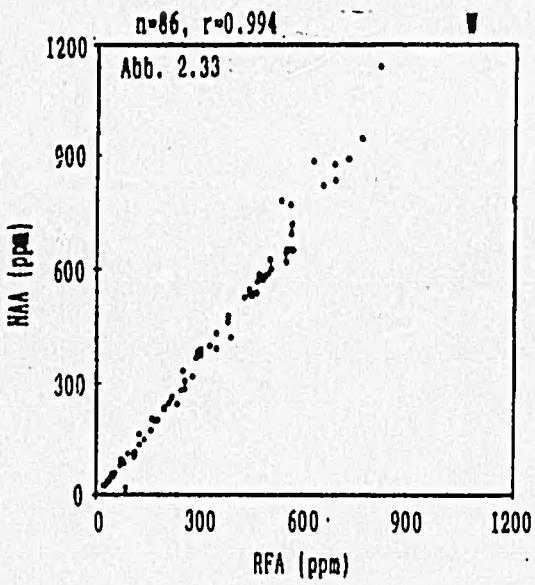
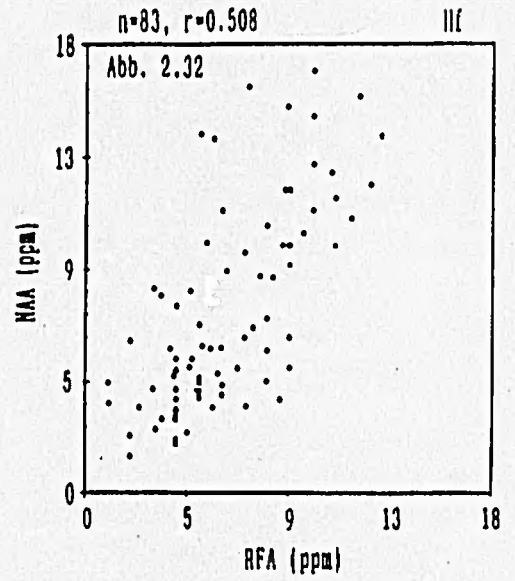
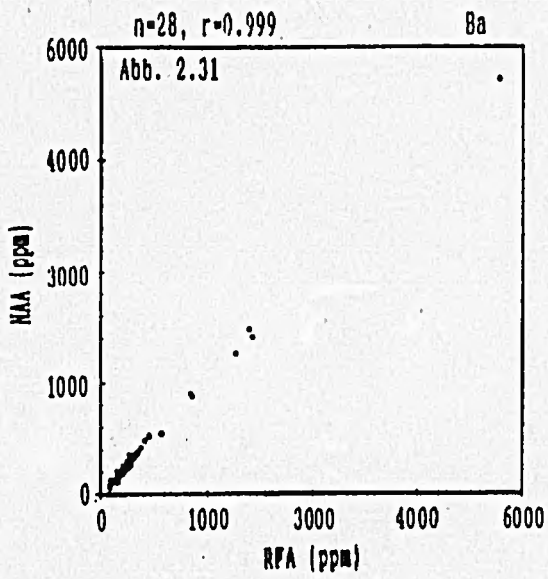


Abb. 2.31 - 2.36: Vergleich von RFA mit NAA.

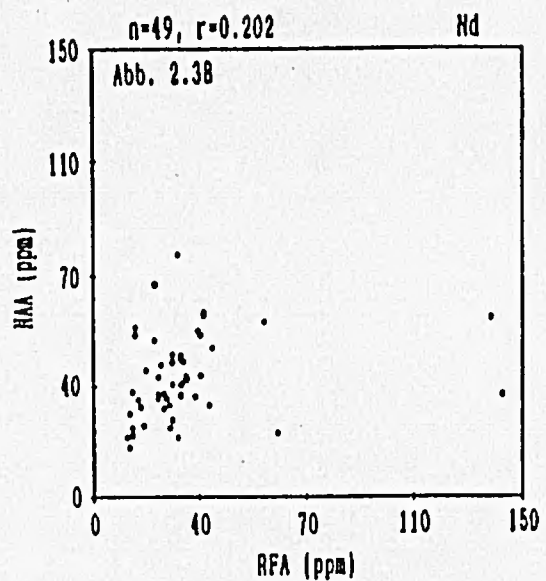
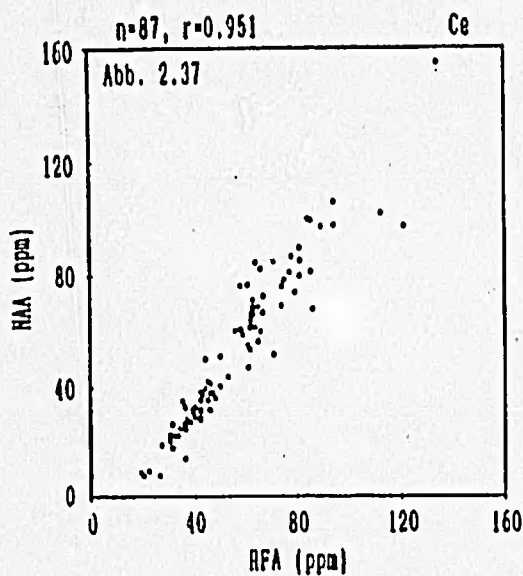


Abb. 2.37 und 2.38: Vergleich von RFA mit NAA.

Die Oxid-Analysen (Hauptelemente) der RFA wurden für den Vergleich mit der NAA zu Elementen umgerechnet. Geradezu perfekte Übereinstimmung der Ergebnisse beider Meßmethoden zeigen Na (Abb. 2.21) und Fe (Abb. 2.24); die Werte für K (Abb. 2.22) streuen wenig mehr. Ca (Abb. 2.23) zeigt schlechtere, aber immer noch gute Korrelation. Die verglichenen Spurenelementanalysen zeigen i.a. recht gute Übereinstimmung mit $r > 0.95$. Für die Zr-Messungen (Abb. 2.30) ist r leider unter 0.90. Der Vergleich der U-Analyse basiert nur auf acht Werten (Abb. 2.35), so daß das Ergebnis nicht allzu ernst genommen werden muß. Die schlechtesten Resultate lieferten Hf (Abb. 2.32), Ta und Nd (Abb. 2.38). Die Analyse dieser Elemente ebenso wie die von Zr wurde später verbessert. Die Nd-Messungen streuen immer noch stark, was Mehrfachmessungen erforderlich macht.

2.4 Zusammenfassung der Ergebnisse

Zusammenfassend kann man sagen, daß unsere geochemischen Analysen mittels RFA i.a. genau und gut reproduzierbar sind und die angewendeten Aufbereitungsverfahren den Zwecken genügen. Schwierig zu bestimmende Elemente sind Hf, Ta und Nd wie auch Zr, wenn letzteres nur in niedrigen Konzentrationen vorhanden ist. Nb- und Sn-Analysen streuen stark wie auch W-Messungen bei niedrigen Konzentrationen. Durch Mehrfachmessungen erhält man jedoch verlässliche Mittelwerte. Besonders erfreulich ist die gute Übereinstimmung der RFA- mit der NAA-Messung für Na, da es als schwierig zu bestimmendes Element für die RFA bekannt ist.

3. GEOLOGIE UND TEKTONIK

3.1 Pluton und Nebengestein

Geologie und Tektonik von Trás-os-Montes wurden eingehend von A. RIBEIRO (1974) behandelt (s. 1.2.2), von vielen Autoren zusammengefaßt (M.L. RIBEIRO 1986, 1987, SCHERMERHORN & KOTSCH 1984 u.a.) und sollen hier nicht im Einzelnen wiederholt werden. Der bearbeitete Granit liegt in der von A. RIBEIRO als centrotransmontan bezeichneten Zone, wo zwei Einheiten unterscheidet, die der Granit intrudierte:

- a. "Complexes volcano-siliceux" mit Einschaltungen basischer, saurer und peralkaliner Vulkanite
- b. "Complexes phyllado-quartzeux"

Die Untergliederung des Nebengesteins in zwei Einheiten, die eine vulkanitführend, die andere hauptsächlich sedimentärer Natur, konnte im Gelände bestätigt werden:

- a. Cedais-Formation: Amphibolite, Quarzschiefer und untergeordnet Glimmerschiefer
- b. Vale-de-Asnes-Formation: Phyllite, Glimmerschiefer und untergeordnet Quarzite

Der Romeupluton mißt sechs bis sieben km im Durchmesser und bildet einen runden Körper, der allerdings im Osten fast geradlinig durch eine Störung mit einer großen Quarzader begrenzt wird, deren Verlauf NNE-SSW ist. In ganz Nord-Portugal beobachtet man Störungszonen und meist sinistrale Verschiebungen in dieser Richtung, in der enorm viele Quarzgänge, z.T. in Schwärmen zu finden sind (RIBEIRO 1974, SCHERMERHORN 1956). Im östlichen Trás-os-Montes sind die Alkaligranite oft räumlich mit diesen Strukturen verknüpft, die von A. RIBEIRO (1974) als spät-herzynisch eingestuft werden. Der sinistrale Versatz ist auch im Arbeitsgebiet zu beobachten (s.u.).

Die sehr zahlreichen Quarzgänge in und um den Romeupluton halten sich an diese bevorzugte Richtung. Sie erreichen z.T. riesige Ausmaße (s. geologische Karte Abb. 1.4), treten z.T. in Scharen auf (Abb. 3.20) und können mit Sicherheit als postintrusiv bezeichnet werden, da sich Einschlüsse von Granit als eckige Bruchstücke im großen Quarzgang finden (Abb. 3.5). Diese Einschlüsse sind stets kaolinisiert wie auch das übrige Granitgestein in der Umgebung der Quarzgänge. Die größeren, mehrere Meter breiten Quarzgänge treten als Härtlinge im Gelände hervor. Der große Quarzgang an der östlichen Grenze des Plutons ist im Süden ca. 30 m breit und läßt das Gelände in Richtung N auf 1 km um 150 m ansteigen.

Manchmal sind in den entlang dieser Zonen auftretenden Quarzgänge Schürfe angelegt worden; wahrscheinlich wurde nach Sn- und/oder W-Erzen gesucht. Jedenfalls

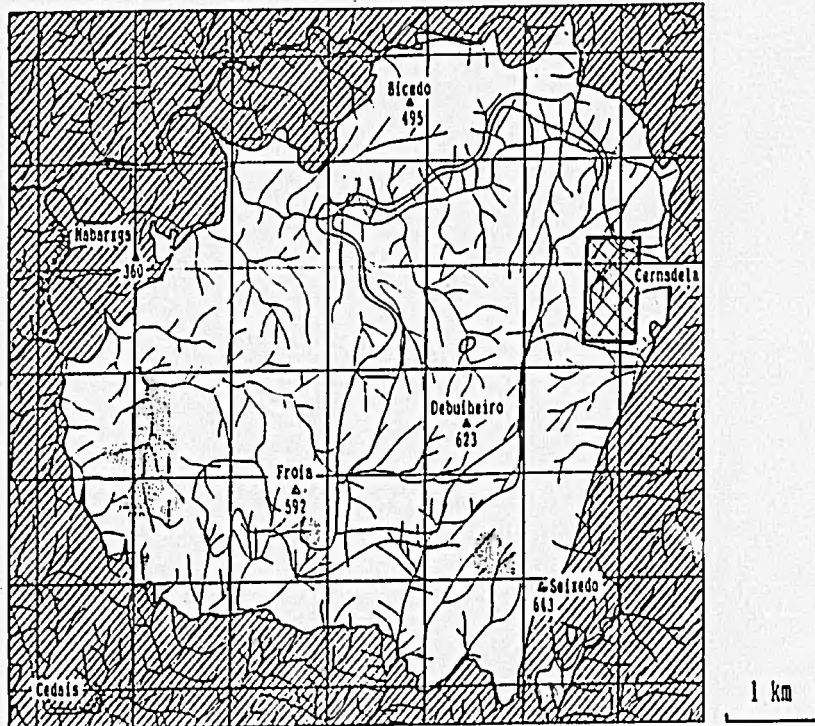


Abb. 3.1: Karte des Bergantes (Ausschnitt); Entwässerungsnetz und Konzessionsgebiet für W und Sn (kreuzschraffiert), Gebiet außerhalb des Plutons schraffiert, Nebengestein innerhalb punktiert, geologische Kontakte der Granittypen R, C und T eingetragen.

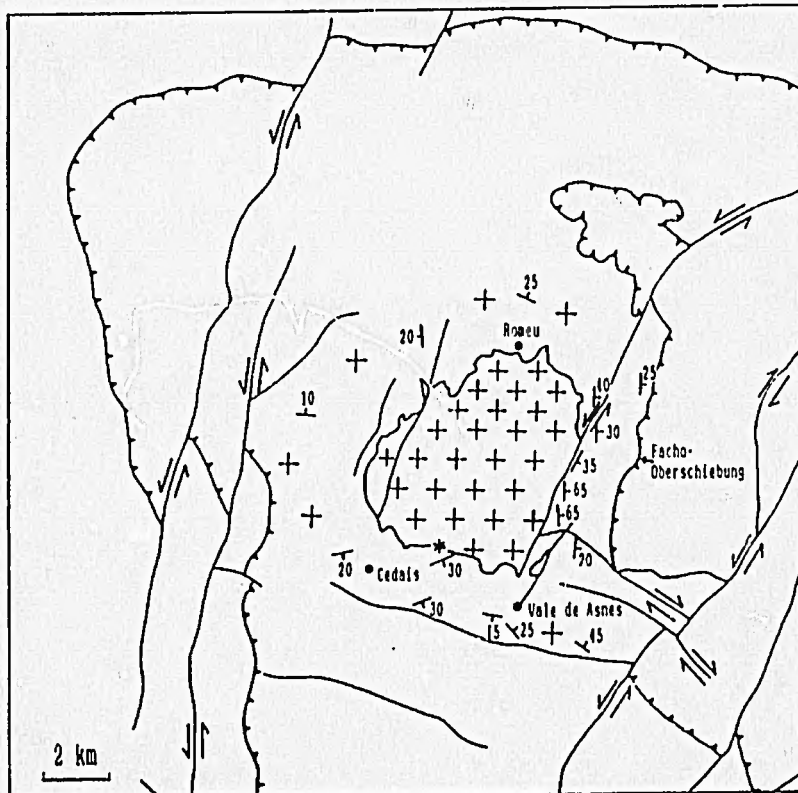


Abb. 3.2: Romepluton, Hauptstörungsrichtungen und Einfallen (s_0) der umgebenden Gesteine in der centrotransmontanen Einheit (nach A. RIBEIRO 1974); s. auch Abb. 1.3, S. 17. * Eigene Messung am Kontakt zum Granit, wo die s_0 -Fläche ungefähr der Kontaktfläche entspricht; s. Text S. 44 und Abb. 3.8.

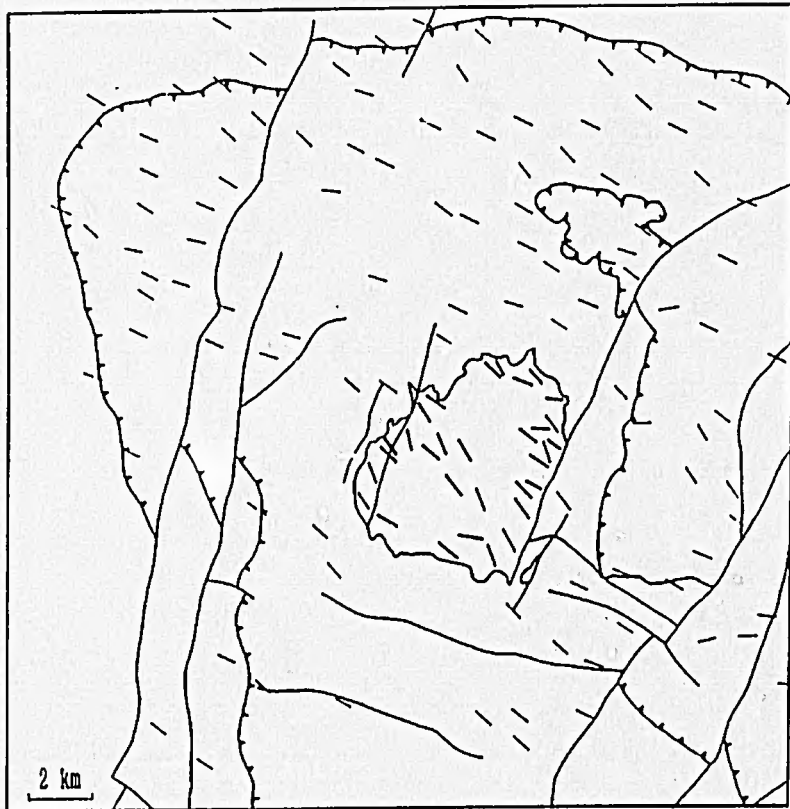


Abb. 3.3: Richtung der letzten herzynischen Deformationsphase (s_3) in der centrotransmontanen Einheit nach A. RIBEIRO (1974) und Foliation im Romeupluton (eigene Messungen).

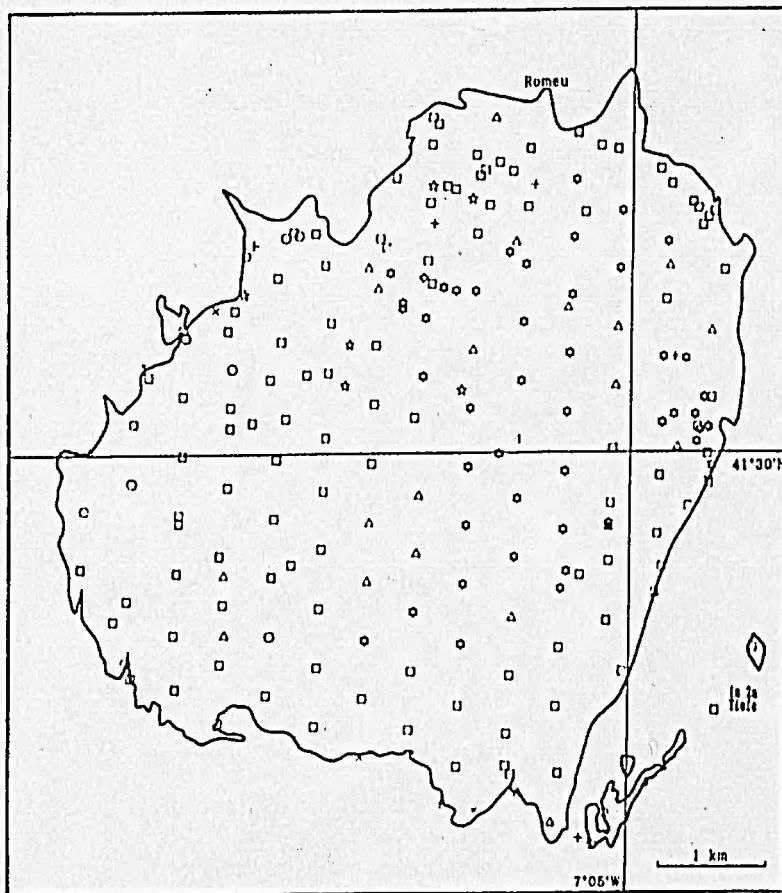


Abb. 3.4: Probenpunktkarte der diversen Granittypen; Quadrat Typ R, Stern Typ C, Dreieck Typ T, schräges Kreuz Typ RB, Kreis Typ R+, gerades Kreuz Typ G, s. auch Karte im Anhang S. 48.

existiert eine Karte vom portugiesischen Bergamt (Serviço de Fomento Mineiro) mit einem ausgewiesenen Konzessionsgebiet für Sn und W von ca. einem halben km² im östlichen Teil des Plutons (Abb. 3.1) – dort fand ich zwei Schurfgräben aber keine Anzeichen einer Mineralisation. Nicht aufgeführt in dieser Karte sind einige andere Schürfe und ein großer Schurf im Nebengestein westlich des Plutons. Außer Hämatit konnte auch dort kein Erz gefunden werden.

Der sehr grobkörnige Pegmatit im Nordwesten des Plutons (Abb. 1.4, 3.6 und 3.7) streicht NS und liegt im Bereich einer Störung, die am westlichen Südrand des Plutons beginnt und auch NNE streicht. Im Süden ist entlang dieser Zone die große Nebengesteinscholle eingesunken (Abb. 1.4, 3.11). Der Pegmatit ist trotz der enormen Größe der Kristalle im dm- bis m-Bereich völlig unmineralisiert. Das Nebengestein wird nur von pegmatitischen Gängchen mit Kristallen im cm-Bereich durchsetzt. Sowohl bei diesen Pegmatit- als auch bei den Quarzgängen tritt mehrfache Breccierung und Striemung auf, was auch in anderen Gebieten in Nordportugal zu beobachten ist (RIBEIRO 1974, S. 107). Hier hat also fortgesetzt Dehnung, Bewegung und Lösungsaufstieg stattgefunden. Die Bildung der Riesenkristalle des o.g. Pegmatits ist wahrscheinlich einer begünstigten, von Bewegungen abgeschirmten Lage zwischen Pluton und Nebengestein zu verdanken, wo lange Zeit eine klaffende Spalte mit Lösungen gefüttert wurde.

Die Einregelung von Mineralen (Abb. 3.3) im Granit korrespondiert mit der Richtung der letzten herzynischen Deformationsphase, daher ist der Pluton als spätsyntektonisch anzusprechen (s.u.). Von ihm aus gehen zahlreiche Apophysen ins Nebengestein. Im Pluton selbst findet man Nebengesteinseinschlüsse, einige kleinere Schollen und eine große Scholle im Südwesten (s. Abb. 1.4, S. 17 und Abb. 3.10, 3.11). Diese Einschlüsse treten meist im Randbereich des Plutons auf und sind nur mäßig metamorphosiert worden, d.h. es gibt keine Hornfelse. Kontaktminerale sind Andalusit und Granat. Es finden sich keine Xenolithe im Granit, außer direkt am Kontakt zum Nebengestein oder in der Nähe der eingeschlossenen Gesteinsschollen in der Größenordnung von einigen cm³ bis m³, die noch die Schieferung erkennen lassen. Der Kontakthof um den Pluton reicht i.a. ein bis zwei km weit und endet im Osten abrupt an der sog. Facho-Störung (M.L. RIBEIRO 1987), einer Überschiebung ca. 1 km vom Granit entfernt (s. Abb. 3.2).

Die hauptsächlich mit dem Granit in Kontakt stehenden Gesteine sind epidotreiche Grünschiefer und quarzreiche Glimmerschiefer, die vor der Platznahme des Granits eine regionale Metamorphose in Grünschieferfazies erfuhren. Als Kontaktminerale treten Granat und Andalusit auf. In den Grünschiefern wurde Aktinolith durch Kontaktmetamorphose zu Hornblende. Von M.L. RIBEIRO (1971) wurde bei Cedais einen km südwestlich des Plutons in wahrscheinlich silurischen Metasedimenten, die nun als Kalksilikatgesteine vorliegen, Scheelit entdeckt. Deswegen wurde diese Gegend des nachts mit einer UV-Lampe

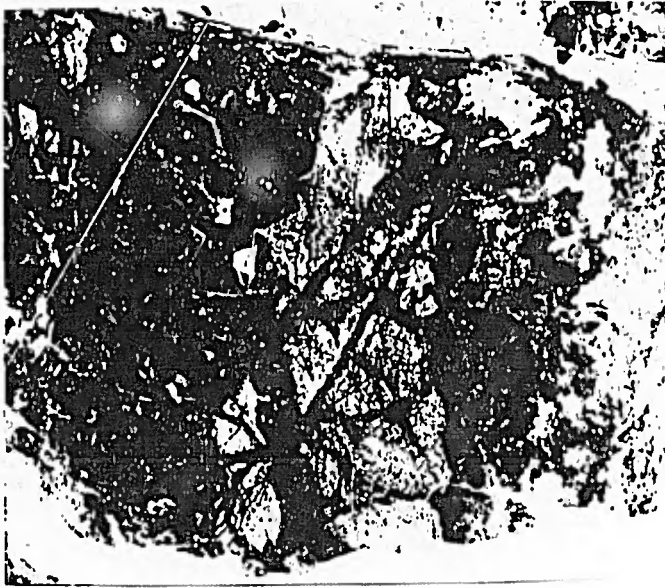


Abb. 3.5: Eckiger Graniteinschluß
in großen Quarzgang an der östli-
chen Granitgrenze.



Abb. 3.6: Kalifeldspatkristall aus
dem Pegmatit im NW des Plutons.



Abb. 3.7: Spitze eines Quarzkri-
stalls aus dem Pegmatit im NW des
Plutons.

(Scheelit strahlt im kurzwelligigen UV-Licht kräftig hellblau) abgegangen, jedoch, ohne auf Scheelit zu treffen. Das Vorkommen ist offensichtlich örtlich sehr begrenzt. Die stark tektonisierten, von zahlreichen Quarz- und Pegmatitgängen durchsetzten Gesteine liegen oft flach ($s_0 = \text{parallel } s_1$ nach RIBEIRO 1974) oder fallen meist leicht in verschiedene Richtungen ein (Abb. 3.2).

Am östlichen Kontakt zum Nebengestein, hier hauptsächlich Amphibolit, gibt es häufig brecciierte Kontakte, an denen Bruchstücke des Amphibolits in einer granitischen Matrix schwimmen (Abb. 3.9). An einigen Stellen, wo der südliche Kontakt gut aufgeschlossen ist, liegt das Nebengestein fast schieferungsparallel auf dem Granit (s. * in Abb. 3.2, Abb. 3.8 rechts), dann wiederum wird es diskordant durchdrungen (Abb. 3.8 links).

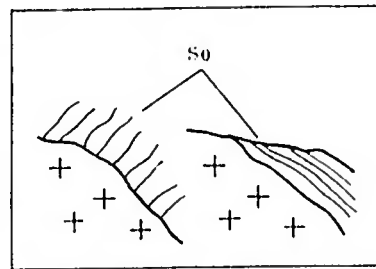
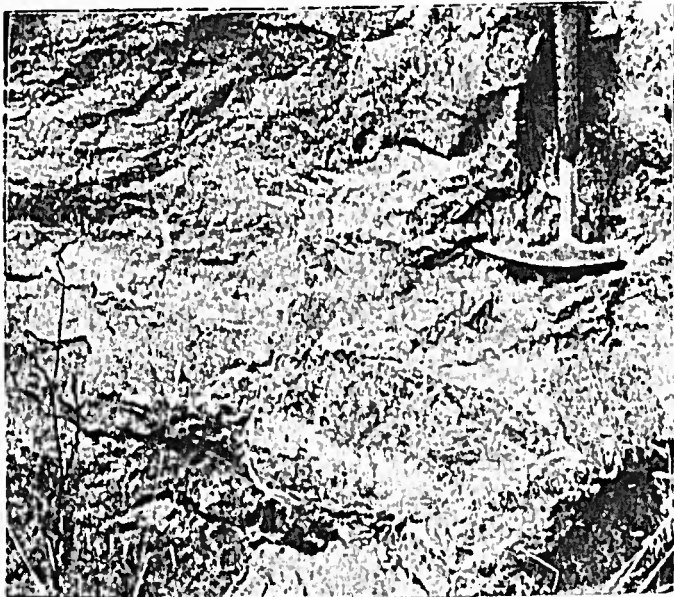


Abb. 3.5 (oben): Kontaktformen Granit/Nebengestein. Rechts Profil des mit * gekennzeichneten Kontaktes von Abb. 3.2, S. 40.

Abb. 3.9 (links): Breccie am Kontakt Granit/Amphibolit.

3.1.1 Granittypen

Ein Überblick über die drei Hauptvarietäten des Granitplutons von Romeu wurde bereits in Kapitel 1 gegeben. Untergeordnet treten dazu noch drei weitere Gesteinstypen auf, die wegen der geringen Größe ihrer Vorkommen nicht in der geologischen Karte (Abb. 1.4) dargestellt sind; die Lokalitäten sind in der Karte "Granittypen" (Abb. 3.4) ausgewiesen. Der Vollständigkeit halber werden die Haupttypen im folgenden nochmals aufgeführt.

1. Romeugranit (R): fein- bis mittelkörniger Leukogranit (Muskovitgranit ohne Biotit), z.T. mit pegmatitischen Nestern und Schlieren, miarolithischen Hohlräumen und sehr selten einigen Feldspatgroßkristallen (Abb. 3.14, 3.15).

2. Cernadelagranit (C): mittelkörniger bis grobkörniger Muskovitgranit mit wechselnden Anteilen von Feldspatgroßkristallen bis zu 7 cm Länge und 23 mm Breite und wenig Biotit. Muskovit überwiegt jedoch immer noch bei weitem den Biotit. Dieser Granit ist auch z.T. als Einschlüsse und größere Schollen im Romeugranit enthalten und wird von ihm gangartig durchdrungen (Abb. 3.16 – 3.18).

3. Übergangstyp (T): Grobkörniger Leukogranit mit vereinzelt Biotit und Feldspatgroßkristallen, häufig ohne scharfen Kontakt in Romeu- oder Cernadelagranit übergehend.

4. Romeugranit mit Biotit (RB): tritt nur im Kontaktbereich Granit/Nebengestein (Schiefer) auf und enthält sehr große Biotit-Kristalle (bis zu 6 cm), sonst aber wie Romeugranit.

5. Granit mit pegmatitischen Nestern (R+) und/oder strahlig entwickelten Muskovitaggregaten (beginnende Greisenbildung).

6. Hydrothermal kaolinisierter Granit (RK): Besonders in der Nähe der zahlreichen Quarzadern und auch auf lagerkluftähnlichen Flächen im Granit (Abb. 3.19) ist der Granit kaolinisiert, wobei der Grad der Umwandlung sehr unterschiedlich sein kann. Die Kaolinisierung betrifft alle Typen, die jedoch nicht einzeln mit z.B. CK, TK bezeichnet werden, da sie untereinander aufgrund unterschiedlicher Umwandlung keine Einheitlichkeit zeigen. So bezeichnet werden alle bröcklig oder lehmig erscheinenden, meist hellweißen Granite.

7. Gänge/Aplite (G): Vom Granit gehen zahlreiche kleinere und größere Aplite aus, von denen nur die größeren in der geologischen Karte dargestellt sind. Sie durchschlagen das Nebengestein diskordant, treten aber auch lagergangartig auf (Abb. 3.21). Im Pluton selbst treten diese zurück, doch gibt es dort Gänge, ähnlich Typ R, meist in Typ C, die wegen ihrer von Typ R leicht abweichenden geochemischen Zusammensetzung zum Typ G gestellt werden.

Der *Romeugranit* zeigt scharfkantige Formen (Abb. 3.12) und tritt als reinweißer Leukogranit (Abb. 3.14) in Erscheinung, an dem Muskovitnester, rote, schwarze und grüne Flecken auffällig sind. Eine oft schwer erkennbare Einregelung, meist der Grundmasse, ist zwischen $120/300^\circ$ und $155/335^\circ$ am häufigsten festzustellen. Er ist eindeutig der jüngere Granit, der den Cernadelagranit in Einschlüssen enthält (Abb. 3.17 und 3.18). Oft durchdringen sich die beiden Typen gegenseitig, bzw. Cernadelagranit "schwimmt" sozusagen in größeren Blöcken (mehrere m^3) im Romeugranit. Die geologische Karte (Abb. 1.4) weist diese Regionen als Übergangstyp aus, da dort auch der oben beschriebene Übergangstyp auftritt und keine scharfen Grenzen zu ziehen sind.



Abb. 3.10: Schiefereinschluß in kaolinisiertem Granit.



Abb. 3.11: Ansicht der Nebengesteinsscholle am SW-Rand des Plutons (Blick nach W).

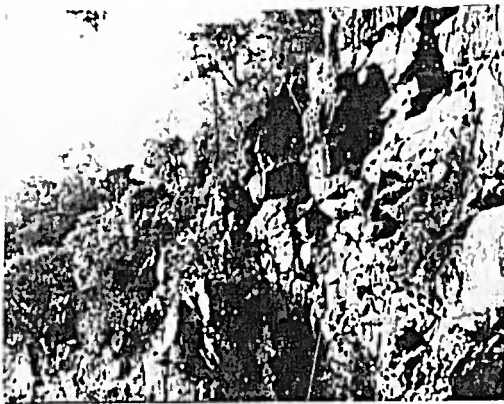


Abb. 3.12: Romeugranit, scharfkantige Verwitterungsformen.

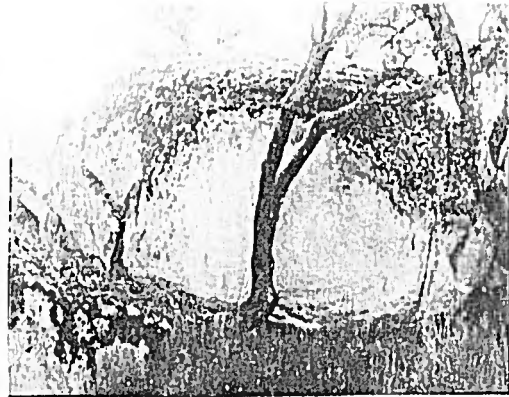


Abb. 3.13: Cernadelgranit, Wollsackverwitterung.



Abb. 3.14: Romeugranit, reinweißer Leukogranit mit Muskovitnestern (hier grau).



Abb. 3.15: Mikrolithische Hohlräume im Romeugranit (Maßstab 17 µm).

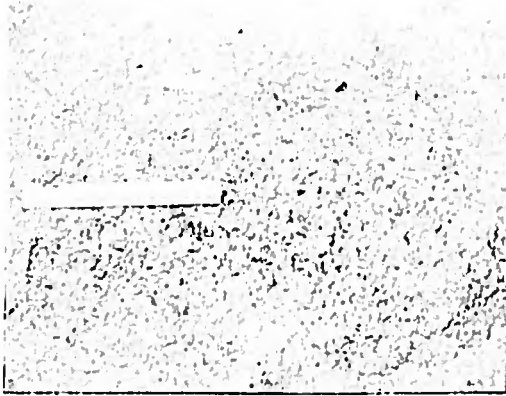


Abb. 3.16: Cernadelagranit mit eingeregeltten
Feldspatgroßkristallen (Maßstab 17 cm).



Abb. 3.17: Romeugranit mit kantigen Einschlüß
von Cernadelagranit (Maßstab 13 cm).

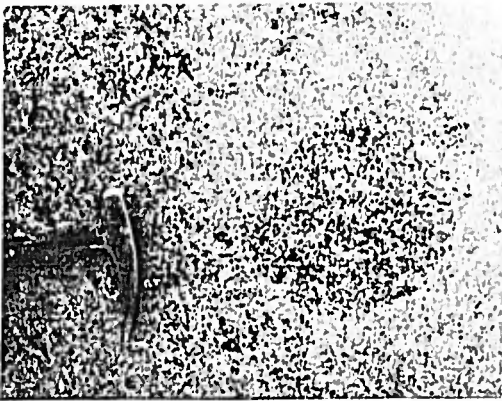


Abb. 3.18: Romeugranit mit rundlichem Einschlüß
von Cernadelagranit.



Abb. 3.19: Kaolinisiertes Band im Romeugranit
(Lagerklüftbelag).



Abb. 3.20: Gescharte Quarz-Pegmatitgänge im
Granit, Blick nach NNE.



Abb. 3.21: Aplitgänge im Nebengestein des Gran-
nits, die fast parallel zur ersten
Schieferungsfläche eingedrungen sind.

Der *Cernadelagranit* bildet große Wollsäcke (Abb. 3.13); da er wesentlich gröber als der Romeugranit ist und meist viele Feldspatgroßkristalle enthält, verwittert er in dieser für grobkörnige porphyrische Granite typischen Weise (SCHERMERHORN 1956). In der Nähe von Störungen und den begleitenden Quarzadern ist auch er kaolinisiert und sehr tiefgründig verwittert, so daß er größere ebene Flächen bildet, die mit Grus bedeckt sind, sehr zum Ärger für denjenigen, der eine geochemische Probenahme durchführen soll. Die häufig auftretende Einregelung der Feldspatgroßkristalle ist leicht erkennbar (Abb. 3.16) und streicht meist zwischen $110/290^\circ$ und $150/330^\circ$. Es treten auch völlig andere Richtungen in der Übergangszone auf, da einzelne Blöcke des Cernadelagranits aus ihrer ehemaligen Richtung hinausgedreht wurden, als der Romeugranit aufdrang. Auch Typ C hat pegmatitische Nester.

Wegen der oben beschriebenen örtlichen Verknüpfung von Quarzadern und Kaolinisierung des Granits, die in Steinbrüchen gut beobachtet werden und sehr tiefgründig sein kann, wird auf eine hydrothermale Entstehung der Kaolinisierung bei der Bildung der Quarzadern – die ja aus hydrothermalen Lösungen ausgefällt wurden – geschlossen.

3.1.2 Granittektonik

Die in Granitsteinbrüchen (meist im Romeugranit) gemessenen Klufflächen sind in Abb. 3.22 sowohl als Flächenpole als auch als Kluffrose dargestellt (Clodat-Programm,

Anzahl	119
Vertrauensgrenze	99 %
Regelungsgrad	10.1 %
Konzentrationsparameter	2.2
Vertrauenskegel	0 Grad
Sphärischer Öffnungsgrad	0 Grad
Schwerpunktfläche	180/75

Eigenwerte	Eigenvektoren
1 = 0.09	119/83
2 = 0.41	231/03
3 = 0.49	321/06

0.99

Großkreisregelung 93 %
Kleinkreisregelung 22 %
zirkularer Öffnungsgrad 130

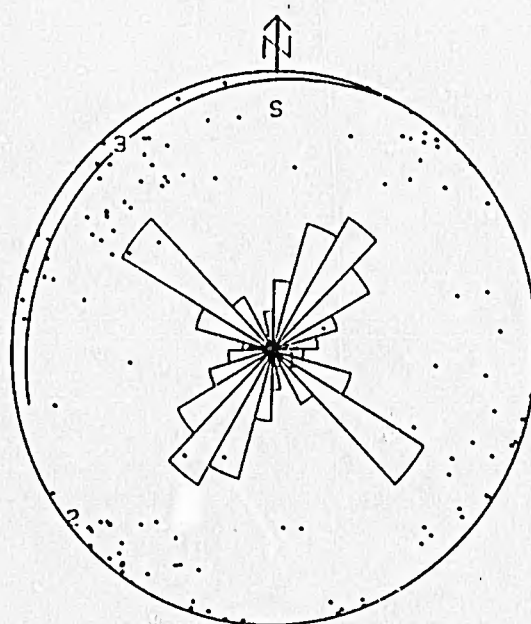


Abb. 3.22: In Steinbrüchen eingemessene Klufflächen im Granit (Kluffrose mit Flächenpolen), Parameter auf der linken Seite wurden vom Clodat-Programm (WALLBRECHER 1979) berechnet.

WALLBRECHER 1979). Die beiden Hauptrichtungen stehen fast senkrecht aufeinander; hier wurden fast nur steiler einfallende Klüfte berücksichtigt. Die dargestellte Klüftung entspricht dem typischen Abkühlungsmuster einer Intrusion, mit i.a. senkrecht angeordneten sich kreuzenden Klüften (BALK 1948). Unter den häufig auftretenden flach einfallenden Klüften (Lagerklüfte), sind zahlreiche Primärklüfte, die immer Beläge aus Chlorit, Kaolin, Limonit usw. (s. Abb. 3.19) aufweisen – wie auch die steilen Primärklüfte. Flach liegende Klüfte ohne Belag sind als sekundäre Entlastungsklüfte zu deuten und liegen parallel der heutigen Landoberfläche. Nach BALK (1948) bilden sich primäre Lagerklüfte dort, wo die Oberfläche des plutonischen Körpers flach ist, z.B. in der Kuppel eines Magmadoms.

Diese Klüfte sind also ein weiteres Indiz dafür, daß es sich hier um die Dachzone des Plutons handelt. Dies erklärte auch, warum im Nebengestein neben diskordanten auch schichtparallele Aplite existieren (s_0 fällt meist flach ein, s. Abb. 3.21).

3.2 Herzynische Deformationsphasen

A. RIBEIRO (1974) unterscheidet drei Hauptphasen der herzynischen Deformation, wobei heute i.a. seine erste und zweite Phase als zusammengehörig gelten, so daß sich zwei Hauptphasen (und entsprechend s_1 und s_2) der herzynischen Faltung ergeben (SCHERMERHORN & KOTSCH 1984, PRIEM & DEN TEX 1984, PRIEM et al. 1986). Die herzynische Hauptfaltung ist der ersten und zweiten Phase nach A. RIBEIRO (1974) zuzuordnen und wurde in S-Portugal auf Ende Mitteldevon (Givet) mit ca. 375 Ma bestimmt (PRIEM et al. 1986). Während der dritten Deformationsphase erfuhren die bereits gefalteten Gesteine eine Crenulation und intrudierten der Granit von Romeu und andere Alkaligranite. Im Rahmen des Ibergranite-Projektes (SCHERMERHORN & WALLFASS 1985) wurde der Vila-Real-Granit, ein fast 1000 km² bedeckender Alkaligranit mit stark wechselnden Biotitgehalten, *Leukogranitbereichen* und Zinnapliten, untersucht. Er ist altersgleich (ca. 300 Ma, s. Kap. 6) mit dem Granit von Romeu und zeigt auch petrologisch-geochemisch viel Ähnlichkeit mit ihm. Bei Gontães wurde einer der Aplitgänge beprobt. Diese Aplite intrudierten in bereits gefaltete und geschieferte (s_{1-2}) Beira Schiefer, in denen sie meistens parallel zur Schieferung liegen, sie aber auch durchschneiden. Die Aplite wurden dann, zusammen mit den leicht metamorphen Sedimenten, durch eine Crenulationsschieferung (s_3) quer zur Hauptschieferung deformiert. Die Deformation der Aplite ist schwach und hauptsächlich auf ihre Randbereiche beschränkt. Die Intrusion des Vila-Real-Granits und seiner Aplite fand also zwischen der herzynischen Hauptfaltung und der dritten Deformationsphase statt, was folglich ebenso für den altersgleichen Romeupluton gilt. Die beschriebene Mineraleinregelung im Romeupluton (Abb. 3.3) wurde durch die zweite und dritte Phase nach RIBEIRO (1974) verursacht, also ist der Granit syn- bis spätektonisch in bezug auf die letzten herzynischen Deformationsphasen einzustufen. Er intrudierte folglich zwischen Westphal und Stephan (ODIN 1986); RIBEIRO (1974) stuft seine zweite und drit-

te Phase zwischen 315 und 305 ± 10 Ma ein (nach ODIN, 1986: Namur bis Stephan/Autun). Diese Schätzung korrespondiert mit dem radiometrischen Alter des Plutons von ca. 300 Ma (Kap. 6).

3.3 Postherzynische Scherzonen

Auffällig sind Scherbahnen im Granit (besonders im Südwesten), die hauptsächlich NNE/SSW streichen und sich bis in den mikroskopischen Bereich verfolgen lassen. Abb. 3.23 zeigt das durch Luftbildinterpretation gewonnene Kluft- und Störungsmuster im Granitkörper und Abb. 3.24 die daraus resultierende Kluftrose. Die im Gelände eingemessenen Scherzonen (Abb. 3.25) ergeben ein fast identisches Bild. In Abb. 3.26 sind auftretende Ausbildungen in den Scherzonen im Makrobereich skizziert; Abb. 3.27 zeigt eine Ansicht des Romeugranits in einer der Scherzonen.

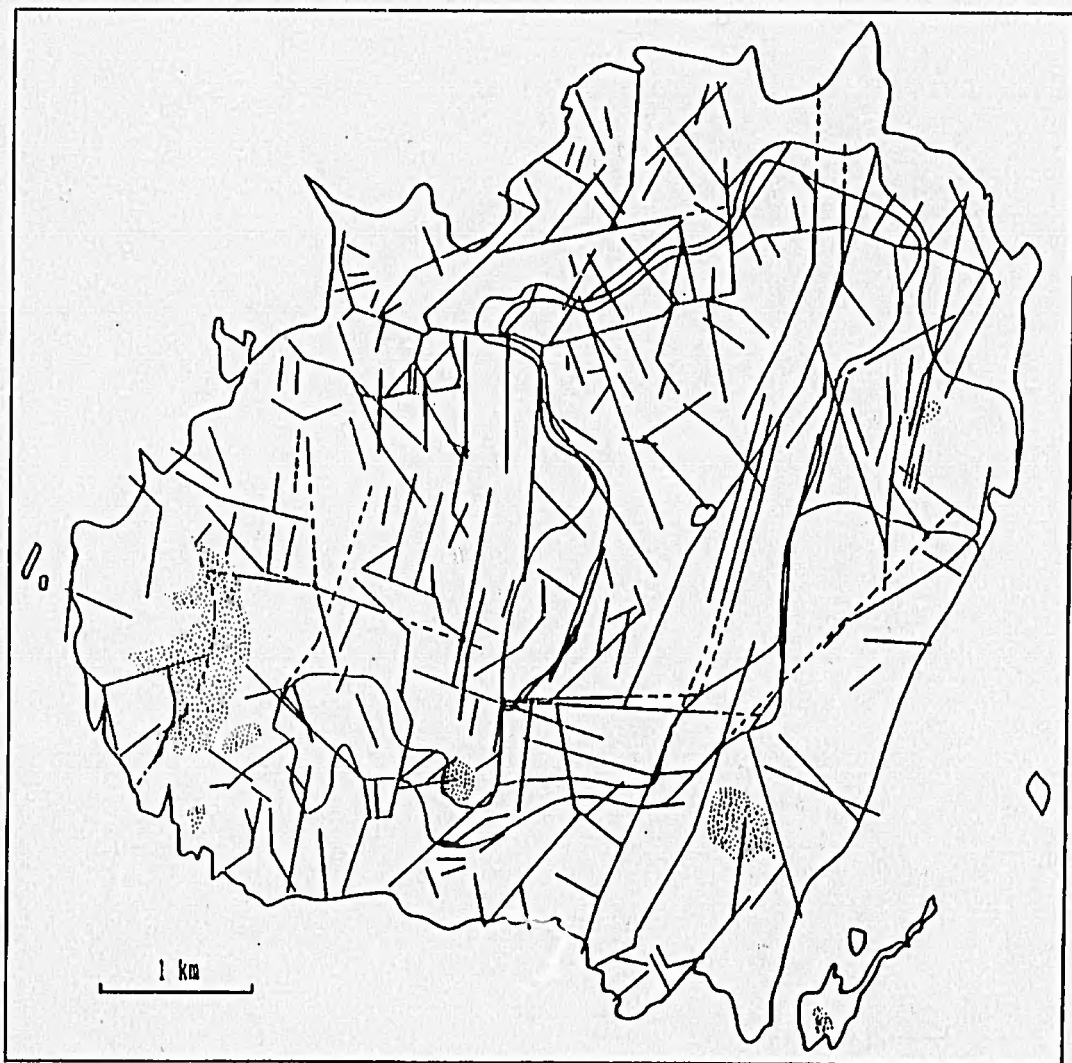


Abb. 3.23: Romeupluton: Kluft- und Störungsnetz (Fotolineare - Luftbildinterpretation); Nebengestein innerhalb des Plutons punktiert, geologische Kontakte der Granittypen R, C und T eingetragen.

Die Richtung der Bewegungen entlang der Scherbahnen ist meist sinistral, kann jedoch untergeordnet auch dextral sein (Abb. 3.26). Meist ist eine sehr enge Klüftung des Gesteins zu beobachten, öfter in Kombination mit der Bildung von Quarzadern in gleicher Richtung (s.o). Entlang des großen Quarzgangs im SE wurde der größte Teil des Granits relativ zum angrenzenden Schiefer herausgehoben und linksseitig verschoben; das Einfallen (s_1) der Schiefer nach E nimmt in Richtung der Störung stark zu und ist am Kontakt zum Gang – wahrscheinlich durch Schleppung – steil aufgebogen (s. Abb. 3.2). Der abgeschobene Teil des Granits durchsetzt im entstandenen Tal unregelmäßig das Nebengestein und tritt auch unter diesen – in einem Wasserloch in ca. 2 m Tiefe – auf (Abb. 1.2, 1.4 und 3.4).

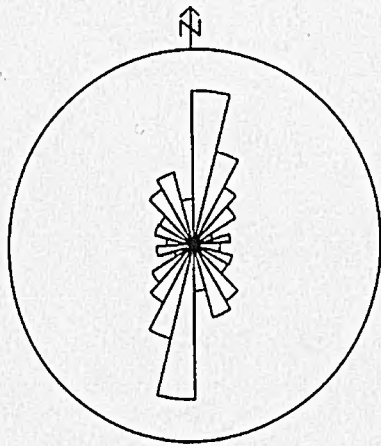


Abb. 3.24: Kluftrose der Fotolineare von Abb. 3.24 (n = 219).

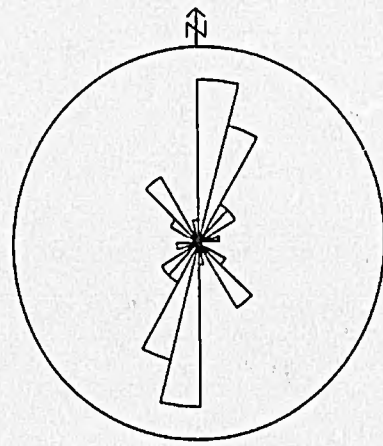


Abb. 3.25: Im Gelände eingemessene Scherzonen im Granit (n = 45).

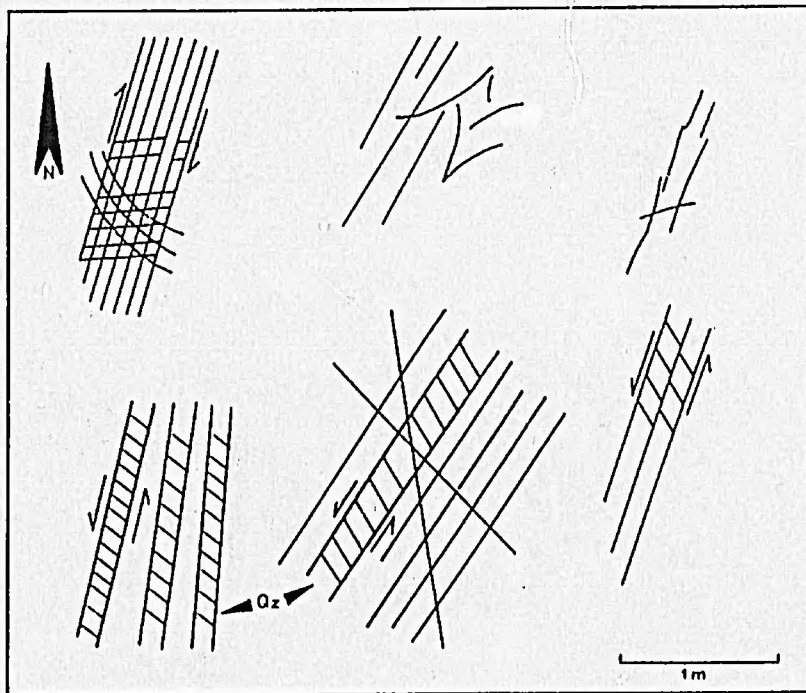


Abb. 3.26: Diverse Ausbildungen in den Scherzonen des Granits.



Abb. 3.27: Geschichtete Klüftung im Romeugranit in einer Scherzone.

3.4 Zusammenfassung der Ergebnisse

Der Romeupluton ist ein syn- bis spätherzynischer Leukogranitpluton, der aus einem Kern – dem Cernadelagranit – und dem ihn umgebenden Romeugranit besteht. Der Cernadelagranit enthält im Gegensatz zum Romeutyp immer Kalifeldspatmegakristen und etwas Biotit. Zwischen beiden Varietäten gibt es sowohl scharfe Grenzen als auch Übergänge. Die Intrusionsabfolge geht von Cernadelagranit über den Übergangstyp zum Romeugranit, danach folgten die Aplite und wenige Pegmatite. Im Pluton selbst und in dessen Nebengestein zeugen einige Schürfe von schwacher Sn-W-Mineralisation. Teilweise kann man beginnende Greisenbildung beobachten. Im Kontaktbereich zum Nebengestein (hauptsächlich Grün- und Glimmerschiefer) tritt manchmal metasomatisches Biotitwachstum im Granit auf.

Postherzynisch wurden Pluton und Nebengestein von zahlreichen Quarz- und auch Pegmatitadern, die meist NNE-SSW streichen, zerschnitten, deren hydrothermale Lösungen den Granit alterierten. In dieser Richtung treten auch häufig Scherzonen auf, an denen meist linkslaterale Verschiebung zu beobachten ist.

Die Art des Kontaktes zum intrudierten Gestein, die zahlreichen, z.T. schichtparallelen Aplitgänge, die primären Lagerklüfte und die großen, nur mittelgradig metamorphen Nebengesteinsschollen im Pluton, zeigen, daß es sich um das Dach eines Granitkörpers handelt. Die Ausbildung miarolithischer Hohlräume und pegmatitischer Phasen sowie die Art der Nebengesteinsmetamorphose deuten auf einen high-level Granit, der reich an flüchtigen Bestandteilen war (COX et al. 1979, HYNDMAN 1984).

4. PETROGRAPHIE UND MINERALOGIE

4.1 Granitvarietäten

Makroskopisch wurden die Gesteine bereits in Kapitel 3 beschrieben. Mikroskopisch wie makroskopisch zeigen die drei Hauptgranittypen ein ähnliches Erscheinungsbild, Unterschiede bestehen hauptsächlich in der Textur. Alle Granittypen sind quarzreiche Alkaligranite mit Mikroklin-Perthit (untergeordnet Orthoklas) und Albit als Feldspäte und sehr viel, meist primärem Muskovit. Typ C hat wenig Biotit mit pleochroitischen Höfen, oft mit beginnender Chloritisierung; Typ T zeigt nur Biotitreste, oft in Quarz eingeschlossen oder stark chloritisiert. Im Typ R fehlt Biotit gänzlich; alle dunklen Flecken stammen von Eisen- oder Manganinfiltrationen in Intergranularräumen. Rote Flecken werden durch Hämatit und Limonit verursacht, schwarze von Mn-Infiltrationen, meist entlang Glimmerspaltrissen. Rote und grüne Flecken treten nur im Romeotyp auf, wobei die grünen vermutlich durch sekundären Chlorit verursacht werden. Quarze, Feldspäte und Apatite enthalten auffällig viele mehrphasige Flüssigkeitseinschlüsse. Ein ungewöhnliches Mineral ist mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit Childrenit (s.u.). Sekundäre Bildungen sind bisher nicht eindeutig bestimmte Uran-Mineraie und vermutlich Scorodit.

Mineral	Typ R n=21			Typ T n=6			Typ C n=12		
	Max.	Min.		Max.	Min.		Max.	Min.	
Quarz	32.39	37.3	29.3	34.82	41.4	29.7	33.79	46.3	25.2
Kalifeldspat	18.03	34.4	10.7	15.67	18.3	12.1	17.39	25.4	10.4
Albit (An ₀₋₁)	34.17	40.6	25.0	30.17	33.4	27.4	29.93	39.5	22.3
Muskovit	14.23	17.7	9.2	16.85	21.5	14.3	14.95	19.0	11.4
Biotit	---	---	---	0.97	2.6	0.2	1.95	4.2	0.3
Zirkon	0.03	0.1	0.0	0.23	0.1	0.4	0.40	0.6	0.2
Apatit	0.52	1.5	0.1	0.72	0.4	1.0	0.95	2.5	0.2
andere	0.63	3.1	0.1	0.57	0.1	1.0	0.64	1.9	0.1
Summe	100.00			100.00			100.00		

Tab. 4.1: Mittelwerte der Modalanalyse (1000-2000 Punkte/Schliff, s. Text).

Die Ergebnisse der Pointcounteranalyse sind in Tab. 4.1 zusammengefaßt. Für die porphyrischen Typen T und C wurden große Schliffe (5 x 5 cm) mit 2000 Punkten, für Typ R normal große Schliffe (2 x 3 cm) mit 1000 Punkten gezählt. Unter "andere" Minerale fallen Topas, Fluorit, Scorodit, Childrenit, Hämatit usw.

Quarz:

Der Quarz ist immer undulös auslöschend, i.a. xenomorph, doch finden sich selten auch hypidiomorphe Formen (z.B. hexagonale Querschnitte). In der Nähe der Scherzonen (s. Kapitel 3) sieht man im Dünnschliff Bahnen mit granullierten, wie fein zerriebenen Quarzen. In den Quarzadern tritt er sowohl massig als auch fein- bis grobkristallin auf.

Feldspäte:

Der Romeugranit enthält nur vereinzelt, der Übergangstyp etwas häufiger und der Cernadelagranit immer Einsprenglinge aus *Mikroclinperthit* bis zu 7 cm Länge. Manchmal sind die Kalifeldspäte im Handstück schwach rosa gefärbt und meist kaolinisiert. Durch Anfärben der Kalifeldspäte wurde eine z.T. sehr fortgeschrittene Albitisierung in Typ R deutlich (Albit als farblose Flecken im gelb gefärbten Mikroclin).

Die Plagioklase sind fast immer kataklastisch ausgebildet mit gebogenen Zwillingslamellen und zeigen beginnende Sericitisierung. Die mikroskopische Bestimmung ergab einen Anorthitgehalt von 1 – 5 %, die Mikrosondenanalysen ergaben jedoch reinen *Albit* mit Anorthitgehalten von 0.0 bis 0.4 %. Die Albite enthalten zahlreiche Einschlüsse von Apatit und sind von kleinen Körnchen Apatit (evt. Topas) öfters wie umrahmt (Abb. 4.6). Immer sind sie stark sericitisiert.

Glimmer:

In Typ R ist der *Muskovit* primär. Vielfach ist er strahlig gewachsen und die Blättchen relativ groß ausgebildet, besonders bei Typ R+, aufgrund metasomatischer Einflüsse. In einigen Fällen sieht man fast vollständige Umwandlung der Kalifeldspäte in Sericit, was auf beginnende Vergreisung deutet (Abb. 4.5). Die Mikrosondenbestimmung der Hellglimmer ergab in allen Fällen Muskovit. Bei Typ T findet man manchmal Reste eines schwach pleochroitischen Glimmers im Muskovit. In den Typen C und T gibt es auch Umwandlung von Biotit in Muskovit, die am auffälligsten dadurch erkannt wird, daß die Hellglimmer die sonst im Biotit üblichen Akzessorien enthalten und oft sogar noch schwache pleochroitische Höfe zeigen. Bei Typ R sind die Hellglimmer weitgehend einschlußfrei.

Bemerkenswert ist, daß die *Biotite* im Typ RB im Kontaktbereich zum Nebengestein sich völlig anders als die des Cernadelagranits darstellen: Abb. 4.1 zeigt strahling ausgebildete Biotitkristalle im Typ RB, die fast einschlußfrei, idiomorph, kaum angegriffen und undeformiert sind. Abb. 4.2 zeigt einen z.T. chloritisierten deformierten Biotit des Cernadelagranits mit zahlreichen Einschlüssen. Daraus schließe ich, daß der erstgenannte Biotittyp sekundären Ursprungs ist. Auch das an die Nähe von Nebengestein gebundene Auf-

treten deutet auf ein metasomatisches Biotitwachstum im Romeugranit am Nebengesteinskontakt.

Akzessorien:

Akzessorisch treten *Apatit*, feinkörnig ausgebildeter *Topas*, der relativ häufig ist und andere Kristalle umrahmt (Abb. 4.6), und gelegentlich *Fluorit* auf. Die körnige Ausbildung von *Topas* spricht für eine hydrothermale Überprägung des Granits (PHILLIPS & GRIFFIN 1981). *Zirkon*, evt. *Monazit* und *Xenotim* sind relativ häufig in Typ C anzutreffen, treten in Typ R und T stark zurück, weil sie fast immer als Biotiteinschlüsse auftreten und Biotit in diesen Granittypen fehlt bzw. stark abnimmt. Turmalin wurde in keinem der Dünnschliffe gefunden, obwohl nicht weit vom Granit entfernt in Schiefen sehr viel Turmalin auftritt (s.u.), von dem die Geologen des portugiesischen Landesamtes glauben (mündliche Mitteilung von A. RIBEIRO), daß er aus dem Granit stammt. Weiterhin gibt es die weiter unten beschriebenen seltenen Minerale.

Gefüge:

Die Plagioklase sind hypidiomorph ausgebildet, die Kalifeldspäte – bis auf die Megakristen – wie Quarz mehr xenomorph in Zwickeln. Manchmal wurden symplektische Verwachsungen von Muskovit mit Quarz beobachtet. Durch das Anfärben der Feldspäte kann man sehr gut beobachten, daß Mikroklin und/oder Orthoklas oft nur noch in Resten vorhanden ist und von Albit ersetzt wird. Dieser ist wiederum fast immer als Inseln in den Kalifeldspäten enthalten.

Seltene Minerale:

Die U-Minerale, wie auch *Childrenit* und *Scorodit* wurden mit Hilfe der Röntgendiffraktometrie auf Grundlage der JCPDS-ICDD-Kartei (International Center for Diffraction Data) in einer Gandolfikamera im Labor für Isotopengeologie der Z.W.O. in Amsterdam bestimmt. *Childrenit* tritt sowohl im Romeu- als auch im Cernadelagranit auf, ist aber im ersteren häufiger. *Scorodit*, vielleicht auch *Pharmacosiderit*, findet man häufig in den miarolithischen Hohlräumen im Romeugranit, aber auch im Cernadelagranit.

Childrenit [(Fe,Mn)AlPO₄(OH)₂ · H₂O]:

JCPDS-Kartei Nr. 11-621 (Am. Min. 35, 783-805, Strunz & Fischer (1957) N. Jb. Min. Monatsh. 78-88). Die optischen Eigenschaften (kleiner bis mittlerer 2V_α, n ≈ 1.67, farblos bis leicht grünlich-bräunlich, Interferenzfarben bis Grün II, orthorhombisch) passen bis auf den optischen Achsenwinkel – Soll > 40° – (PHILLIPS & GRIFFIN 1981,



Abb. 4.1: Strahliger, metasomatischer brauner Biotit (hier fast schwarz) ohne Einschlüsse in Typ RB aus dem Randbereich des Plutons (PPL).



Abb. 4.2: Brauner Biotit (rechts Längsschnitt: dunkelgrau, links [001]-Schnitt: schwarz) in Typ T, mit Einschlüssen und pleochroitischen Zonen.

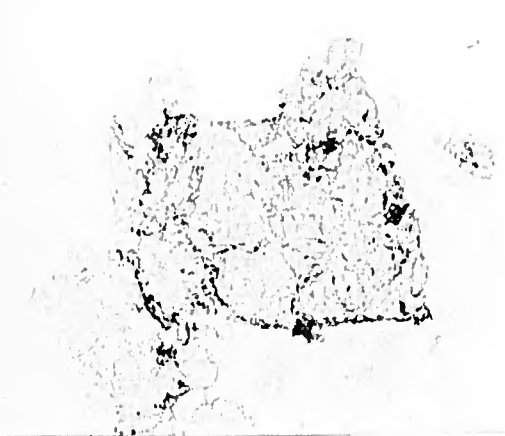


Abb. 4.3: Childrenitkristall in Typ T (PPL).

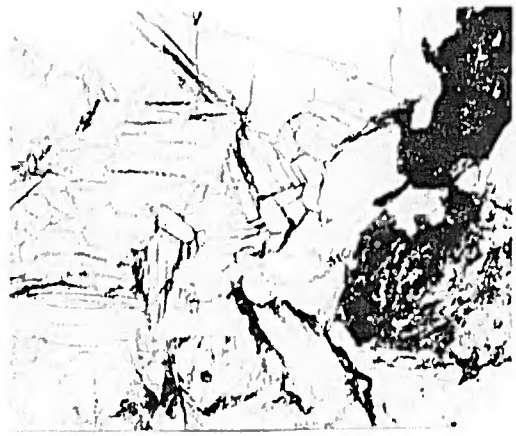


Abb. 4.4: Links Muscovit mit Fe-Infiltrat auf Spaltflächen, rechts bräunliches Aggregat (hier grau bis schwarz), vermutlich Scorodit, in Typ R (PPL).

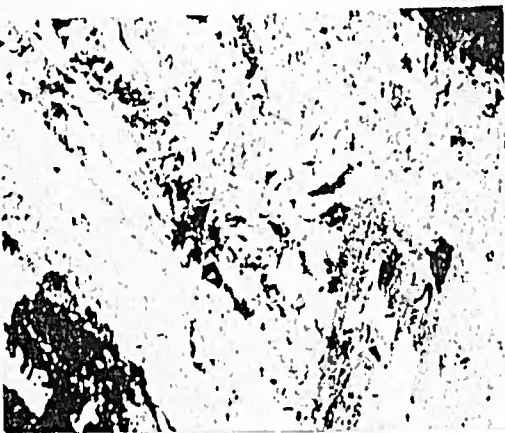


Abb. 4.5: Granittyp R+: Beginnende Vergreisung in Typ C; in Bildmitte ein fast vollständig in Hellglimmer umgewandelter K-Feldspat, randlich Quarz (XPL)

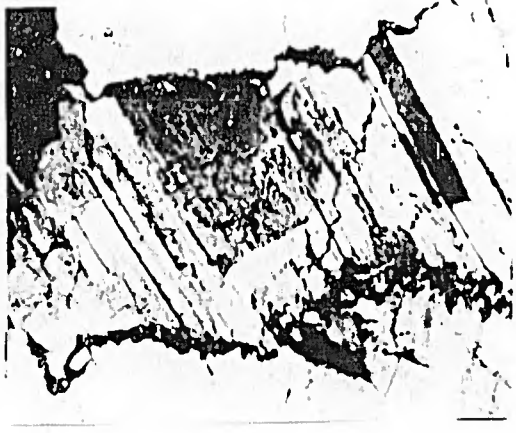


Abb. 4.6: Topas-Körnchen umrahmen einen polysynthetisch verzwilligten Albitkristall in Typ R (XPL).

(waagerechter Bildrand \approx 1 cm)

SAGGERSON 1975). Da es sich um das Glied einer Mischkristallreihe handelt, kann davon ausgegangen werden, daß es sich trotzdem um Childrenit handelt (s. Abb. 4.3).

Scorodit [$\text{Fe}^{3+}\text{AsO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$]:

JCPDS-Kartei Nr. 18-654/26-778. Bei dem von Drs. R. Verschure (Z.W.O.-Labor in Amsterdam) und mir unabhängig voneinander als Scorodit bestimmten Mineral handelt es sich um ein weiches, erdiges, hoch lichtbrechendes Aggregat, das gelblich, grünbräunlich, auch rötlich bis schwärzlich unregelmäßig gefärbt in Erscheinung tritt (s. Abb. 4.4). Aufgrund des Linienspektrums könnten auch noch Pharmacosiderit oder Hureaulith in Frage kommen. Da Scorodit zu Limonit alteriert wird und die Aggregate sehr häufig, besonders randlich, limonitfarben sind, läßt jedoch letztendlich auf Scorodit schließen. Möglicherweise treten die Linien der anderen genannten Minerale auf, weil sie sich untergeordnet auch noch im Gestein befinden. Hureaulith ist ein Phosphat, das sekundär in Graniten und Pegmatiten auftritt. Pharmacosiderit, auch ein wasserhaltiges Arsenat wie Scorodit, kommt in Pegmatiten vor. Ihr Auftreten im Romeupluton, der überall pegmatitische Phasen enthält, wäre nicht verwunderlich.

Uran-Mineralie:

U-Mineralie wurden einerseits indirekt durch Radiographie bestimmt und andererseits direkt durch Diffraktogramme, die meistens nur einzelne Linien verschiedener U-Mineralie aufwiesen. Letztendlich kann mit ziemlicher Sicherheit daraus geschlossen werden, daß U-Mineralie im Granit existieren, nur leider nicht, welche es sind. Die Radiographie war nur bei einer extrem langen Belichtungszeit von zwei Monaten erfolgreich, also sind die Gehalte an diesen U-Verbindungen sehr gering. Örtlich stimmten die geätzten Stellen des belichteten Films mit gelblich-bräunlichen Flecken im Gestein überein. Drs. R. Verschure untersuchte ein dem Scorodit ähnliches, aber gelblicheres Mineral und bestimmte mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit *Meta-Ankoleit* (JCPDS Nr. 29-1061, $\text{K}_2\text{UO}_2\text{PO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$), der in Granitpegmatiten auftritt. Die optischen Eigenschaften stimmen gut mit den bei PHILLIPS & GRIFFEN (1981) beschriebenen überein.

4.2 Nebengestein

Die Nebengesteinseinheiten werden nur oberflächlich behandelt, weil sie mit der eigentlichen Thematik dieser Arbeit nichts zu tun haben. Die peralkalischen Gesteine und Amphibolite der östlich angrenzenden Gesteine wurden - wie bereits erwähnt - ausführlich von M.L. RIBEIRO (1986 und 1987) beschrieben. Die Proben, die von mir auf Kontakter-

scheinungen und andere Wechselwirkungen mit dem Granit untersucht wurden, werden nun kurz petrographisch charakterisiert:

Cedais Formation:

Amphibolite: Hauptgemengteile sind Aktinolith bis Hornblende mit Albit bis Andesin. Quarz tritt untergeordnet, manchmal in Bändern und Linsen auf. Es handelt sich um z.T. sehr sehr epidotreiche Gesteine mit viel Titanit und unterschiedlichen Mengen an Apatit und oxidischem Erz sowie Chlorit. Epidot ist z.T. in idiomorphen Stengeln kristallisiert (Pistazit).

Amphibol-Quarzite: Diese bestehen hauptsächlich aus Hornblende und Quarz mit wenig Erz und Akzessorien.

Ferner gibt es Feldspat-Quarz-Gesteine mit Amphibolen und Biotit.

Vale-de-Asnes-Formation:

Glimmerschiefer: In der Nähe des Granits tritt der Glimmerschiefer mit Granat, Andalusit, Kalifeldspat und Plagioklas, Quarz, Sericitnestern, Muskovit, Biotit (grün und braun) mit und ohne Chlorit; z.T. mit sehr viel Turmalin. Manchmal findet man kleine Topas- und Fluorapatitgänge (F-Apatit diffraktometrisch bestimmt). Zirkon und Apatit sind häufige Akzessorien. Diese Gesteine sind bis in den mikroskopischen Bereich hinein stark tektonisiert und verfältelt.

Das oxidische Erz der Amphibolite der Cedais-Formation stellte sich u.d.M. im Auflicht als z.T. martitisierter Magnetit dar. Mit der Mikrosonde wurden an den kontaktmetamorphen Gesteinen almandin- (44.96 - 73.60 Mol%) und spessartinreiche (21.82 - 48.94 Mol%) Granate bestimmt sowie Amphibole (Hornblende und Aktinolith).

5. GEOCHEMIE

5.1 Gesamtgestein

In diesem Kapitel werden die Gesteine geochemisch charakterisiert, *ohne eine genetische Deutung zu geben*. Erst nach Vorstellung der Haupt- und Spurenelementverteilung sowohl im Gesamtgestein als auch in einzelnen Mineralfraktionen sowie der Rb-, Sr-, Sm- und Nd-Isotopenchemie wird in Kapitel 7 ein petrogenetisches Modell vorgestellt, das die Ergebnisse aller Untersuchungsmethoden in einer Synthese zu vereinen sucht. Allerdings wird bereits in diesem Kapitel (Kap. 5) auf den Zusammenhang der Elementverteilung mit fraktionierter Kristallisation hingewiesen.

Die geochemische Analyse von 226 Proben des Romeuplutons mit der RFA (10 Haupt- und 26 Spurenelemente, s. 1.3.2) ergab, daß sich die Haupttypen des Leukogranitplutons von Romeu (Typ R = Romeugranit, Typ C = Cernadelagranit), obwohl sie sich sehr ähnlich sind, deutlich geochemisch trennen lassen und der Übergangstyp (Typ T) auch geochemisch betrachtet eine Zwischenstellung einnimmt (Granittypen s. Kap. 3.1.1 S. 44ff.). Alle gehören zu einem hoch differenzierten Leukogranittypus mit auffälliger Anreicherung einiger und Abreicherung anderer inkompatibler Elemente. Diese haben entweder sehr große Ionenradien und werden daher auch als LIL-Elemente (s. S. 11) bezeichnet oder relativ kleine Ionenradien mit hohen Ladungen (HFS-Elemente, s. S. 11), so daß der Eintritt in die Hauptmineralphasen des Erdmantels verhindert wird und sie bei der partiellen Schmelzung des Mantels in die Liquidphase gehen. Die kompatiblen Elemente sind demgemäß kompatibel in bezug auf den Mantelchemismus (SCHARBERT 1984). Wie man aus den Elementspektren von Abb. 5.1 und Abb. 5.2 ersieht, sind die Varietäten R, C und T generell auffällig an einigen inkompatiblen Elementen angereichert und an kompatiblen verarmt. Dieses Elementverteilungsmuster ist sehr charakteristisch für diese Leukogranite und zeigt bei näherer Betrachtung, daß Typ R gegenüber Typ C ein höher evoluiertes Stadium darstellt.

Elementspektren werden zur schnellen Übersicht von An- und Abreicherungen bezüglich eines Referenzgesteins heute allgemein verwendet (s. z.B. HUCH 1988 und REHDORF 1988), so daß ihr Aufbau hier nur knapp erläutert wird: Auf der Abzisse werden die Elemente von links nach rechts mit zunehmender Kompatibilität aufgetragen. Das Bezugs-gestein kann eine theoretische Zusammensetzung haben, wie z.B. der sog. *primitive Mantel* (Daten aus der Literatur zusammengestellt, s. Tab. 9 im Anhang) oder ein tatsächlich analysiertes Gestein wie der Caldegranit (s. Tab. 8 im Anhang), der für die portugiesischen herzynischen Granite als Referenzgestein dient.

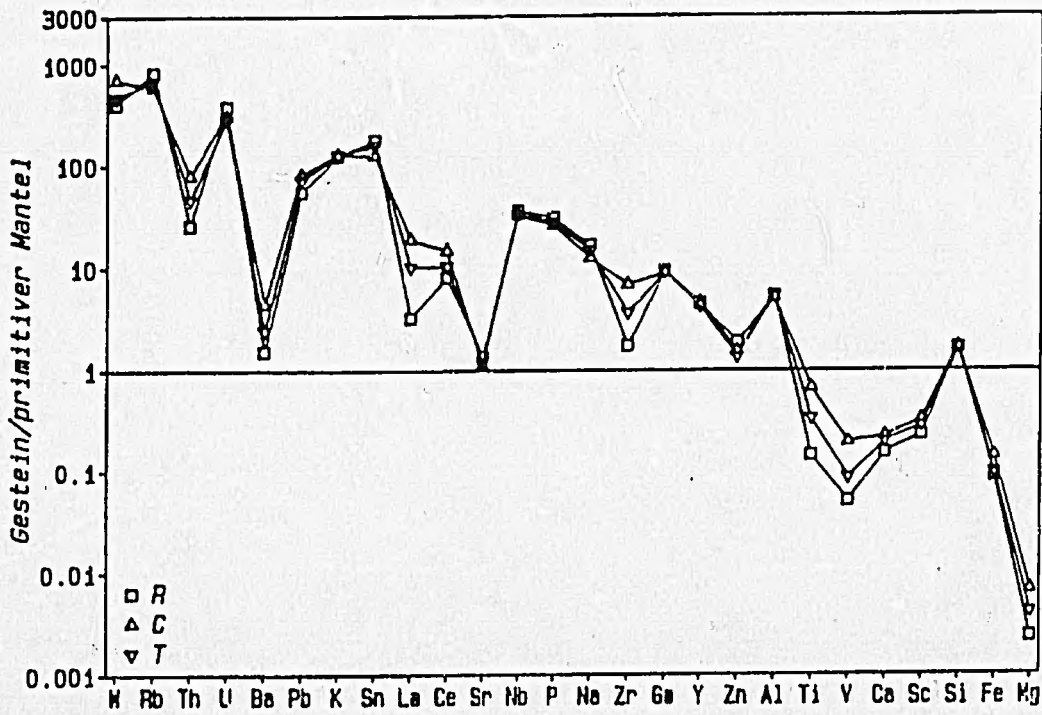


Abb. 5.1: Elementenspektrum der Granitypen R, C und T bezogen auf den primitiven Mantel.

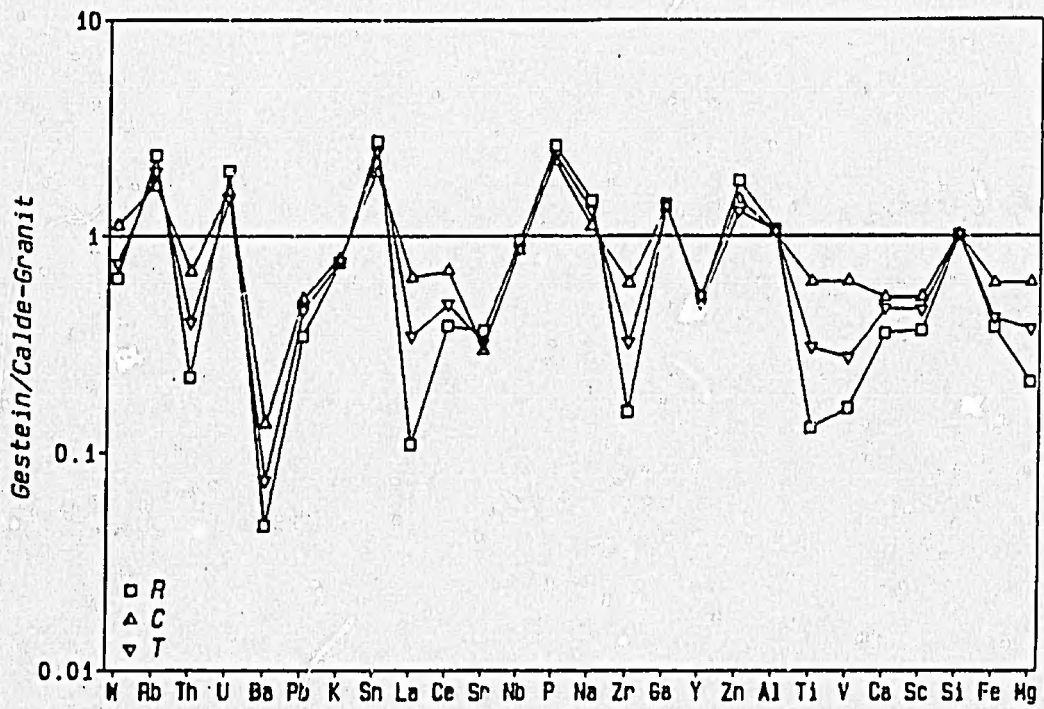


Abb. 5.2: Elementenspektrum der Granitypen R, C und T bezogen auf den Caldegranit.

Die Trennung der zwei Hauptvarietäten R und C sowie die Mittelstellung des Übergangstyps wird bei der Betrachtung der Mittelwerte der Elemente deutlich, die den Elementspektren (Abb. 5.1 und 5.2) zugrunde liegen. Bei Abb. 5.2 wurden die Leukogranite auf den Caldegranit bezogen, da dieser für die portugiesischen Granite als "Normalgranit" gilt. Ihm gegenüber erscheinen die beiden Leukogranite des Romeuplutons wesentlich differenzierter. Außerdem kommt bei dieser Darstellung der geringe Unterschied zwischen dem Cernadelagranit und Romeugranit besser als in Abb. 5.1 heraus. Die Elementgehalte der Leukogranite unterscheiden sich sogar schon deutlich vom undifferenzierten Referenzgranit in einigen Hauptelementen wie Ca, Fe, Mg, P; ähnlich sind lediglich die Gehalte an Si und Al sowie an Nb bei den Spurenelementen. An inkompatiblen Elementen sind besonders Rb, U, Sn und Ga angereichert bei gleichzeitiger Verarmung an Th, Ba, Pb, La, Ce, Zr und Y; kompatible Elemente sind ausschließlich in geringen Gehalten (s. 5.1.2) vertreten. Die in den beiden Elementspektren der Abb. 5.1 und 5.2 geplotteten kompatiblen Elemente Sr, Ti, V, Sc zeigen eine auffällige Verarmung der Gehalte. Die Elemente Cr, Ni, Co und Cu sind oft mit weniger als 1 ppm vertreten und in diese Darstellungen nicht einbezogen.

Bei fast allen relativ zum Referenzgestein Caldegranit angereicherten Elementen (Abb. 5.2) sieht man Typ R an der Spitze der positiven peaks, darunter folgt Typ T und dann Typ C als "Schlußlicht"; bei den negativen peaks - Verarmungen relativ zum Caldegranit - zeigt sich Typ R wieder an der Spitze, Typ T in der Mitte gefolgt von Typ C. Die wenigen Ausnahmen von dieser Regel sind - im Elementspektrum von Abb. 5.2 von links nach rechts: W, U, Pb, Y und Zn. Das angereicherte Element W ist stärker an Typ C als an Typ R gebunden, wobei Typ T seine Mittelstellung hält; bei den erhöhten U-Gehalten liegt Typ C zwischen R und T, der am wenigsten U enthält. Für das Verhalten von Y liegt der Grund beim Analysenverfahren, da die geringen Unterschiede zwischen den einzelnen Leukogranittypen im Bereich des Meßfehlers der RFA von ca. 2 ppm lagen. Das gleiche gilt für die Nb-Messungen, die zu stark streuten (Abb. 5.19). Die U-Gehalte wurden sekundär erhöht (s. Kap. 5.1.4) und zeigen daher keinen Differentiationstrend. Zn und Pb korrelieren negativ miteinander (Abb. 5.32), was aufgrund ihres chemischen Charakters auch zu erwarten ist (Zn kompatibel und Pb inkompatibel), daher hat Typ R die höchsten Zn- und niedrigsten Pb-Gehalte. Typ T nimmt hier aufgrund metasomatischer Einflüsse die Stellung von Typ C ein, da Zn ebenso wie U auf Intergranularen sitzt und sekundär angereichert wurde (s. 5.1.4).

5.1.1 Hauptelemente

Haupt- und Nebenelementgehalte des Romeuplutons werden zunächst anhand von Variationsdiagrammen besprochen. Abbildungen, in denen alle sieben Granittypen zu-

sammen geplottet wurden, sind unübersichtlich und unanschaulich. Viele Proben haben nahezu identische Zusammensetzung, so daß sie übereinander plotten, daher beschränke ich mich in vielen Abbildungen möglichst auf die Typen R, C und T. Wie man aus den Abbildungen mit allen Typen (Abb. 5.3, 5.6) ersieht, bilden die Typen RB, R+, RK und G keine einheitlichen Gruppen (Granittypen s. Kap. 3.1.1 S. 44ff.). Diese Granitvarietäten entstanden durch sekundäre Überprägungen (s. Kap. 3). Diese hatten unterschiedliche Effekte, so daß innerhalb dieser Gruppen keine Konformität besteht (s. Abb. 5.3 und 5.6). Es wurde daher darauf verzichtet, Angaben über den Granittyp, den z.B. die Kaolinisierung erfaßte, zu machen wie RK, CK, TK usw. Die Bezeichnungen R+, RK und RB stehen also sowohl für die Gesteine des Romeutyps als auch für die des Cernadelagranits und des Übergangstyps. In einigen Fällen zeigen bestimmte Elementverteilungen das Ursprungsgestein deutlich, in anderen wiederum nicht, bzw. einige Elemente in einer Probe sind charakteristisch – z.B. der Zr-, und TiO_2 -Gehalt (s. Abb. 5.6) – und andere wiederum gar nicht. Wegen dieser mangelnden Einheitlichkeit wurde weitgehend darauf verzichtet, diese Gesteinstypen in die folgenden Betrachtungen einzubeziehen, zumal sie als durch sekundäre Prozesse veränderte Gesteine nicht aussagekräftig für die Petrogenese des Plutons sind. Für eine bessere Übersicht werden meist Variationsdiagramme gezeigt, die nur aus den Mittelwerten für die Typen R, T und C berechnet wurden (Tab. 3 im Anhang), wenn diese keine große Streuung aufweisen. Diesen Mittelwerten liegen 162 repräsentative Analysen (103 für Typ R, 37 für Typ C, 22 für Typ T) zugrunde. Insgesamt wurden 226 Proben aus dem Romeupluton mit unserer RFA analysiert: 162 Proben der Typen R, T und C (s.o.) sowie 7 des Typs RB, 12 des Typs R+, 15 des Typs RK, 9 des Typs G, 3 Kluffbeläge sowie ein pegmatitisches Nest (P) aus Typ R+ (Tab. 1 und 2 im Anhang). Aus einem Steinbruchkomplex im Typ R wurden 20 Proben geochemisch gesondert betrachtet, um die Streuung der Elemente innerhalb eines lokal eng begrenzten Gebietes zu erfassen (s. Kap. 5.1.3), es handelt sich dabei um 3 Proben der o.g. 103 Proben des Typs R (CW82-48, -49, -50) und 17 von Prof. Schermerhorn gesammelte Proben (IBG365 – 381, s. Tab. 2 im Anhang).

Die Leukogranittypen R, C und T sind SiO_2 -reiche (ca. 74 %), peraluminöse Granite (Aluminitätsindex $A/\text{CNK} = \text{mol Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ ca. 1.3, Abb. 5.3 und 5.4). Typ R hat mehr Al_2O_3 als Typ C, dafür weniger SiO_2 (Abb. 5.5). Der Fe_2O_3 -Gehalt liegt im Mittel um 1 % und ist mit dem TiO_2 -Gehalt positiv korreliert (Abb. 5.6, 5.7 und 5.8), der mit durchschnittlich 0.06 % sehr niedrig ist. Man sieht bei der Betrachtung der drei letztgenannten Abbildungen, daß sich die Haupttypen R, C und T einwandfrei trennen lassen, die restlichen vier Typen dagegen keine Einheitlichkeit zeigen. Die Mittelwertdarstellung der Typen R, C und T (Abb. 5.8) ist also anschaulicher und verfälscht die tatsächliche Verteilung nicht.

Die relativ hohen Gehalte an P_2O_5 (ca. 0.4 %) korrelieren positiv mit den Mn-Gehalten (Abb. 5.9). Charakteristisch ist der um ca. 1 % höher liegende Na_2O -Gehalt, der

um ca. 0.5 % niedrigere Fe_2O_3 -Gehalt und die um ca. 0.2 % niedrigeren Konzentrationen an MgO , CaO und K_2O (Abb. 5.10, 5.11) des Typ R gegenüber dem Typ C. Die folgende Tabelle zeigt eine Übersicht der Unterschiede in den Hauptelementen der drei Hauptgranitvarietäten (i.D. hier = im Durchschnitt).

R hat i.D.	0.48 %	mehr	Al_2O_3	als C;	0.25 %	mehr	als T
" " "	1.06 %	"	Na_2O	" ";	0.49 %	"	" "
" " "	0.43 %	weniger	SiO_2	" ";	0.24 %	weniger	" "
" " "	0.47 %	"	Fe_2O_3	" ";	0.13 %	"	" "
" " "	0.15 %	"	MgO	" ";	0.06 %	"	" "
" " "	0.15 %	"	CaO	" ";	0.08 %	"	" "
" " "	0.22 %	"	K_2O	" ";	0.02 %	"	" "
" " "	0.12 %	"	TiO_2	" ";	0.04 %	"	" "

Dementsprechend ergibt sich eine negative Korrelation zwischen Na_2O und K_2O (Abb. 5.10) und positive Korrelationen zwischen CaO und MgO (Abb. 5.11), Fe_2O_3 und TiO_2 (Abb. 5.6 bis 5.8) und Fe_2O_3 und MgO (Abb. 5.12), wobei Typ T immer seine Stellung in der Mitte hält.

Bei den Diagrammen bedeuten die Symbole: Quadrat = Typ R (Klasse 1), Dreieck mit Spitze nach oben = Typ C (Klasse 2), Dreieck mit Spitze nach unten = Typ T (Klasse 3), Kreis = Typ RB (Klasse 4), senkrechtes Kreuz = Typ R+ (Klasse 5), diagonales Kreuz = Typ RK (Klasse 6), Raute = Typ G (Klasse 7), Stern = Typ P = pegmatitische Phase (Klasse 8, Kap. 5.1.3). Die Klassen bezeichnen die Nr. der Gesteinstypen der Tabellen 1-3 im Anhang.

Die beiden Diagramme der Abb. 5.13 und 5.14 leiten zum nächsten Punkt, der Spurenelementverteilung über; K_2O ist mit Rb negativ, CaO mit Ba positiv korreliert.

5.1.2 Spurenelemente

Wie bereits oben ausgeführt, sind die starke Zunahme einiger und die Verarmung anderer inkompatibler Elemente sowie die sehr geringen Gehalte an kompatiblen Elementen charakteristisch für die untersuchten Granittypen des Romeuplutos. Die folgenden Diagramme verdeutlichen die Spurenelementfraktionierung im Romeupluton. Die Trennung zwischen den beiden Hauptgranittypen des Plutons R und C und die Mittelstellung des Typs T sind klar ersichtlich ebenso wie die Richtung der Differentiation: Die Werte beider Granittypen streuen oft sehr stark, aber clustern in charakteristischer Weise in bestimmten Kon-

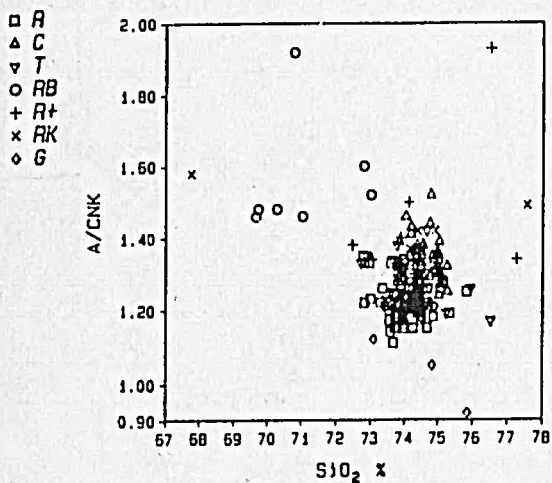


Abb. 5.3: Variationsdiagramm SiO₂/(A/CNK)*, Typen 1-7 (n=199).

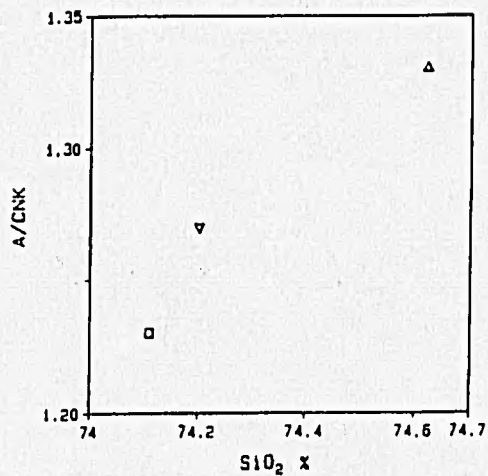


Abb. 5.4: Variationsdiagramm SiO₂/(A/CNK)*, Mittelwerte Typ R, C, T.

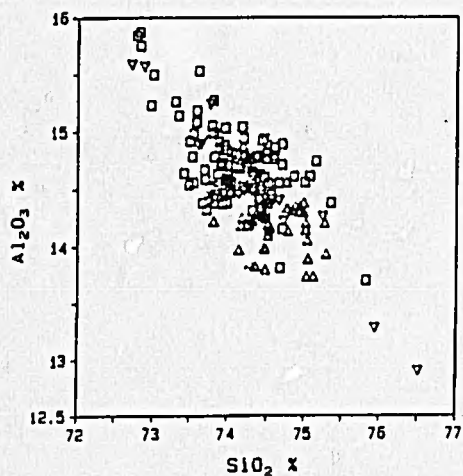


Abb. 5.5: Variationsdiagramm SiO₂/Al₂O₃, Typ R, C, T (n=162).

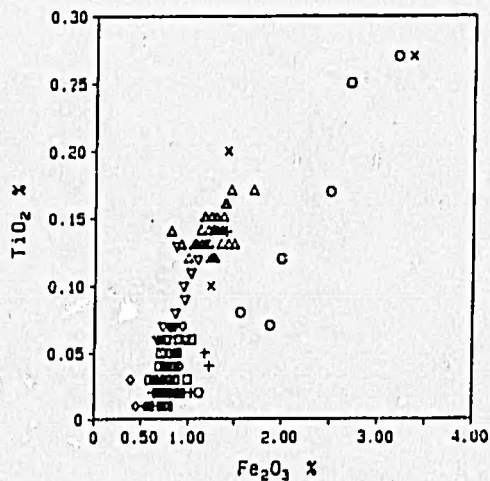


Abb. 5.6: Variationsdiagramm Fe₂O₃/TiO₂, Typen 1-7 (n=199).

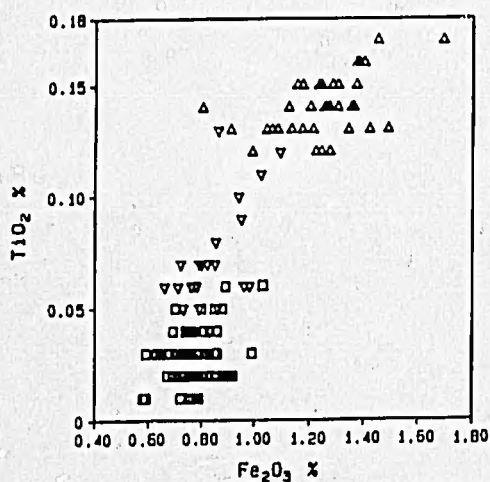


Abb. 5.7: Variationsdiagramm Fe₂O₃/TiO₂, Typ R, C, T (n=162).

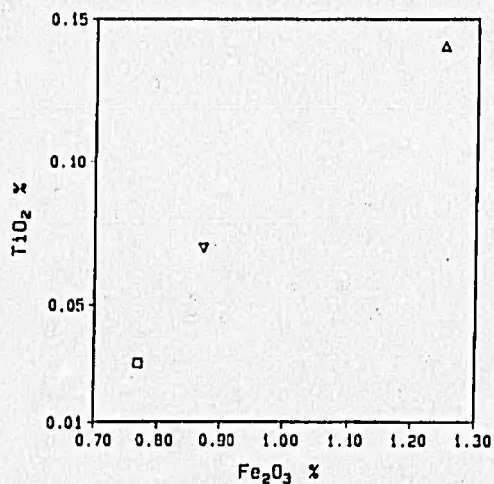


Abb. 5.8: Variationsdiagramm Fe₂O₃/TiO₂, Mittelwerte Typ R, C, T.

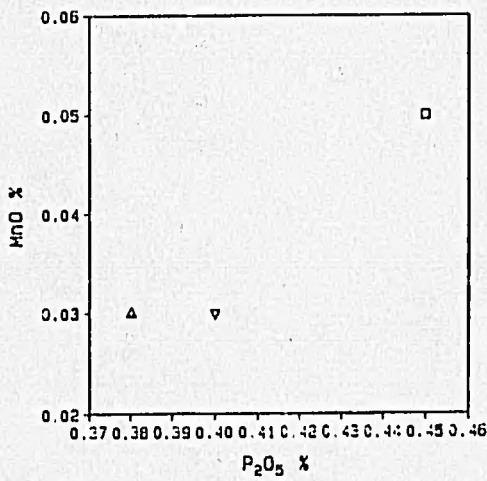


Abb. 5.9: Variationsdiagramm P₂O₅/MnO, Mittelwerte Typ R, C, T.

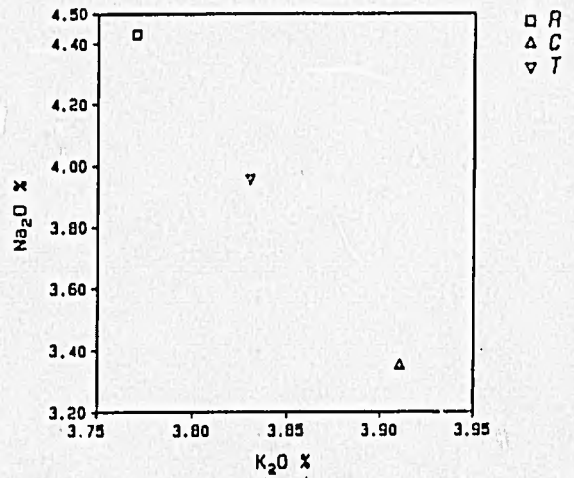


Abb. 5.10: Variationsdiagramm K₂O/Na₂O, Mittelwerte Typ R, C, T.

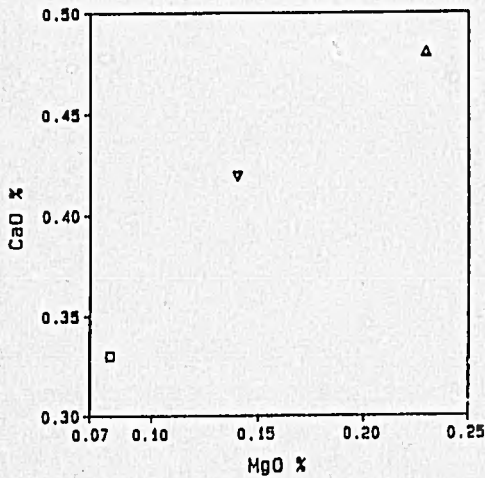


Abb. 5.11: Variationsdiagramm MgO/CaO, Mittelwerte Typ R, C, T.

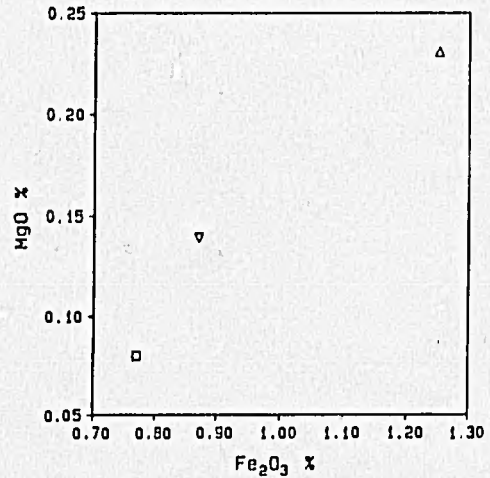


Abb. 5.12: Variationsdiagramm Fe₂O₃/MgO, Mittelwerte Typ R, C, T.

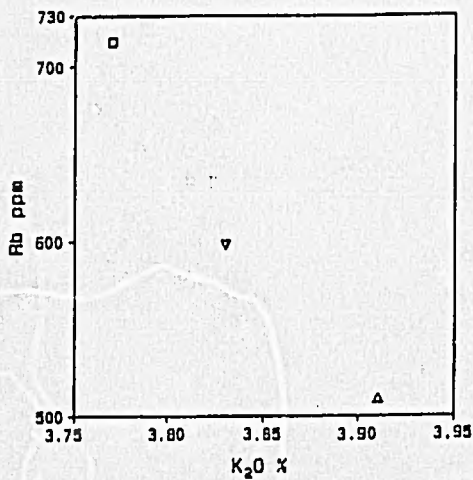


Abb. 5.13: Variationsdiagramm K₂O/Rb, Mittelwerte Typ R, C, T.

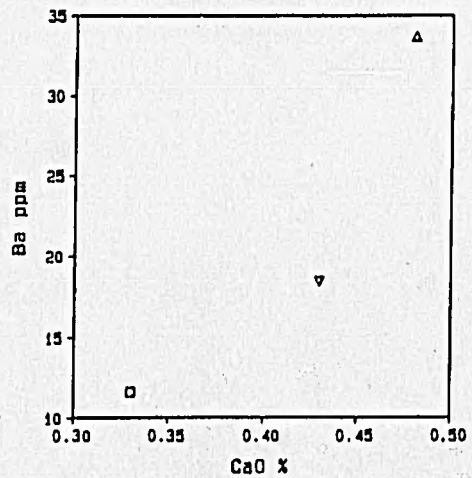


Abb. 5.14: Variationsdiagramm CaO/Ba, Mittelwerte Typ R, C, T.

□ R
 △ C
 ▽ T

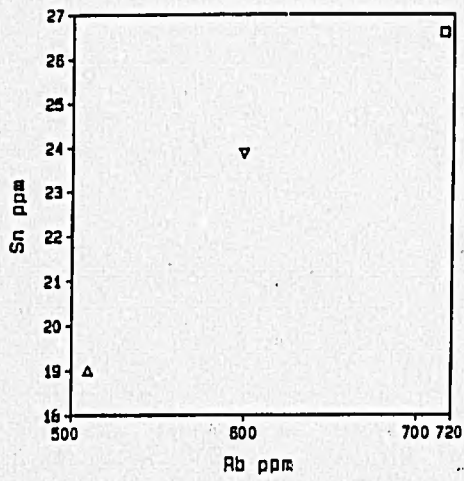


Abb. 5.15: Variationsdiagramm Rb/Sn, Mittelwerte Typ R, C, T.

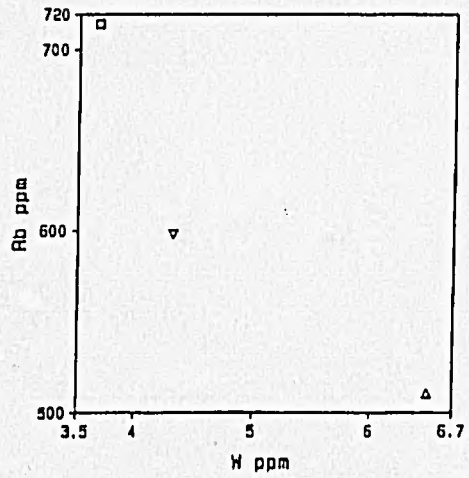


Abb. 5.16: Variationsdiagramm W/Rb, Mittelwerte Typ R, C, T.

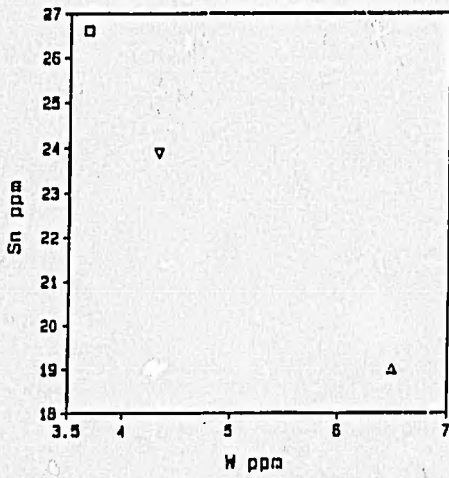


Abb. 5.17: Variationsdiagramm W/Sn, Mittelwerte Typ R, C, T.

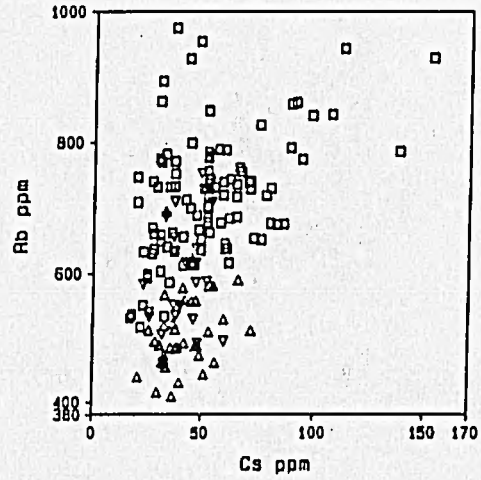


Abb. 5.18: Variationsdiagramm Cs/Rb, Typ R, C, T (n=162).

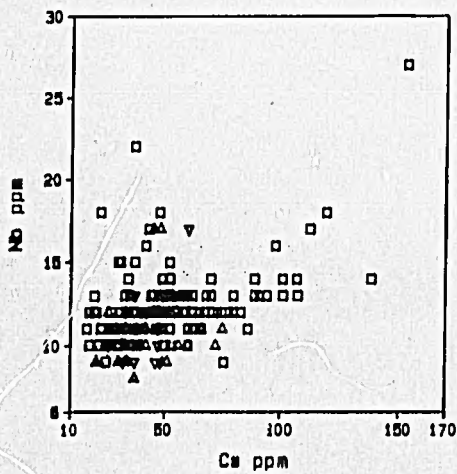


Abb. 5.19: Variationsdiagramm Cs/Nb, Typ R, C, T (n=162).

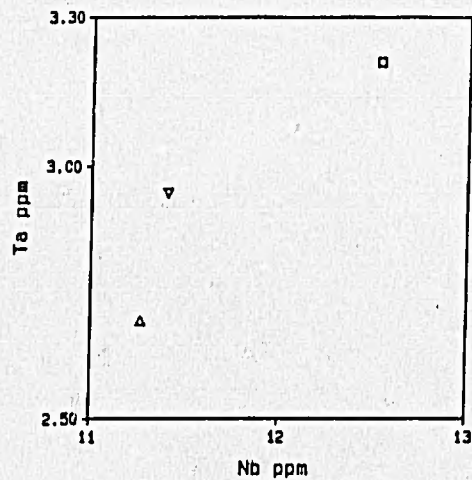


Abb. 5.20: Variationsdiagramm Nb/Ta, Mittelwerte Typ R, C, T.

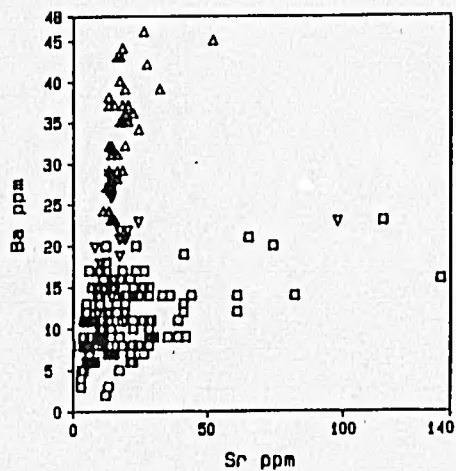


Abb. 5.21: Variationsdiagramm Sr/Ba, Typ R, C, T (n=162).

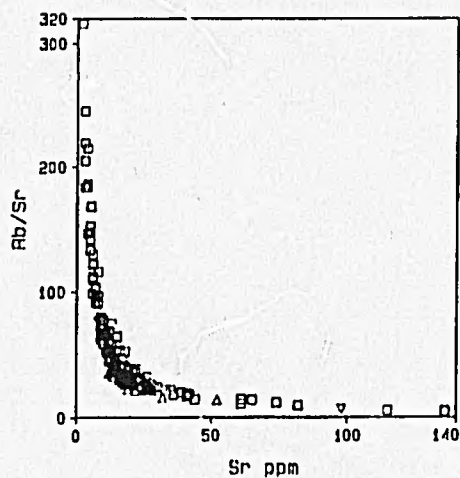


Abb. 5.22: Variationsdiagramm Sr/(Rb/Sr), Typen 1-7 (n=199).

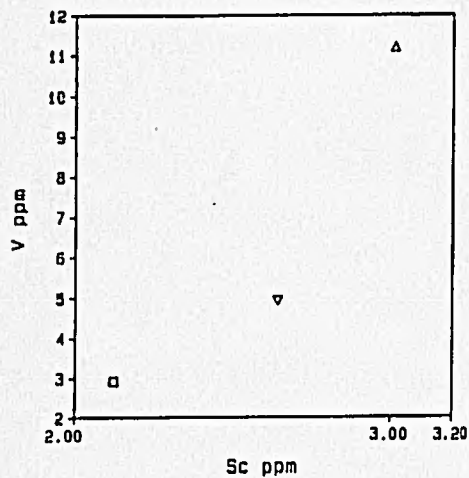


Abb. 5.23: Variationsdiagramm Sc/V, Mittelwerte Typ R, C, T.

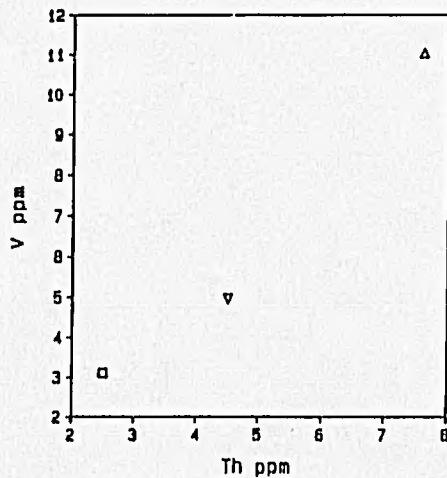


Abb. 5.24: Variationsdiagramm Th/V, Mittelwerte Typ R, C, T.

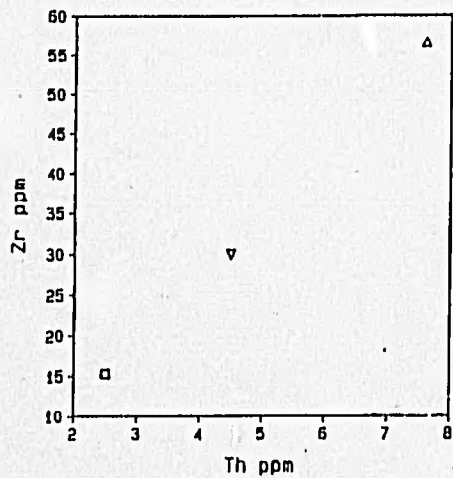


Abb. 5.25: Variationsdiagramm Th/Zr, Mittelwerte Typ R, C, T.

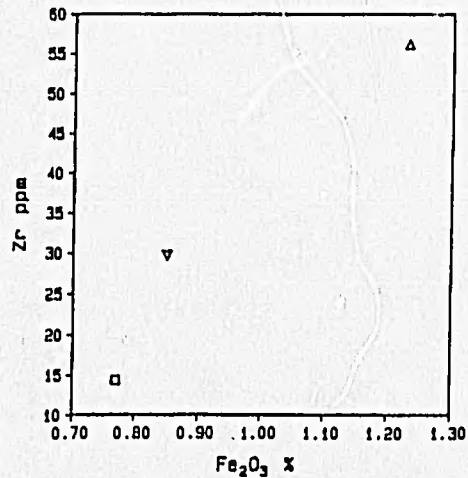


Abb. 5.26: Variationsdiagramm Fe₂O₃/Zr, Mittelwerte Typ R, C, T.

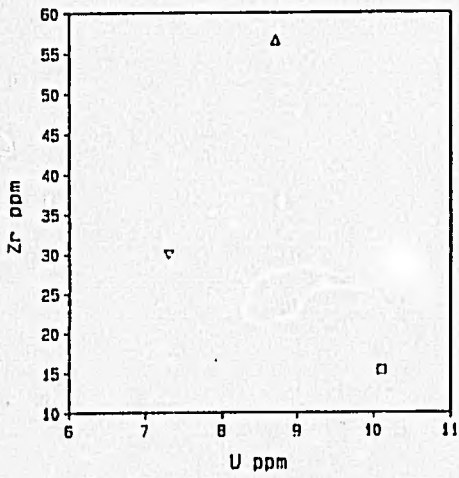


Abb. 5.27: Variationsdiagramm U/Zr, Mittelwerte Typ R, C, T.

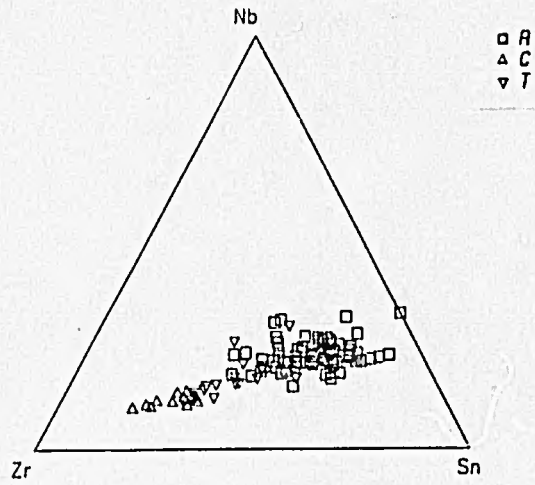


Abb. 5.28: Dreiecksdiagramm Zr-Nb-Sn, Typ R, C, T (n=162).

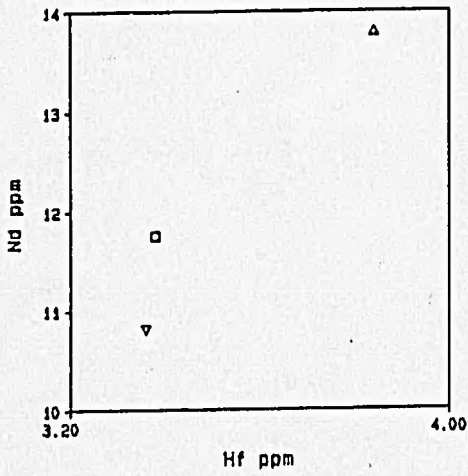


Abb. 5.29: Variationsdiagramm Hf/Nd, Mittelwerte Typ R, C, T.

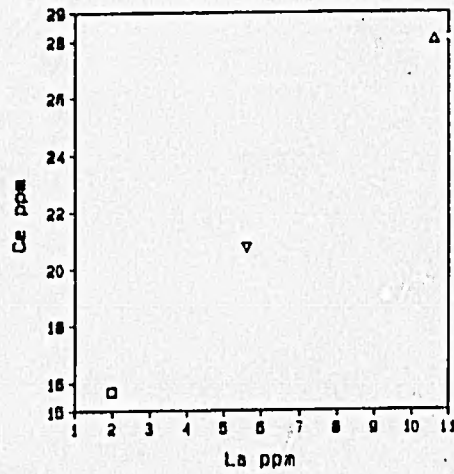


Abb. 5.30: Variationsdiagramm La/Ce, Mittelwerte Typ R, C, T.

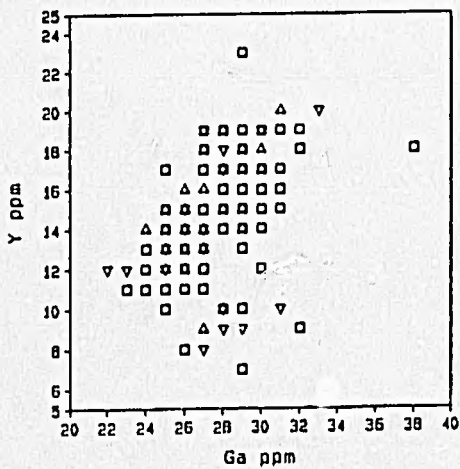


Abb. 5.31: Variationsdiagramm Ga/Y, Typ R, C, T (n=162).

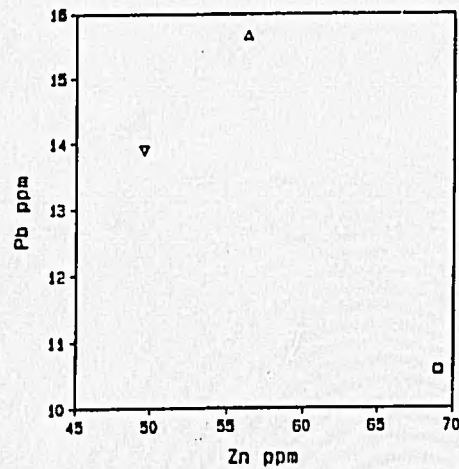


Abb. 5.32: Variationsdiagramm Zn/Pb, Mittelwerte Typ R, C, T.

zentrationsbereichen, je nachdem, ob es sich um in der Fraktionierungsfolge angereicherte oder abgereicherte Elemente handelt, so daß Typ R bei den abgereicherten Elementen generell im Bereich der niedrigeren und Typ C im Bereich der höheren Konzentrationen plottet. Der Granittyp R stellt also den am weitesten differenzierten Leukogranit dar.

Bei den Spurenelementen fällt zuerst eine extreme Rb-Konzentration auf (bis zu 1843 ppm in Typ G, Mittelwert Rb im Romeugranit 713 ppm) und auch Sn ist angereichert (Abb. 5.15), bis zu 86 ppm Sn und dementsprechend auch Cs (Abb. 5.18) mit bis zu 251 ppm in Typ R+. In Abb. 5.18 werden statt der Mittelwerte alle Analysen der Typen R, C und T präsentiert, um zu zeigen, wie stark die Cs-Gehalte im Typ R streuen. Generell ist Rb mit Cs positiv korreliert mit dem hier üblichen Trend vom Typ C zum Typ R mit den höchsten Gehalten (Abb. 5.18). Das gleiche gilt für das Element Nb, bei dem die Streuung noch stärker ist (Abb. 5.19). Zusammen mit Ta geplottet (Abb. 5.20) ergibt sich ein positiver Trend von Typ C über Typ T zu Typ R, wobei Typ T hier ähnliche Nb-Gehalte wie Typ C aufweist. Im Vergleich zum Caldegranit (Abb. 5.2) liegen die Nb-Gehalte im Normalbereich.

Der Cernadelagranit hat wesentlich weniger Rb (im Mittel 212 ppm weniger) als der Romeugranit wie auch der Übergangstyp (im Mittel 123 ppm weniger); Sn ist im Schnitt um 8 und 2 ppm weniger angereichert. Typ C enthält weniger Sn, dafür mehr W als Typ R; Typ T nimmt auch hier seine Mittelstellung ein (Abb. 5.15 und 5.16). Ga ist in allen Granittypen mit durchschnittlich 27 ppm angereichert und scheint generell mit Y positiv korreliert zu sein (Abb. 5.31), jedoch unabhängig vom Granittyp.

Ba und Sr sind in den Romeugraniten in auffallend geringen Konzentrationen (24 ppm i.D.) vorhanden (Abb. 5.21). Die sehr niedrigen Sr-Gehalte (20 ppm i.D.) streuen stark (Abb. 5.21 und 5.22), besonders in Typ R, bei dem die mittleren Gehalte jedoch denen der Typen T und C entsprechen, während der Ba-Gehalt eindeutig vom Typ R zu Typ C über Typ T zunimmt (Abb. 5.21). Typ R zeigt bei stark streuenden Sr-Werten fast gleich bleibende niedrige Ba-Werte, wogegen Typ C höhere Ba-Werte aufweist bei geringer streuenden Sr-Werten. Daher gäbe in diesem Fall die Darstellung der Mittelwerte der drei Typen nicht die tatsächlichen Verhältnisse wieder. Typ R weicht hier also vom Trend - von C über T hin zu den geringsten Sr-Werten - ab.

Bedingt durch die starke Streuung der Sr-Werte und den klaren Unterschied im Rb-Gehalt der drei Hauptgranittypen entsteht eine hyperbelförmige Verteilung, wenn man Sr gegen Rb/Sr plottet wie in Abb. 5.22. Diese Art der Verteilung hat annähernd die Form einer Rayleigh'schen Fraktionierungskurve (COX et al. 1979, SCHARBERT 1984, MÖLLER 1986) und ist damit ein weiterer Hinweis auf die Entstehung der Leukogranite durch fraktionierte Kristallisation (s. Kap. 7).

Kompatible Elemente wie Sc und V (Abb. 5.23), sind in sehr geringen Konzentrationen

nen von nur einigen ppm, Cr, Co, Ni und Cu sogar oft nur mit Gehalten unter 1 ppm vertreten (s. Tab. 1 und 2 im Anhang). V ist positiv mit Sc (Abb. 5.23) und Th (Abb. 5.24) korreliert wie auch mit Hf und Zr, letzteres Element wiederum mit Th (Abb. 5.25). Im Gegensatz dazu ist U nicht mit Zr korreliert (Abb. 5.27). Das Zr-Nb-Sn-Dreiecksdiagramm zeigt einen deutlichen Zr-Sn-Trend bei ungefähr gleich bleibenden Nb-Gehalten.

Die Leukogranite sind also an kompatiblen und einigen inkompatiblen und relativ inkompatiblen Elementen wie Zr, Hf, Nb, Ta, die Lanthaniden La, Ce, und Nd sowie Y stark verarmt (s. Abb. 5.2, 5.2 und 5.29, 5.30, 5.31). Typ R ist an diesen Elementen am meisten abgereichert mit Ausnahme an Nd, wo Typ T die niedrigsten Gehalte zeigt (Abb. 5.29). Wie bereits erwähnt, kann jedoch der Grund bei den stark streuenden Analysenwerten für Nd liegen.

Typ R ist am kompatiblen Element Zn – wie auch Typ C und T – verarmt (Abb. 5.32) und zeigt hier wiederum die niedrigsten Gehalte, jedoch Typ T die höchsten, wahrscheinlich aufgrund metasomatischer Einflüsse (s. 5.1.4). Zn und Pb korrelieren negativ miteinander, was aufgrund ihres chemischen Charakters, wie bereits erwähnt, zu erwarten ist (Pb inkompatibel).

Für die Analyse der Elemente Li und F wurden nur 40 Proben aufbereitet (s. Kap. 1 und Tab. 1 im Anhang), so daß kein repräsentativer Querschnitt für alle Leukogranittypen zu erwarten ist. Von diesen Proben gehören 21 Typ R, 9 Typ C, 5 Typ T, 2 Typ RB und 3 Typ G an. Die Auswahl ergab sich durch die Position von 37 dieser Proben auf dem äquidistanten Beprobungsgitter im 1-km-Abstand (s. Kap. 5.1.4).

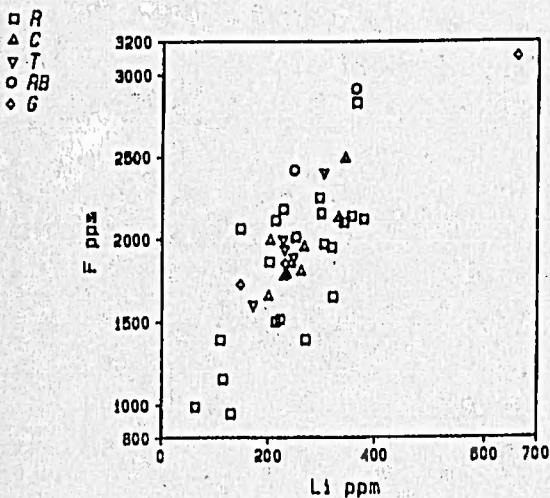


Abb. 5.33: Variationsdiagramm Li/F, alle Typen (n=40).

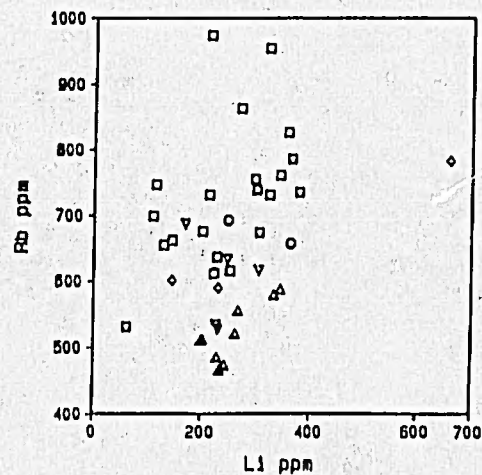


Abb. 5.34: Variationsdiagramm Li/Rb, alle Typen (n=40).

Das in Restphasen angereicherte Li ist mit durchschnittlich 255 ppm vertreten; eine Probe von Typ G (hier ähnlich Typ R) hat mit 661 ppm den höchsten Gehalt. Typ R zeigt stark streuende Gehalte; weniger Streuung zeigen die Typen T und C. Obwohl Li generell mit F positiv korreliert ist (Abb. 5.33), besteht zu Rb nur eine schwache Abhängigkeit (Abb. 5.34).

F ist in unterschiedlichen Gehalten in allen drei Haupttypen im Mittel bis zu fast 0.2 % vertreten mit einem Maximum von 3112 ppm in Typ G (Abb. 5.33) und zeigt wenig Korrelation mit anderen angereicherten Elementen. Aufgrund des durchschnittlichen Meßfehlers von -23 % rel. gegenüber den Referenzproben (s. Kap. 2.1, S. 24) sind entsprechend höhere F-Gehalte anzunehmen. Jedenfalls kann man von F-Anreicherung sprechen, wobei das F wahrscheinlich in den Glimmern sitzt (s. Kap. 5.2), denn die Flußspatgehalte sind zu gering, um diese Anreicherung zu bewirken.

5.1.3 Elementstreuung innerhalb räumlich eng begrenzt genommener Proben

In einer Reihe von zusammenhängenden Steinbrüchen in einem Gebiet von ca. 250 x 250 m im Romeugranit wurden insgesamt 20 Proben entnommen und auf ihre Elementgehalte analysiert. Es handelt sich hierbei um den Leukogranittyp R, der z.T. - wie üblich - pegmatitische Phasen (Typ R+, IBG-372a) zeigt. Ein pegmatitisches Nest (Teilprobe Nr. IBG-372b) wurde gesondert untersucht. Die Aufbereitung von 17 dieser Proben (s. Tab. 2, IBG-Proben 365 - 381) erfolgte im Z.W.O.-Labor für Isotopengeologie in Amsterdam, wo andere Aufbereitungsvorschriften als die unsrigen (s. Kap. 1 und 2) befolgt wurden. Diese sind auf die Rb-Sr-Analyse ausgerichtet und liefern daher nicht uneingeschränkt repräsentatives Probenmaterial für die Analyse anderer Spurenelemente. Dennoch können die in unserem Labor hergestellten Schmelz- und Preßtabletten aus diesem Gesteinspulver, mit unserer RFA untersucht, einen Eindruck der Streuung einzelner Elemente innerhalb eines eng begrenzten Gebietes vermitteln. Die Proben Nr. CW82-48, -49 und -50 wurden den gleichen Steinbrüchen entnommen und in den Vergleich einbezogen. Die in Amsterdam aufbereiteten Proben zeigen z.T. auffällige Cu-Konzentrationen, die evtl. auf Kontamination zurückzuführen sind. I.a. darf jedoch davon ausgegangen werden, daß die Analysenfehler nicht wesentlich von denen unseres Labors abweichen.

Bei der Betrachtung der Elementgehalte innerhalb eines kleineren Bereichs von Typ R fällt auf, daß u.a. die MgO- und CaO-Werte (Abb. 5.37), die TiO₂- und Zr-Werte (Abb. 5.39) sehr streuen, bei Gehalten, die über den Durchschnittswerten für Typ R liegen (s. vorhergehende Abschnitte des Kap. 5). Überdurchschnittlich hohe Gehalte zeigen auch

Y, Sn, Th, Hf und U. Hingegen sind die Ba-Gehalte niedriger als üblich. Diese Proben wurden zwei Jahre später als die anderen bisher behandelten Proben gemessen, nachdem Verbesserungen der Messungen für Zr, Y, Ta und Hf stattgefunden hatten, so daß die Absolutwerte geringfügig, aber signifikant abweichen. Wichtig sind bei dieser Betrachtung jedoch die *Trends*, die davon unbeeinflußt bleiben.

Na₂O und K₂O korrelieren negativ miteinander (Abb. 5.36). Bedingt durch den höheren CaO-Gehalt dieser Proben ergibt sich gegenüber dem Gesamtpluton ein leicht niedrigerer Aluminitätsindex (Abb. 5.35). Zu erwarten war die starke Streuung der Sr-Gehalte (5–26 ppm) bei ungefähr gleich bleibend niedrigen Ba-Werten, da dies charakteristisch für Typ R ist (Abb. 5.40, s. auch Abb. 5.21), wie zuvor in Kap. 5.1.2 gezeigt wurde. Die Rb-Gehalte schwanken zwischen 600 und 1000 ppm, nur das pegmatitische Nest erreicht einen Rb-Gehalt von fast 1600 (Abb. 5.41). Einige Elemente zeigen klare Abhängigkeiten voneinander wie z.B. Sn und Cs von Rb (Abb. 5.41, 5.42), TiO₂ von Fe₂O₃ (Abb. 5.38) und Zr (Abb. 5.39) sowie Nb von Cs (Abb. 5.43) und Y (Abb. 5.44), was deutlich macht, daß selbst innerhalb desgleichen Granittypus' in einem kleinen Gebiet die gleichen Korrelationen wie im großen Maßstab zu finden sind; ein weiterer Hinweis auf die Entstehung des Leukogranitplutons durch Magmendifferentiation.

Die getrennten Analysen des pegmatitischen Nestes (hauptsächlich Quarz und Kalifeldspat mit weniger Hellglimmer, Teilprobe Nr. IBG-372b) sowie des umgebenden Gesteins (Typ R+, Teilprobe Nr. IBG-372a) zeigen die Hauptelementverschiebung in dieser Restphase: Im pegmatitischen Nest nimmt SiO₂ um ca. 5 % zu und Al₂O₃ ab und Fe₂O₃, CaO und Na₂O nehmen drastisch, MgO etwas ab, während K₂O auf 7.45 % und P₂O₅ auf 1.16 % ansteigen. Der Granit des Typs R+ zeigt Durchschnittswerte bis auf leicht erhöhte K₂O-Gehalte. Bei den Spurenelementen fällt für die pegmatitische Phase die Rb-Anreicherung auf 1547 ppm ins Auge, wobei der Sn-Gehalt nur 8 ppm beträgt. Typ R+ enthält auch 939 ppm Rb, jedoch 54 ppm Sn. Cs ist in beiden Teilproben mit 251 ppm erhöht gegenüber dem Durchschnittswert für Typ R.

Abgesehen von den z.T. erhöhten Gehalten entsprechen diese Proben dem allgemeinen Bild von Typ R mit Na₂O/K₂O > 1, Fe₂O₃ < 1 %, Rb > 600 ppm, stark streuenden sehr geringen Sr-Gehalten und der typischen Verarmung an Ba, Zr, Th, La, Ce, Y und Ti sowie der Anreicherung an Rb, U, Sn. (s. Kap. 5.1.1 und 5.1.2).

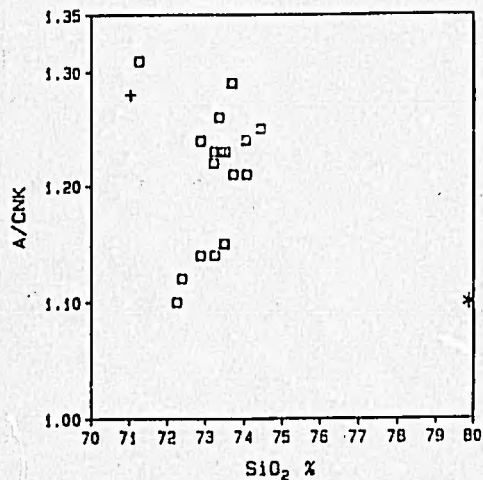


Abb. 5.35: Variationsdiagramm $\text{SiO}_2/(\text{A/CNK})^*$, Steinbruchkomplex in Typ R (n=20).

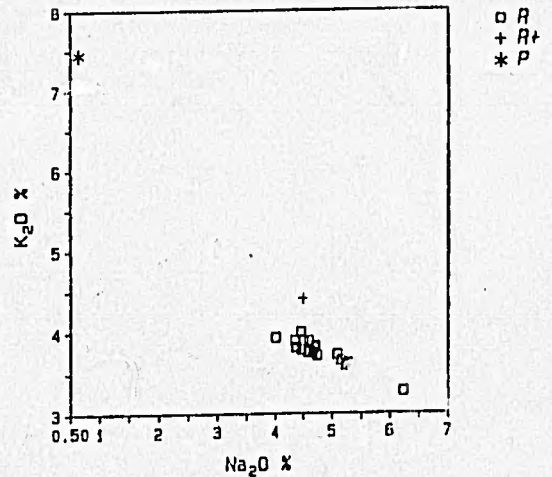


Abb. 5.36: Variationsdiagramm $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, Steinbruchkomplex in Typ R (n=20).

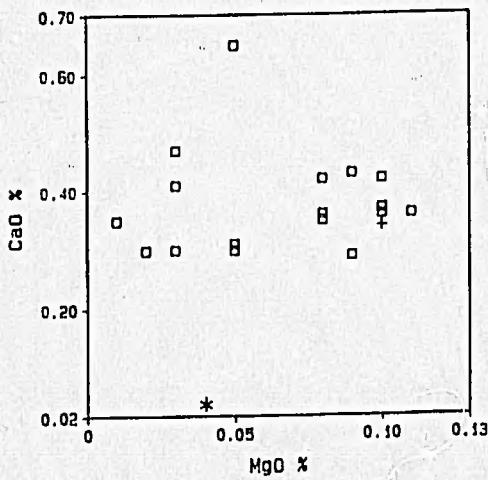


Abb. 5.37: Variationsdiagramm MgO/CaO , Steinbruchkomplex in Typ R (n=20).

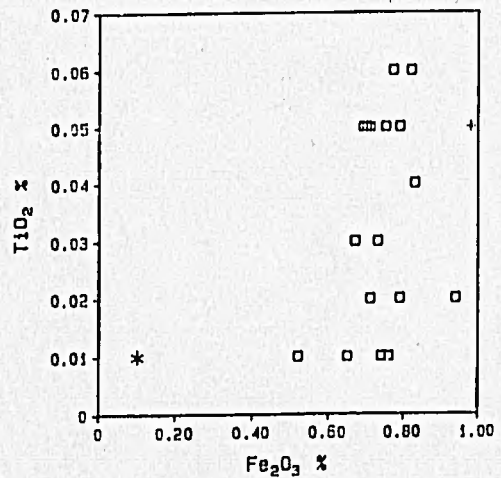


Abb. 5.38: Variationsdiagramm $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, Steinbruchkomplex in Typ R (n=20).

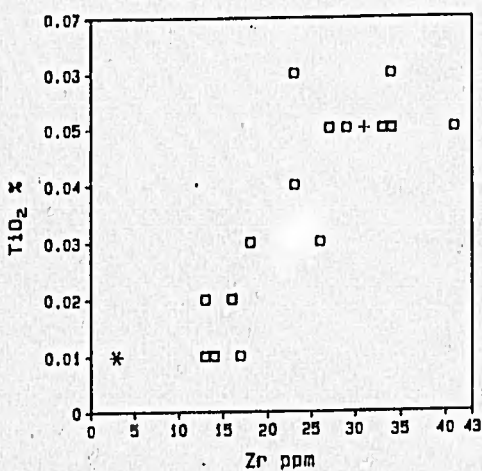


Abb. 5.39: Variationsdiagramm Zr/TiO_2 , Steinbruchkomplex in Typ R (n=20).

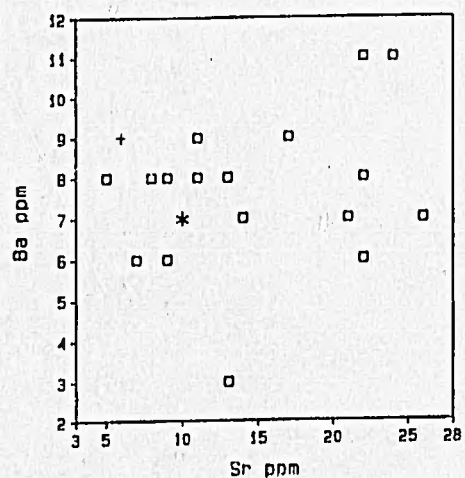


Abb. 5.40: Variationsdiagramm Sr/Ba , Steinbruchkomplex in Typ R (n=20).

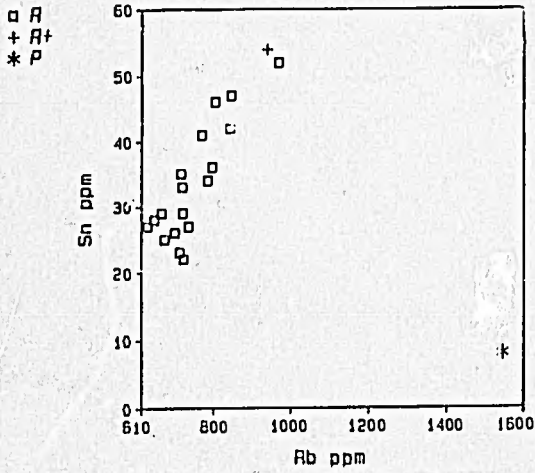


Abb. 5.41: Variationsdiagramm Rb/Sn, Steinbruchkomplex in Typ R (n=20).

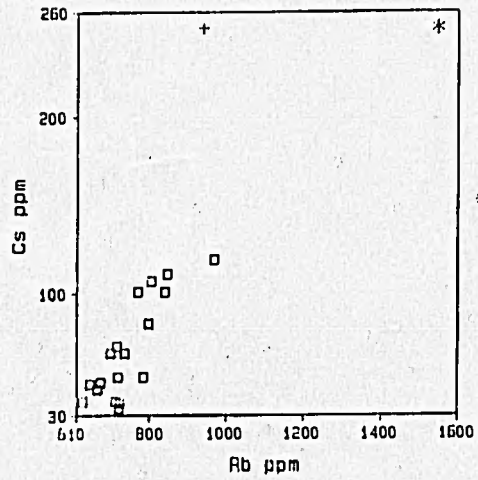


Abb. 5.42: Variationsdiagramm Rb/Cs, Steinbruchkomplex in Typ R (n=20).

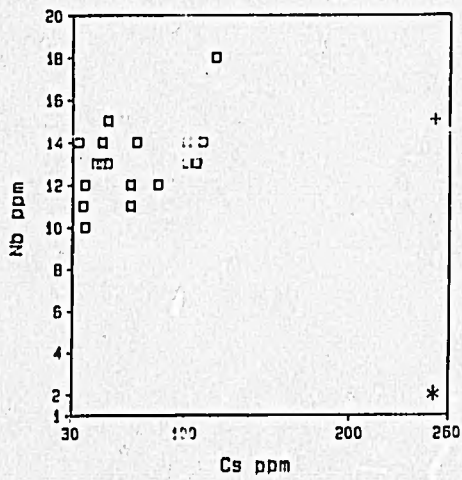


Abb. 5.43: Variationsdiagramm Cs/Nb, Steinbruchkomplex in Typ R (n=20).

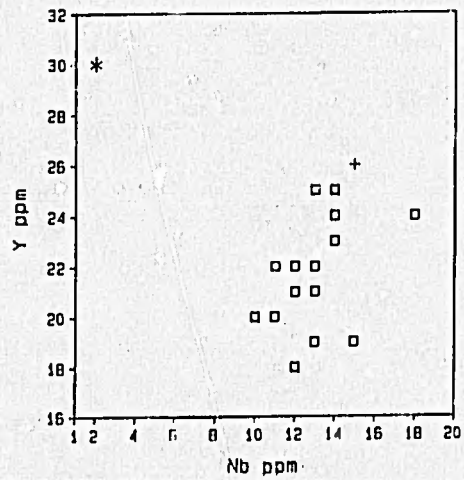


Abb. 5.44: Variationsdiagramm Nb/Y, Steinbruchkomplex in Typ R (n=20).

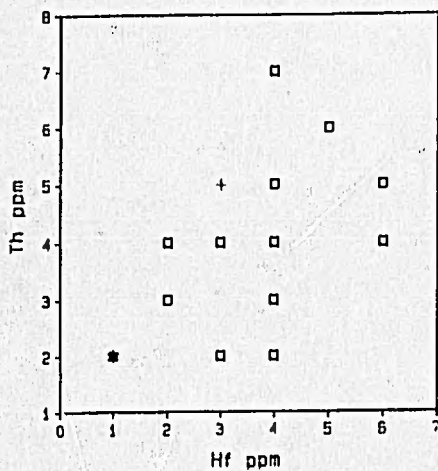


Abb. 5.45: Variationsdiagramm Hf/Th, Steinbruchkomplex in Typ R (n=20).

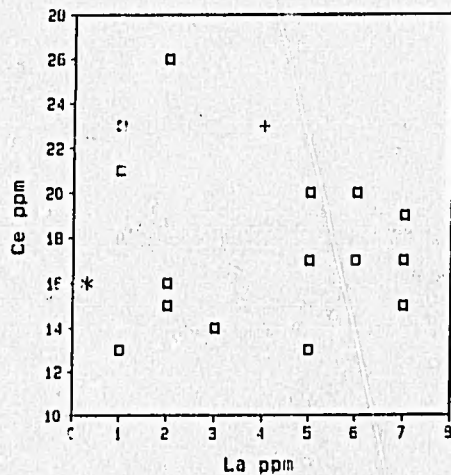


Abb. 5.46: Variationsdiagramm La/Ce, Steinbruchkomplex in Typ R (n=20).

5.1.4 Räumliche Verteilung der Elemente

Um die räumliche Elementverteilung im Pluton möglichst anschaulich für die wichtigsten Elemente darzustellen, wurden *Isoliniendiagramme* geplottet. Als Grundlage dieser Diagramme dienten nur die Analysenwerte der 128 Proben, die im äquidistanten Beprobungsabstand von 500 m genommen wurden (s. Kap. 1). Davon sind 76 zu Typ R, 29 zu Typ C, 12 zu Typ T, 3 zu Typ RB, 7 zu Typ R+ und 1 zu Typ G gehörig (s. Karte der Probenklassen im 500-m-Abstand S. 78). An einigen Stellen, an denen eine Probe genommen werden sollte, befand sich kein frisches anstehendes Gestein, so daß dort der Abstand von den benachbarten Proben um einige Meter vom Soll abweicht (s. Karte S. 78). Da erst während des zweiten Geländeaufenthaltes die Probenahme in 500-m-Abständen beschlossen wurde, ist das Beprobungsraster nicht eingenordet sondern so gelegt worden, daß möglichst viele der bereits genommenen Proben verwendet werden konnten.

Zur Erfassung der räumlichen Wahrscheinlichkeitsstruktur wurden weiterhin *Semivariogramme* – im folgenden kurz als *Variogramme* bezeichnet – einiger Elemente bzw. Oxide derselben Proben berechnet. Die Ergebnisse beider Methoden ergänzt das Bild des Elementverteilungsmusters und macht die Abhängigkeit der Konzentration einzelner Elemente von der Position der Probe und der Zugehörigkeit zum Granittyp im Pluton deutlich.

Das gebräuchlichste und grundlegende Mittel der Geostatistik, die ortsabhängige Struktur von Merkmalen zu beschreiben, ist das Variogramm. Im Variogramm werden die halben (daher *Semivariogramm*), mittleren quadrierten Differenzen der Werte zwischen Punkten gleichen Abstands $h = 1d, 2d \dots nd$ dargestellt. Die Berechnung des experimentellen Variogramms erfolgt nach folgender Gleichung:

$$\gamma(h) = 1/n \sum \{f(x+h) - f(x)\}^2$$

Die Theorie der regionalisierten Variablen – von Matheron aufgestellt – ist in den Lehrbüchern (DAVID 1977, AKIN & SIEMES 1988) ausführlich dargelegt. Die Veränderung der regionalisierten Variablen von Ort zu Ort kann vollständig erratisch, unstetig oder kontinuierlich sein. Hinter der Variabilität verbirgt sich oft eine Struktur, die sich dadurch manifestiert, daß die Werte von nahe benachbarten Punkten ähnlicher sind als von weiter entfernten. Die Benutzung des Variogramms setzt einige Annahmen über die Wahrscheinlichkeitsstruktur voraus, die durch die Intrinsische Hypothese formuliert sind (TIETZE 1989). Näheres zur Hypothese der strengen Stationarität, der Stationarität zweiter Ordnung sowie der Variogramm-Modellanpassung ist den vorgenannten Lehrbüchern zu entnehmen.

Erreicht das Variogramm in einem Abstand a (= Reichweite, engl. range) Werte, die

um einen Grenzwert $C = \gamma(\infty)$ (= Schwellenwert, engl. sill) schwanken, so sind die Bedingungen einer Stationarität zweiter Ordnung erfüllt. Der Verlauf des Variogramms zwischen $\gamma(h=0) = 0$ und $\gamma(h=1) > 0$ bedarf stets einer gewissen Interpretation. Diese wird so ausgeführt, daß die "ersten" Punkte gegen die $\gamma(h)$ -Achse extrapoliert werden, um auf diese Weise einen Wert C_0 zu schätzen. Dieser Wert C_0 wird Nuggetvarianz genannt und quantifiziert den Nuggeteffekt in einer Lagerstätte, worin sich sowohl nicht auflösbare, strukturell bedingte Varianzen als auch Varianzen der Probenanalysen und der Probenahme vereinigen. Tritt ein Nuggeteffekt auf, so ist C nicht mehr = Schwellenwert, sondern die Differenz von Schwellenwert und Nuggetvarianz, so daß $C + C_0$ den Schwellenwert ergeben, der ungefähr der statistischen Varianz der Werte entspricht (TIETZE 1989).

Es wurden mit Hilfe des Geostatistikprogramms Geo-Eas (ENGLUND & SPARKS 1988) globale Variogramme berechnet, geplottet und danach hochgezeichnet, wobei hier hauptsächlich experimentelle Variogramme des *sphärischen Modells* auftreten: Die Variogrammwerte steigen bis zu einem gewissen Wert an und verlaufen dann etwa parallel zur Abszisse. Also nimmt der Variogrammwert im Einflußbereich von x stetig zu, außerhalb dieses Bereichs bleibt er konstant oder streut um einen konstanten Wert, dem sog. Sill oder Schwellenwert. Wo die abstandsgebundene Kontinuität der Variablen aufhört, gibt es nur noch zufallsverteilte Werte. Für die hier gezeigten experimentellen Variogramme dieses Typus' reicht der Einflußbereich (range, s.o.) von 2000 bis 2500 m, was der durchschnittlichen Entfernung vom Rand (Typ R) zum Kernbereich (Typ C) des Romeuplutons entspricht, wo sich die Elementverteilung signifikant ändert: Fe_2O_3 (Abb. 5.48), MgO (Abb. 5.49), CaO (Abb. 5.50), Na_2O (Abb. 5.51), TiO_2 (Abb. 5.53), Zr (Abb. 5.57), Ba (Abb. 5.59) und Th (Abb. 5.61). Dies sind alle Elemente bzw. Oxide, die in den zuvor gezeigten Variationsdiagrammen gut miteinander korrelieren und deren Isoliniendiagramme die Grenze zwischen dem Kernbereich des Romeuplutons mit Typ C und dem Übergangsbereich mit Typ T zum Typ R gut erkennen lassen – es zeichnet sich nahezu die Geländegeologie ab (vgl. geologische Karte S. 17).

Die experimentellen Variogramme von Rb , Sr und Sn (Abb. 5.55, 5.56, 5.58) ergeben das sog. *lineare Modell*, wobei die Werte stetig ansteigen, ohne einen Schwellenwert zu erreichen. Es gibt also keine endliche Reichweite, die räumliche Wahrscheinlichkeitsstruktur reicht demnach über die gesetzten Grenzen hinaus. Die entsprechenden Isoliniendiagramme zeigen unregelmäßigere Verteilung dieser Elemente über den Gesamtpluton, doch noch eine gewisse Zuordnung zu den Granittypen. Das Variogramm von Zn (Abb. 5.54) nimmt eine Mittelstellung zwischen sphärischem und linearem Modell ein.

Die Gehalte von K_2O (Abb. 5.52), Y , Nb (ohne Abb.), W (Abb. 5.60) und U (Abb. 5.62) sind nicht signifikant für einen bestimmten Granittyp – die entsprechenden experimentellen Variogramme zeigen das *Zufallsmodell*: die Variogrammwerte liegen mehr oder

weniger parallel der Abszisse, d.h. $f(x)$ und $f(x+h)$ sind nicht autokorreliert. Bezüglich der Verteilung von Y und Nb ist anzunehmen, daß das nicht signifikante Verteilungsmuster auf die damalige schlechte Reproduzierbarkeit der RFA in diesen Konzentrationsbereichen zurückzuführen ist.

Die Probe CW84-383 (s. Probenkarte im Anhang) sorgt in vielen Fällen für eine auffällige Anhäufung von Isolinien. Es handelt sich dabei um einen ehemaligen Granit des Typs C, der eine beginnende Vergreisung zeigt (hier mit R+ bezeichnet, s. auch Mikrofoto von Abb. 4.5).

Das gleiche verursacht die Probe CW83-118 (Typ G), die an einer Stelle im Cernadelagranit genommen wurde, an der dieser von einem Mikrogranit - ähnlich Typ R - durchdrungen wird, so daß sich die Gehalte bestimmter Elemente sprunghaft ändern. In nicht ganz so starkem Maße gilt dies auch für die Probe CW83-95, die einer Stelle entstammt, an der Typ R, T und C gemeinsam auftreten, Typ C jedoch vorherrschend ist.

Die Probe CW84-318 (Typ R+) hat anomal hohe Nb-, Sn-, Cs-, Ta-, und W-Gehalte und relativ zu Typ R ungewöhnlich hohe Zr- und Ba-Werte, was sie zum Ausreißer werden läßt. Petrographisch wies das Gestein außer leichter Alteration keine Besonderheit auf. Wahrscheinlich enthält es eigene Nb-Ta-Mineraie, die in Granitpegmatiten auftreten.

Alterierte Proben zeichnen sich auch durch Ausreißer der K_2O -Werte (Abb. 5.52) aus, so die Proben CW84-383 und -304 (R+), CW83-81 und -114 (RB). Diese sind für die Streuung dieser Werte verantwortlich, die ansonsten im Mittel für Typ R um 0.22 % niedriger als für Typ C liegen.

Grund für das Verteilungsmuster des U (Abb. 5.62), das weder eine Zugehörigkeit zu einem Granittyp noch örtliche Abhängigkeit erkennen läßt, ist eine sekundäre Beeinflussung, die bereits in Kapitel 4 angesprochen wurde. Das U sitzt hauptsächlich auf den Intergranularen und in den miarolitischen Hohlräumen, wie mit Hilfe einer Radiographie nachgewiesen werden konnte (s. Kap. 4) und weiterhin im Kluffmaterial. Die Analyse eines grünlichen Kluffbelags ergab 202 ppm U und die eines schwarzen Kluffbelags, der 22.85 % MnO enthält, 147 ppm U, ohne daß die Th-Werte (3 und 4 ppm) erhöht sind. In diesen Kluffbelägen finden sich auch immer erhöhte Zn-Werte (im ersten Fall 1169 ppm und im zweiten 2399 ppm Zn, s. Tab. 1, Probe CW83-94-1 und CW82-15).

Auch die unregelmäßige Verteilung der Elemente Sn (Abb. 5.58) und W (Abb. 5.60) scheint z.T. durch sekundäre Vorgänge bedingt. Eine Überprägung durch die Aktivität von Restlösungen wurde bereits im Rahmen des Ibergranite-Projektes (SCHERMERHORN &

WALLFASS 1985) beim Panasqueira-Granit festgestellt, an dem die Elementverteilung aus einigen Kernbohrungen mittels Variographie untersucht wurde. Es handelt sich bei diesem Granit um einen, dem Cernadelagranit sehr ähnlichen Granit, in dessen W-Sn-Gängen im sedimentären Nebengestein der zweitgrößte Wolframbergbau Europas liegt. Es wurde gezeigt, daß die metasomatische Umwandlung der beginnenden Greisenbildung sich in erster Linie in der Streuung der K-, Li- und Rb- und in zweiter Linie auch der Sn- und W-Gehalte äußert. Hier zeigen sich die typischen An- und Abreicherungsmuster für Elemente, die durch Biotit-Fraktionierung beeinflußt werden (s. Kap. 5.1.5).

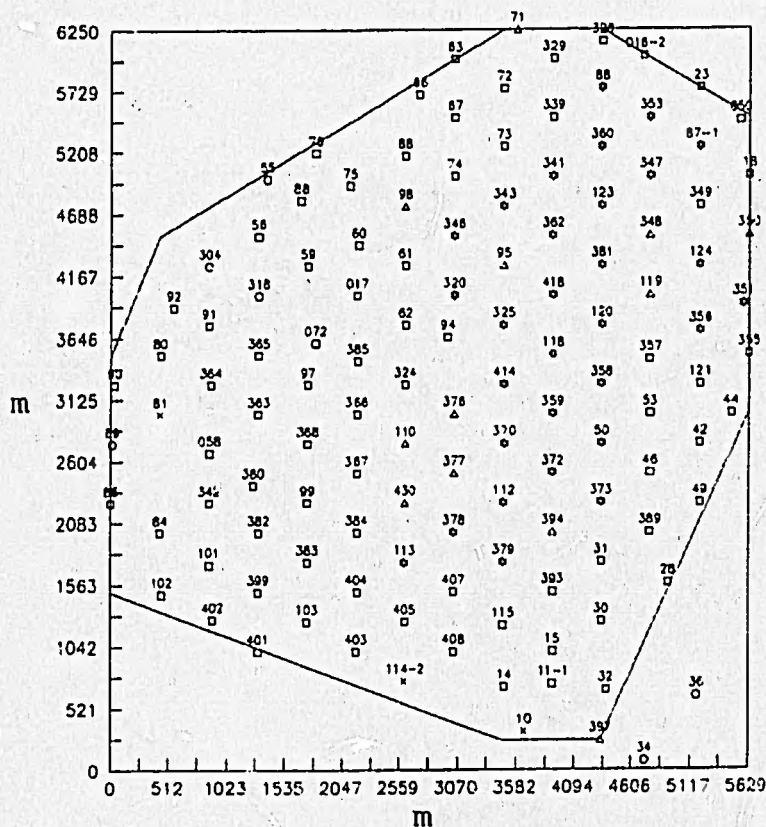
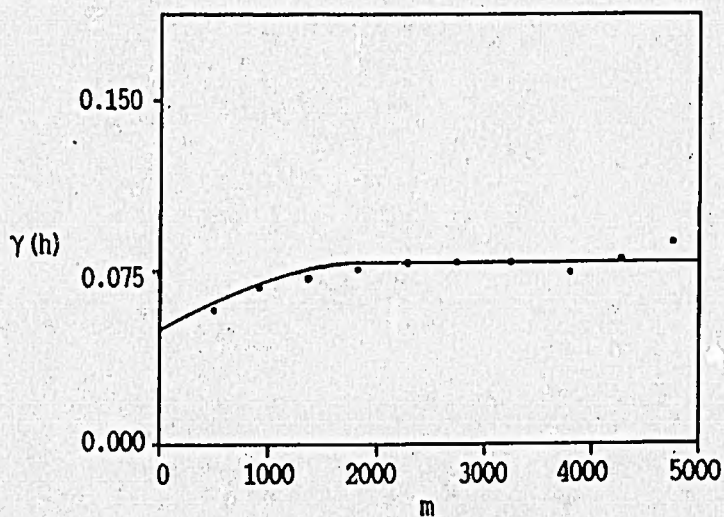
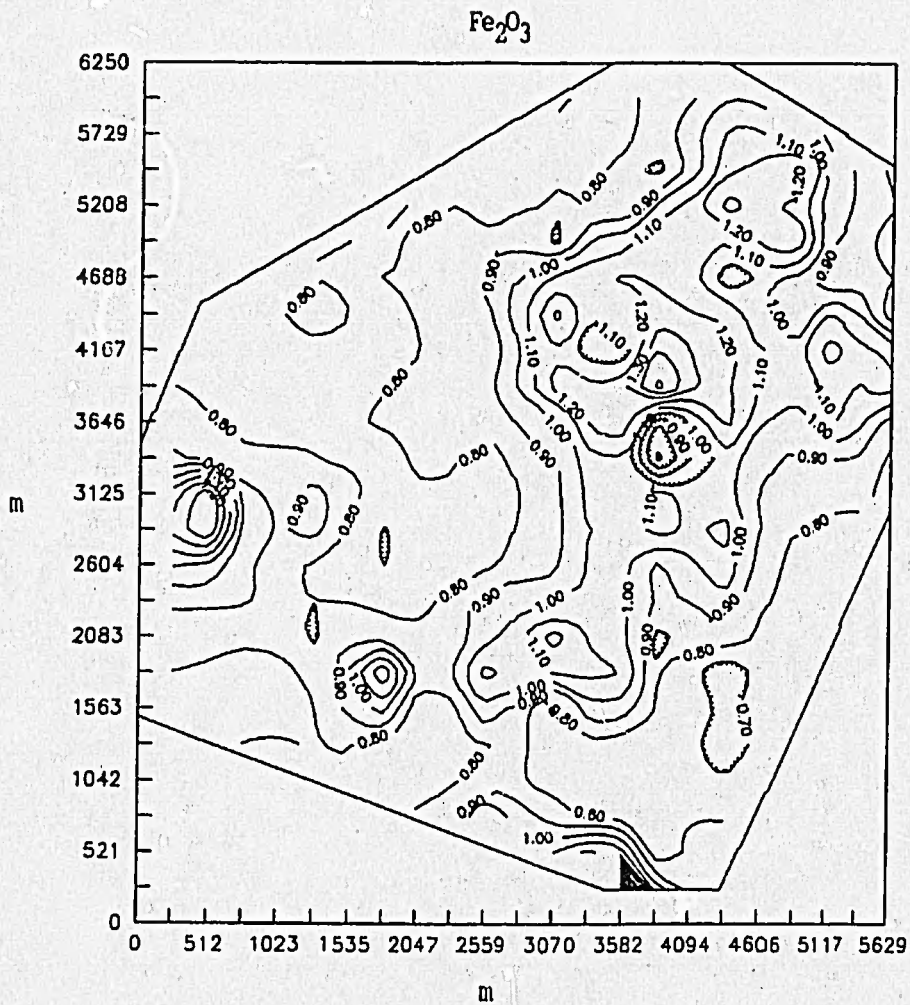


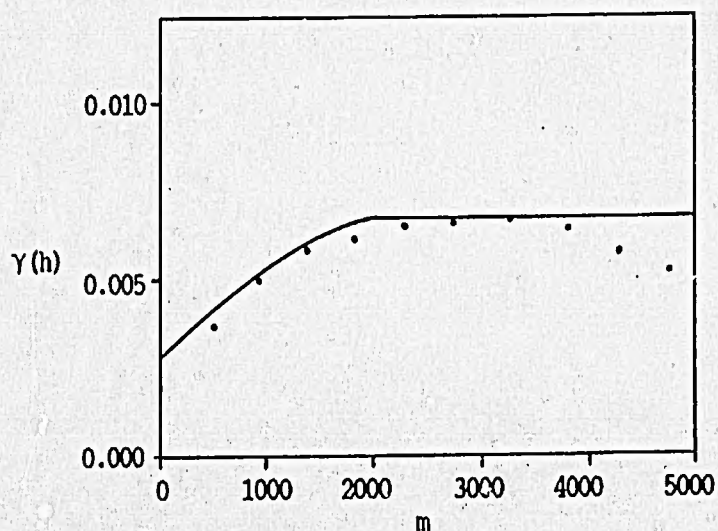
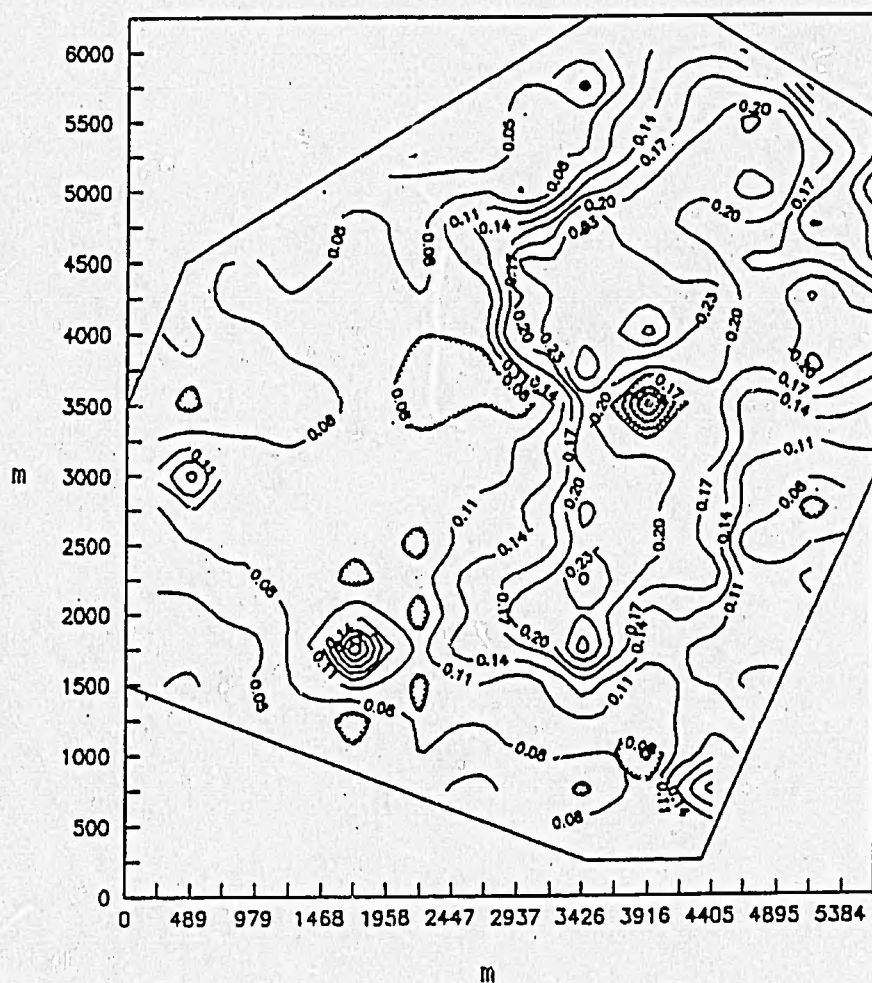
Abb. 5.47: Overlay für die Isoliniendiagramme (nicht eingenordet) der folgenden Abb. 5.58 bis 5.62: Probenpunkte und Granittypen des äquidistanten Beprobungsgitters; Typ R Quadrat, Typ C Stern, Typ T Dreieck, Typ RB schräges Kreuz, Typ R+ Kreis, Typ G gerades Kreuz; Proben-Nr. s. Karte im Anhang S. 50.



C_0 0.05, C 0.03, Reichweite 2000, Min. 0.39 %, Max. 2.49 %, Mittel 0.904 %, Varianz 0.07815, 7658 Paare

Abb. 5.48: Isolinendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für Fe_2O_3 - sphärisches Modell. (Erklärung s. Text).

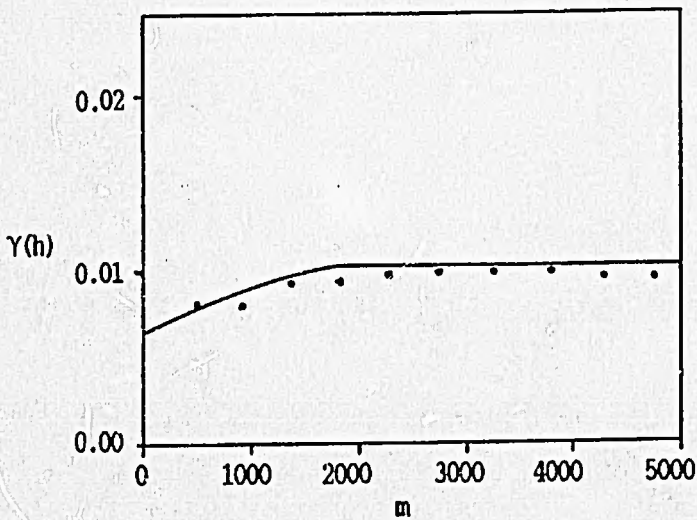
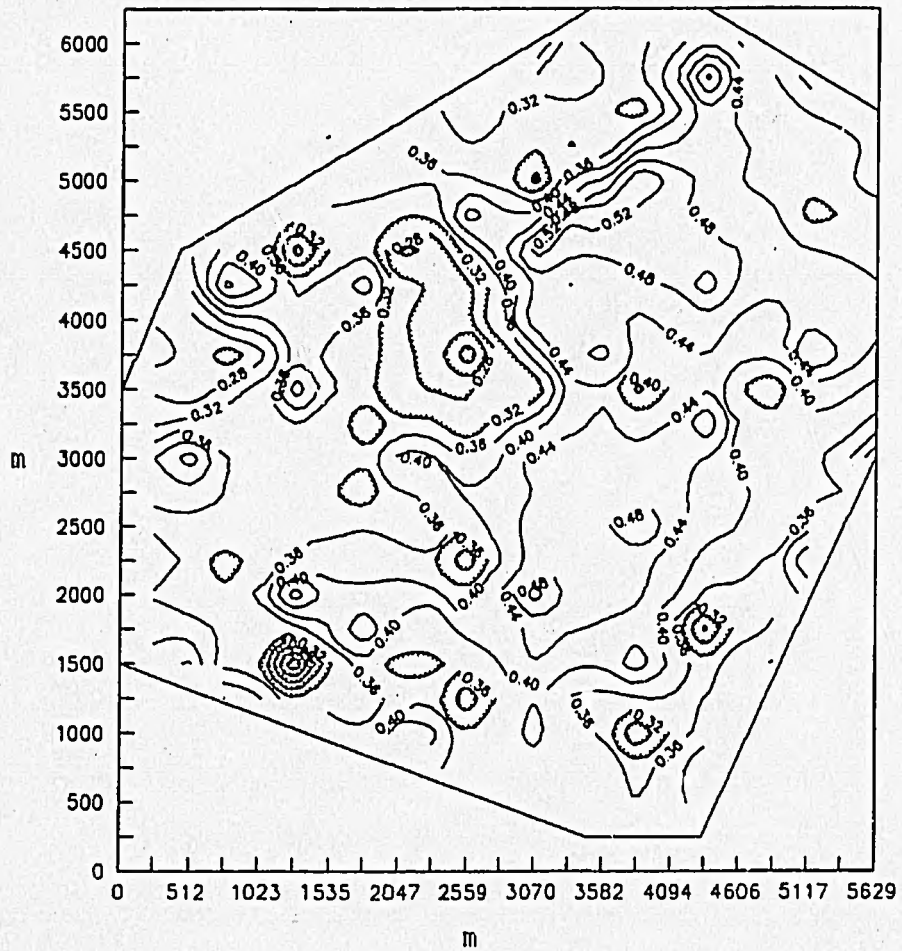
MgO



C_0 0.0028, C 0.004, Reichweite 2200, Min. 0.01 %, Max. 0.30 %, Mittel 0.118 %, Varianz 0.00608, 7689 Paare

Abb. 5.49: Isoliniendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für MgO - sphärisches Modell (Erklärung s. Text).

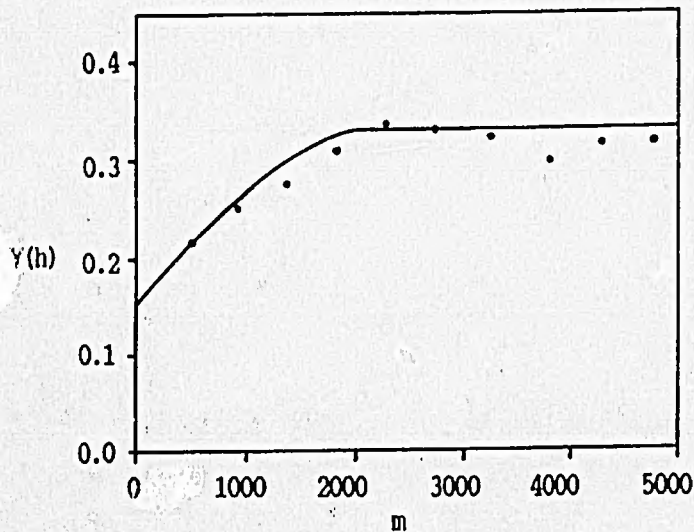
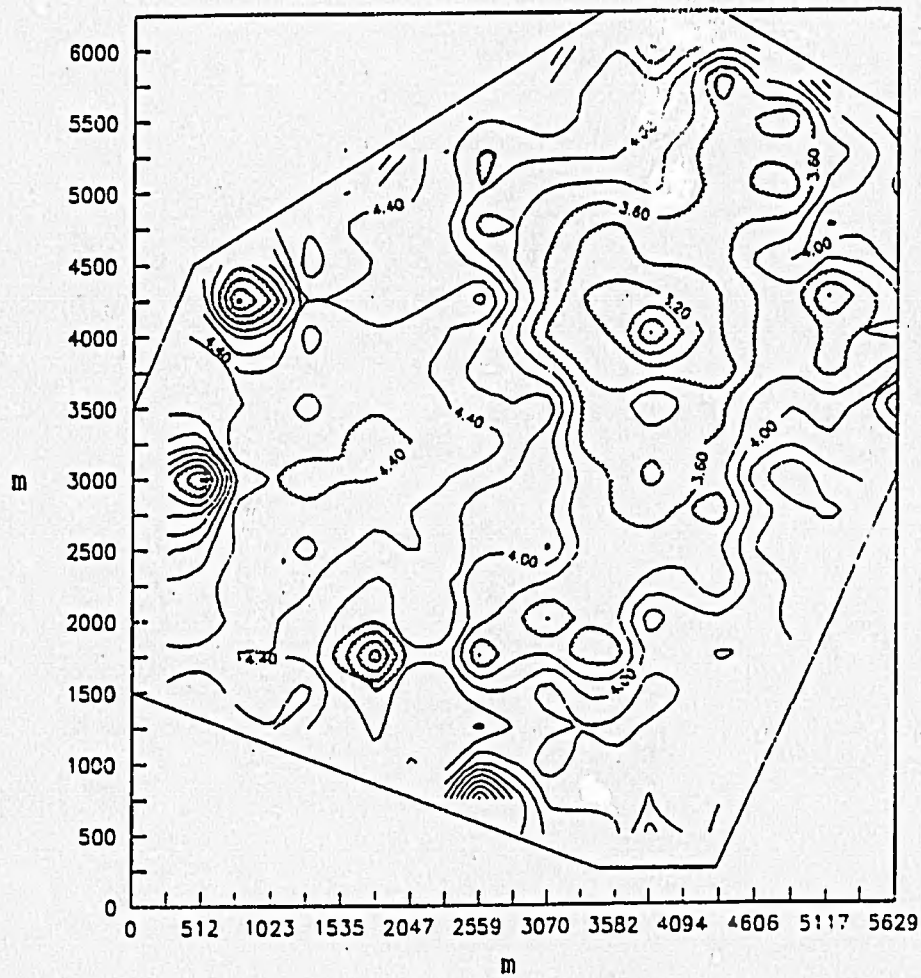
CaO



C_0 0.0065, C 0.004, Reichweite 2200, Min. 0.12 %, Max. 0.60 %, Mittel 0.381 %, Varianz 0.00962, 7698 Paare

Abb. 5.50: Isoliniendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für CaO - sphärisches Modell (Erklärung s. Text).

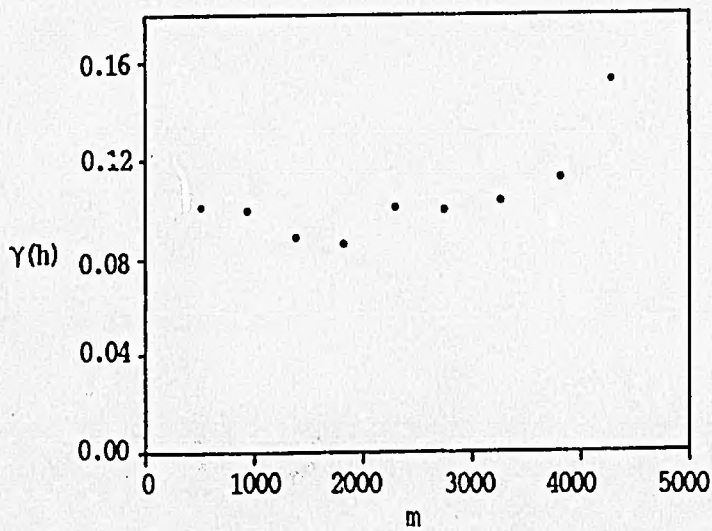
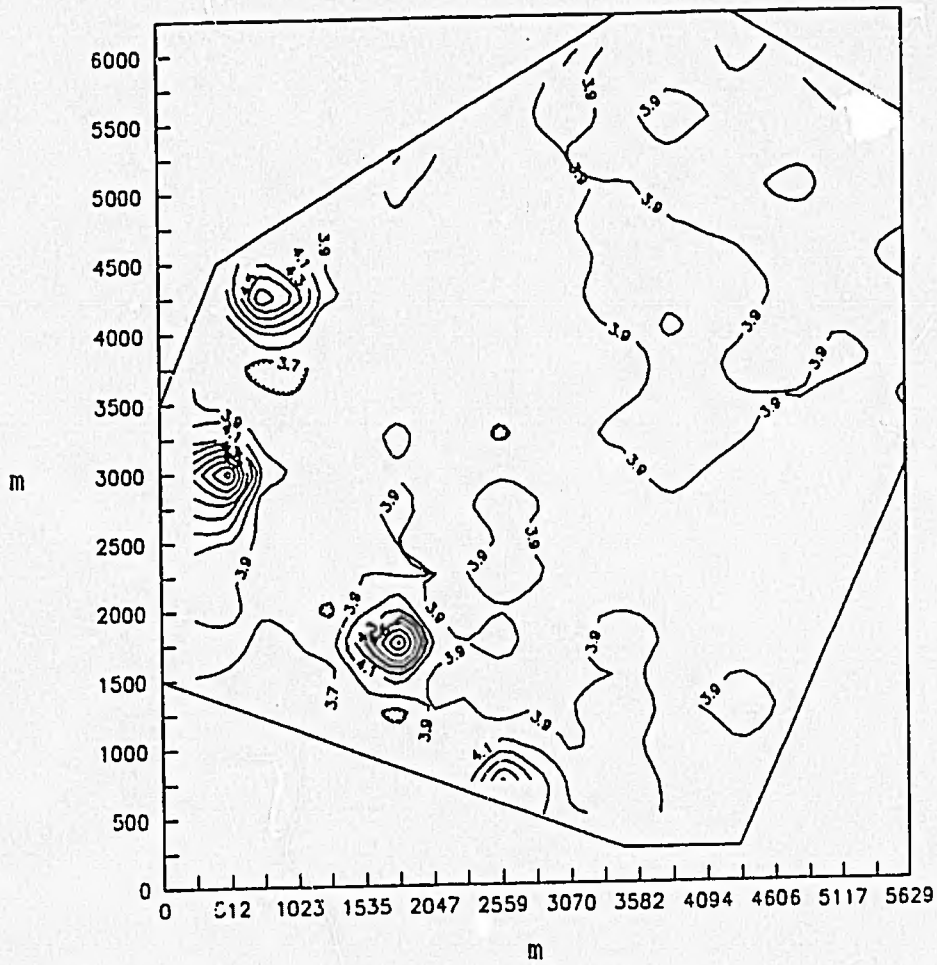
Na_2O



C_0 0.15, C 0.18, Reichweite 2200, Min. 2.47 %, Max. 5.00 %, Mittel 4.04 %,
Varianz 0.3078, 7698 Paare

Abb. 5.51: Isoliniendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für Na_2O - sphärisches Modell
(Erklärung s. Text).

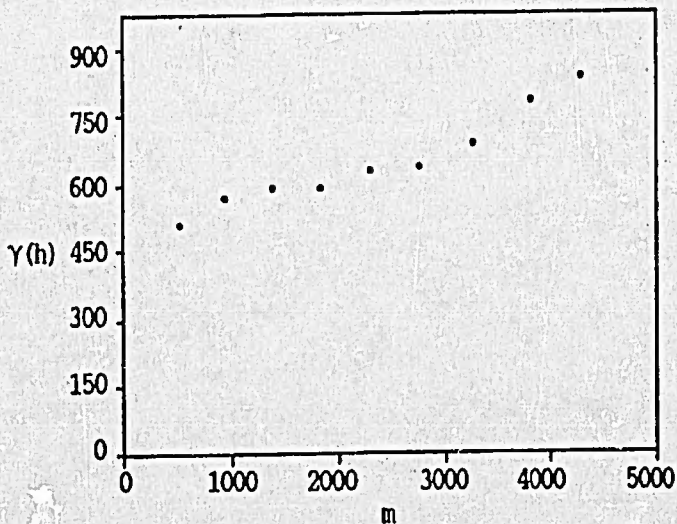
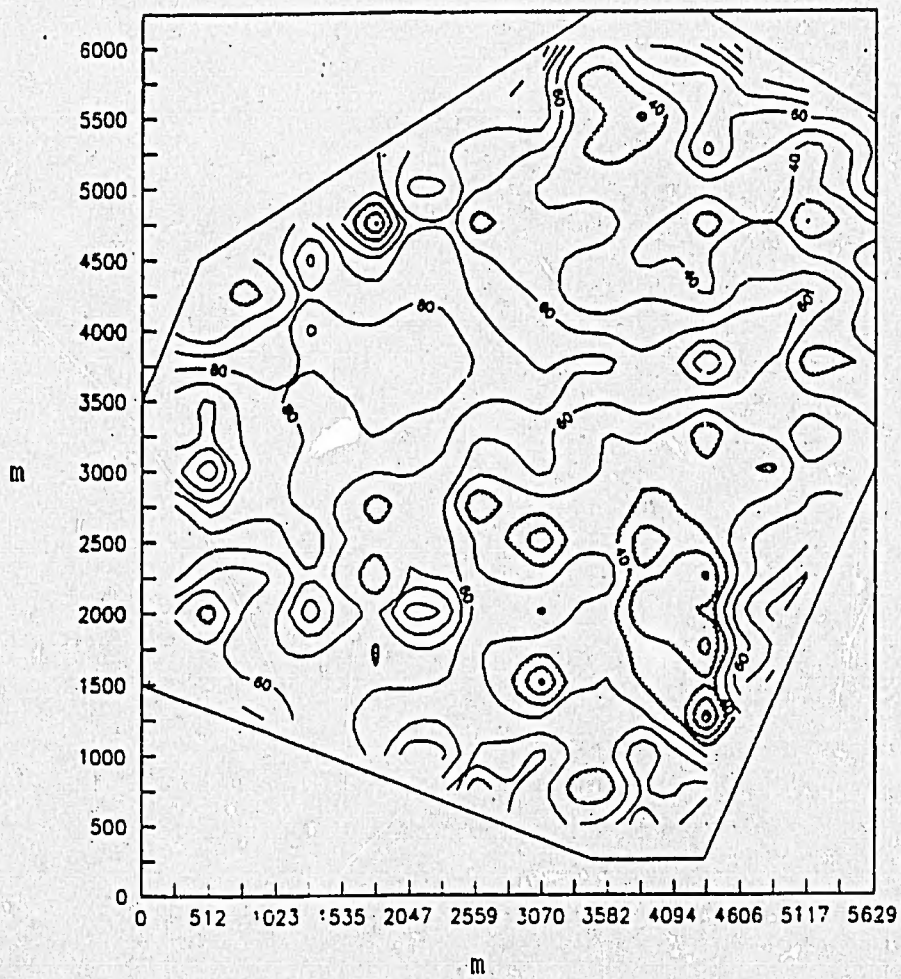
K_2O



Min. 2.92 %, Max. 5.88 %, Mittel 3.876 % %, Varianz 0.11189, 7259 Paare

Abb. 5.52: Isoliniendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für K_2O - Zufallsmodell (Erklärung s. Text).

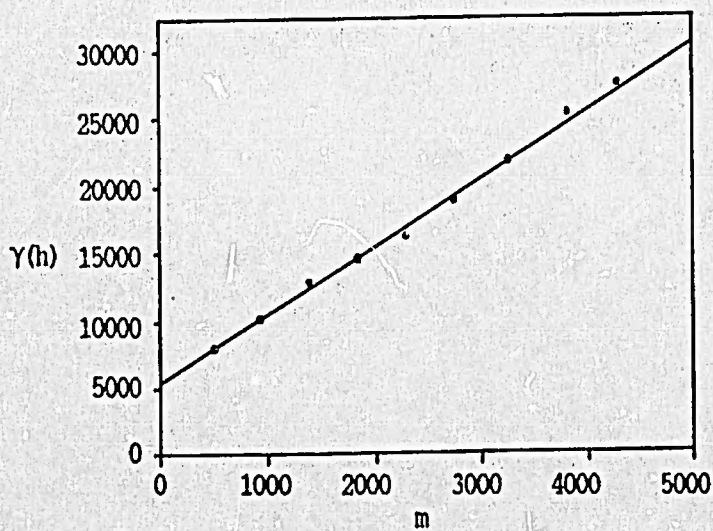
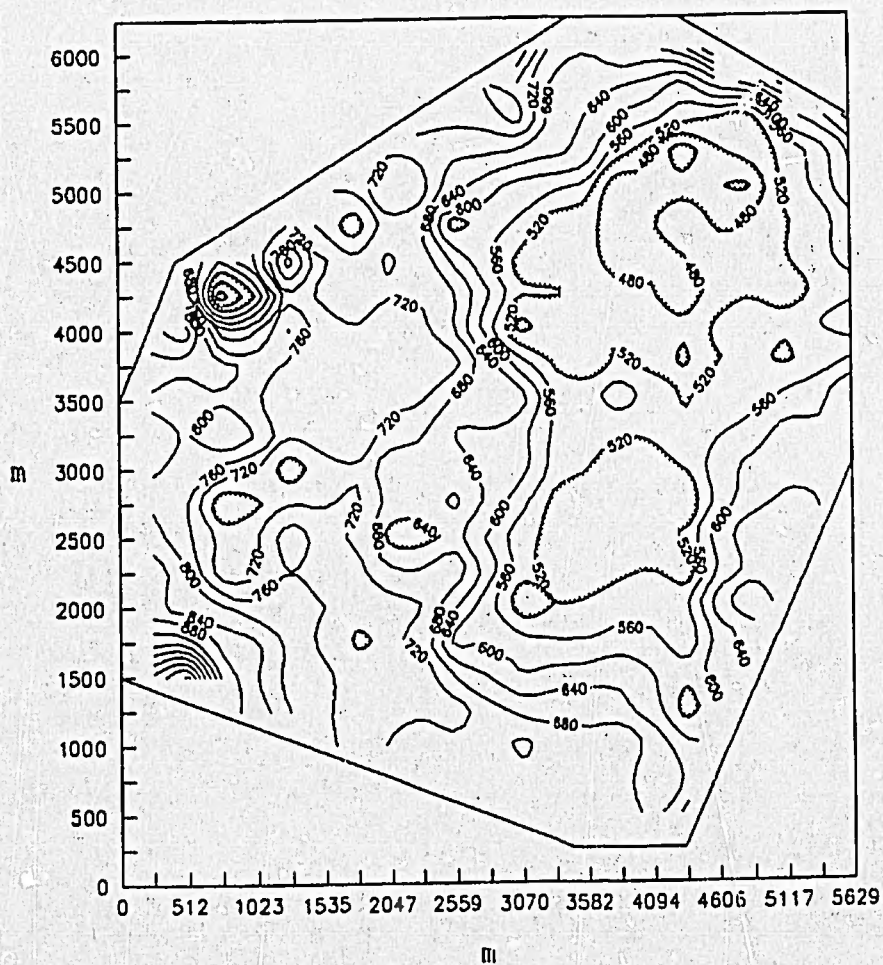
Zn



Min. 4 ppm, Max. 136 ppm, Mittel 60.266 ppm, Varianz 681.03, 7259 Paare

Abb. 5.54: Isoliniendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für Zn - Mittelstellung zwischen linearem und sphärischem Modell (Erklärung s. Text).

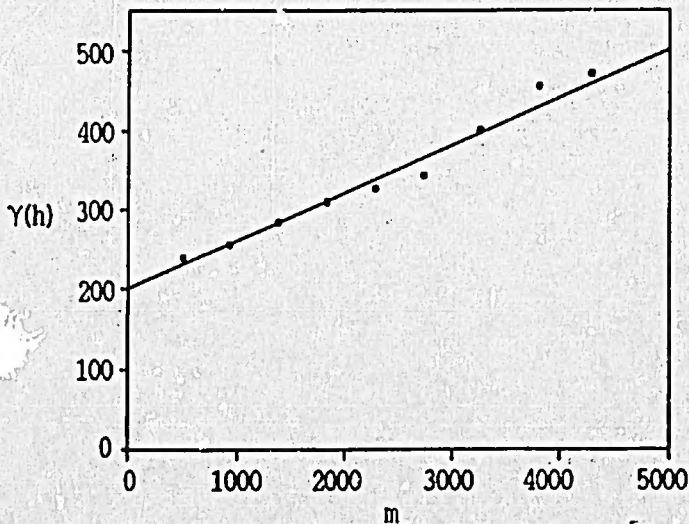
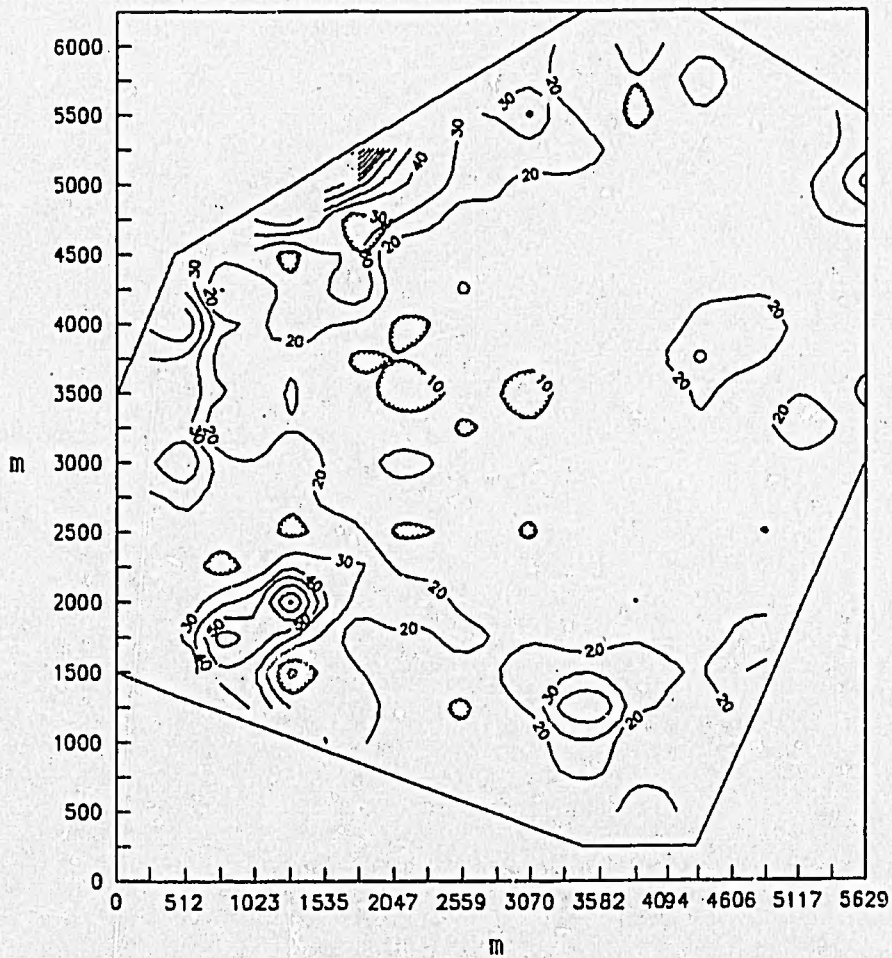
Rb



Min. 378 ppm, Max. 1213 ppm, Mittel 649.742 ppm, Varianz 19832, 7259 Paare

Abb. 5.55: Isoliniendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für Rb - lineares Modell (Erklärung s. Text).

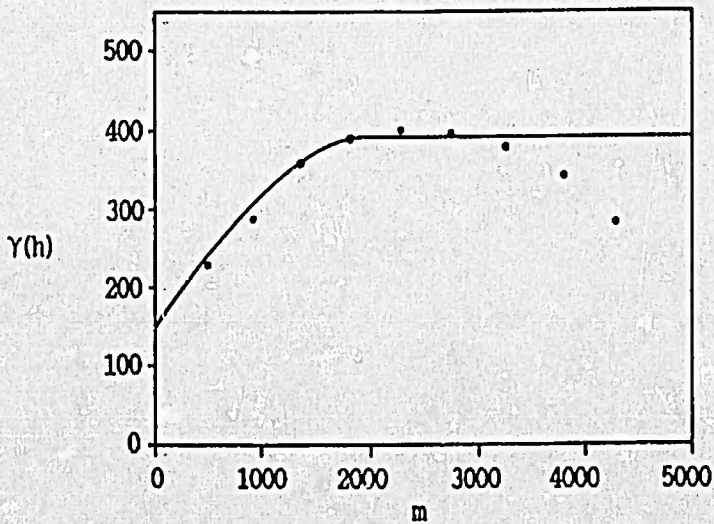
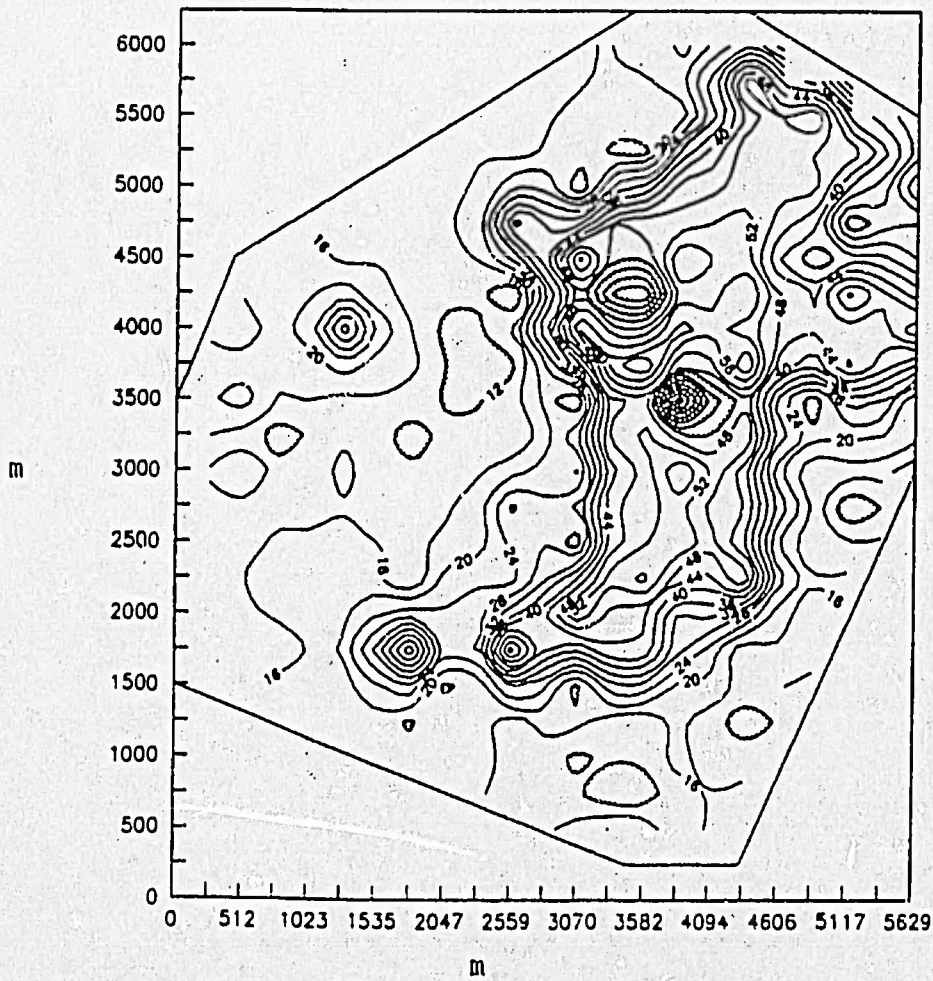
Sr



Min. 4 ppm, Max. 136 ppm, Mittel 21.07 ppm, Varianz 360.14, 7259 Paare

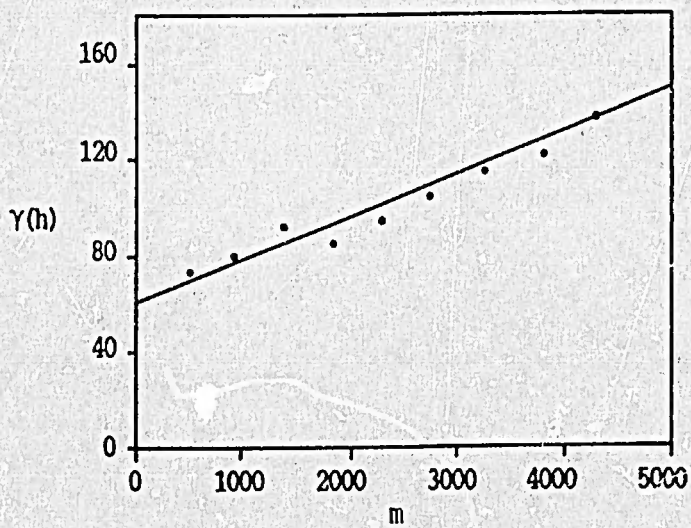
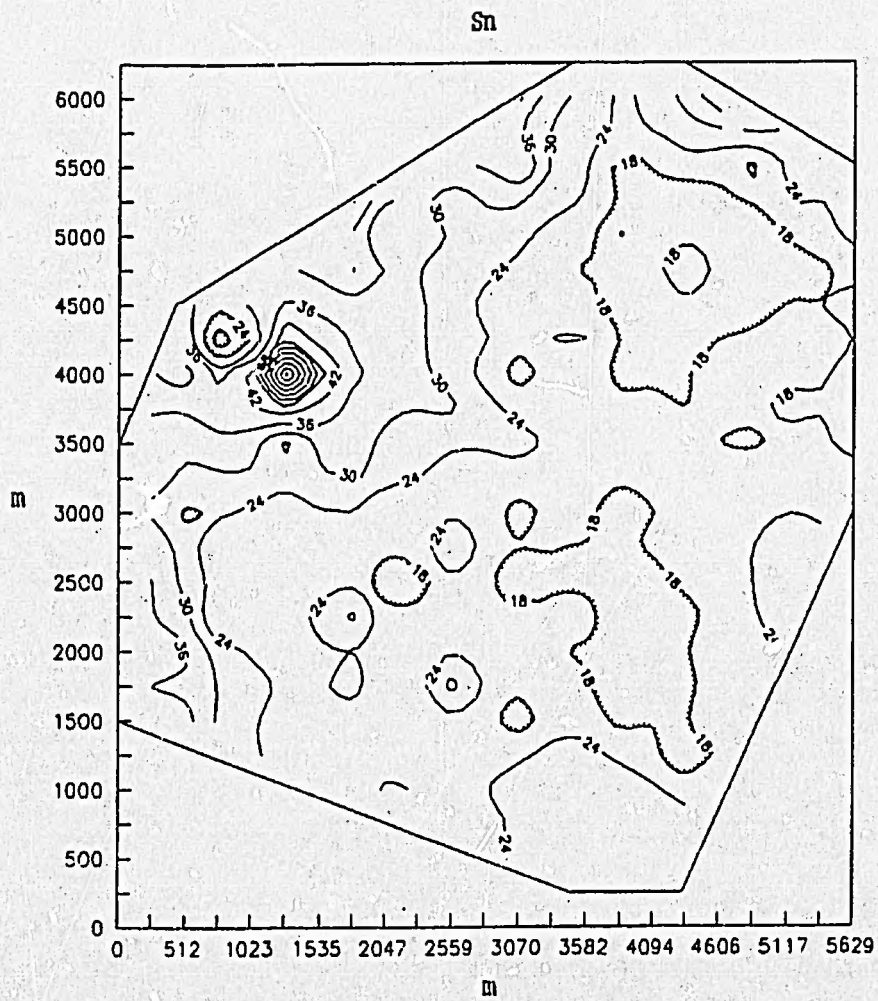
Abb. 5.56: Isoliniendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für Sr - lineares Modell (Erklärung s. Text).

Zr



C_0 150, C 240, Reichweite 2000, Min. 3 ppm, Max. 78 ppm, Mittel 25.828 ppm, Varianz 343.48, 7259 Paare

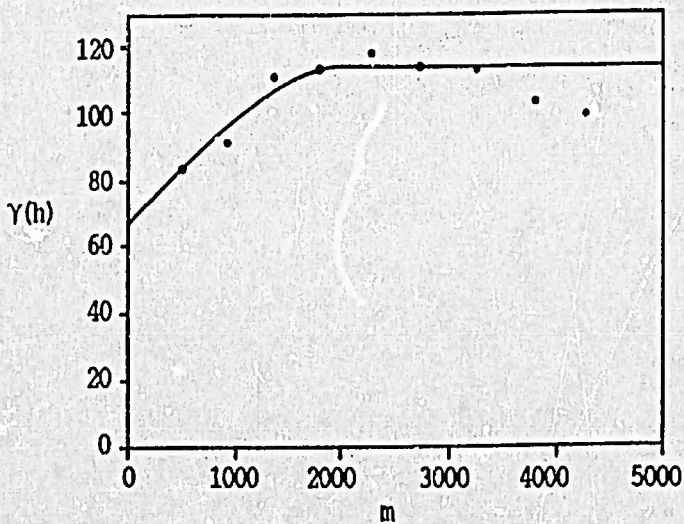
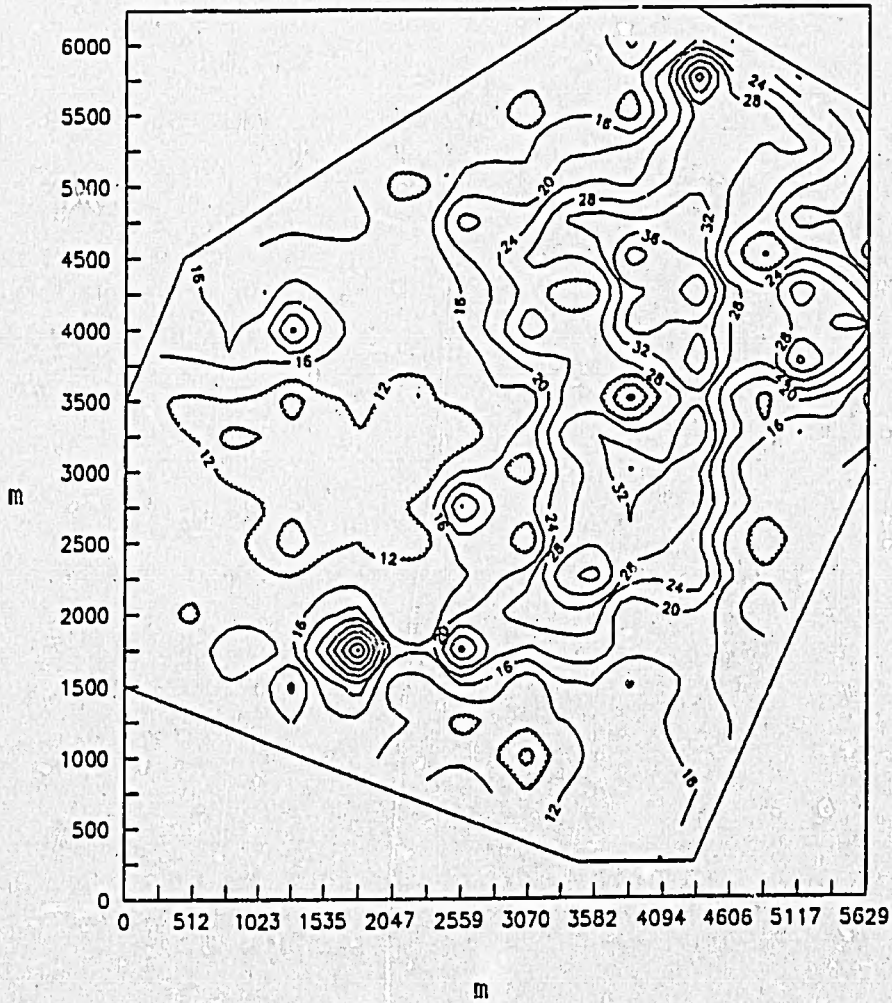
Abb. 5.57: Isolinendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für Zr - sphärisches Modell (Erklärung s. Text).



Min. 8 ppm, Max. 86 ppm, Mittel 24.383 ppm, Varianz 105.17, 7259 Paare

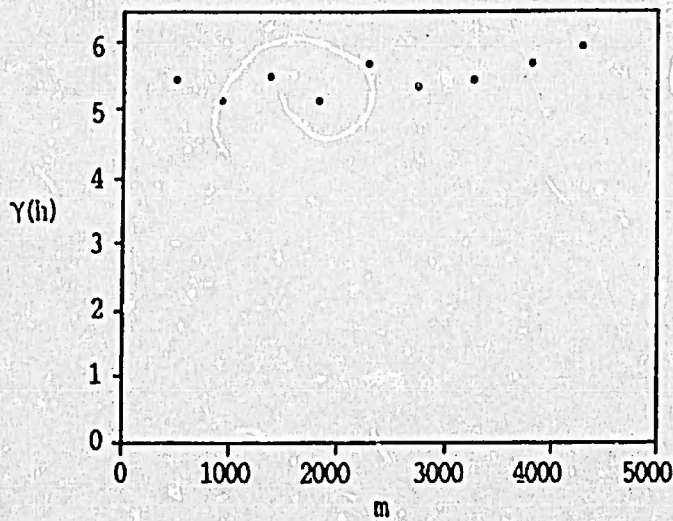
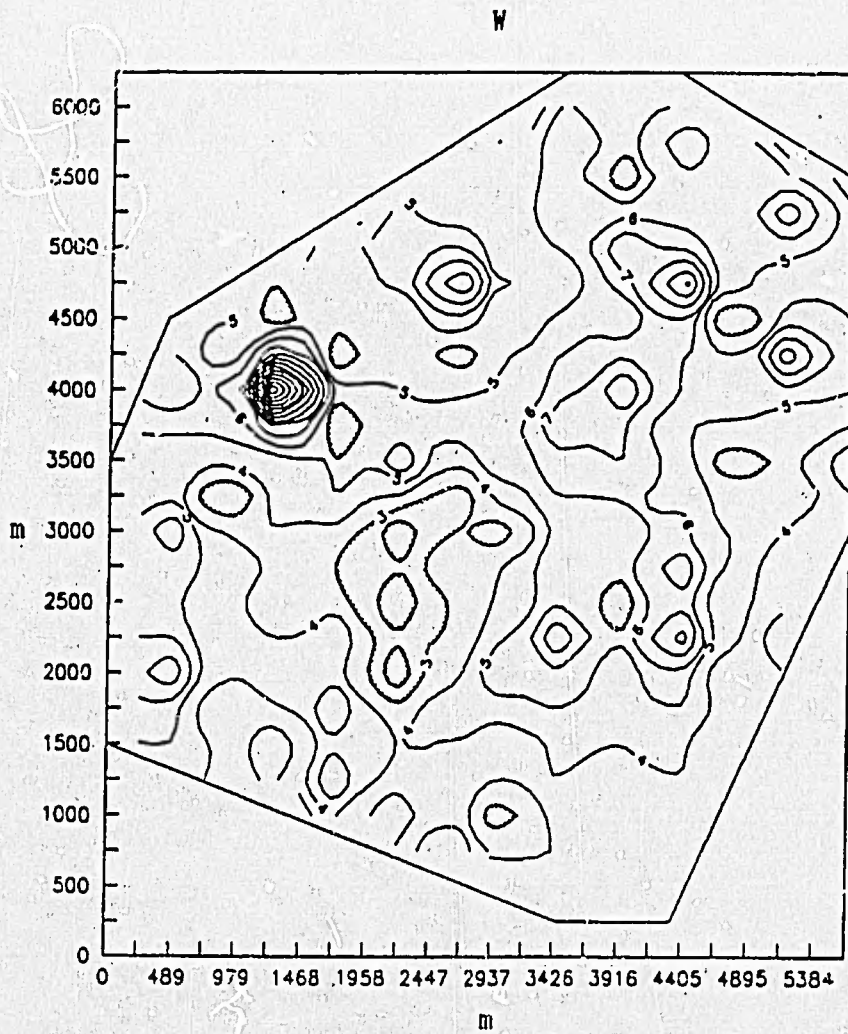
Abb. 5.58: Isoliniendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für Sn - lineares Modell (Erklärung s. Text).

Ba



C_0 67, C 47, Reichweite 2100, Min. 2 ppm, Max. 48 ppm, Mittel 17.977 ppm, Varianz 104.29, 7259 Paare

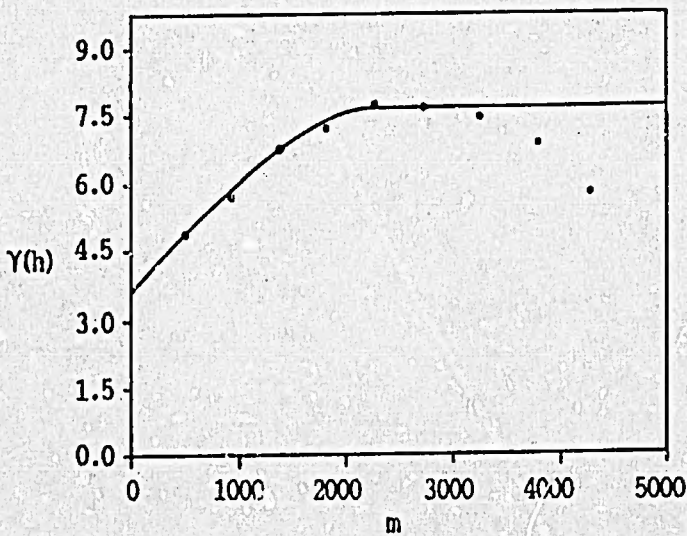
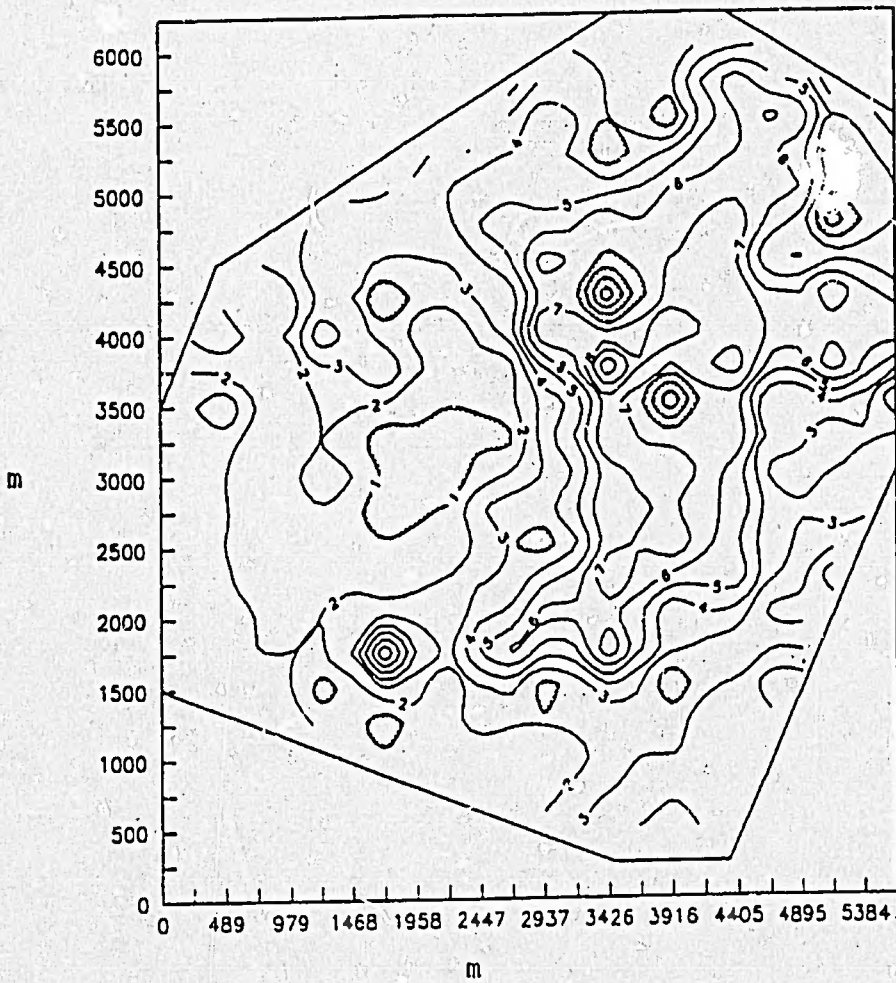
Abb. 5.59: Isoliniendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für Ba - sphärisches Modell (Erklärung s. Text).



Min. 1 ppm, Max. 19 ppm, Mittel 4.695 ppm, Varianz 5.2844, 7259 Paare

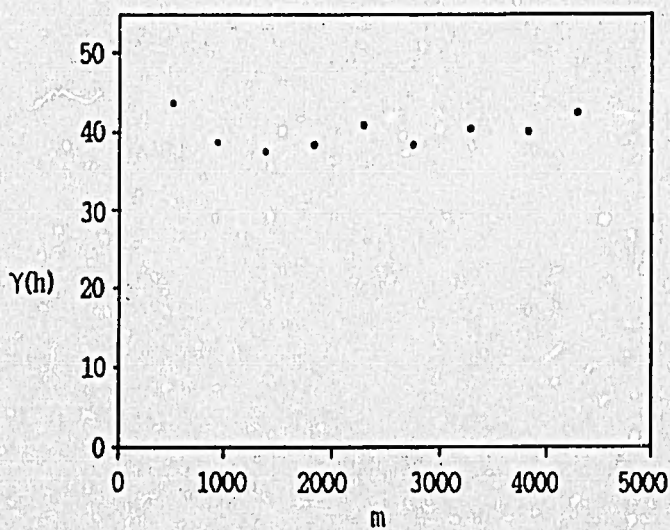
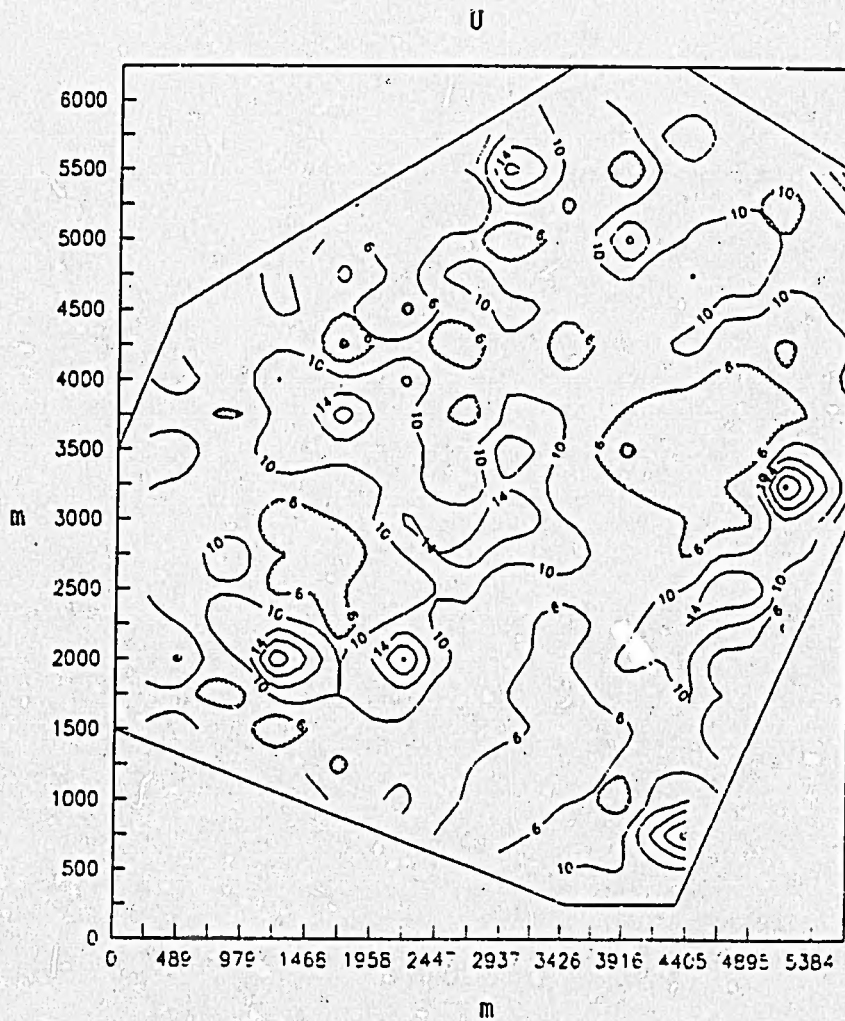
Abb. 5.60: Isoliniendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für W - Zufallsmodell (Erklärung s. Text).

Th



C_0 3.6, C 4.1, Reichweite 2400, Min. 0.2 ppm, Max. 11 ppm, Mittel 3.63 ppm, Varianz 6.6848, 7259 Paare

Abb. 5.61: Isoliniendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für Th - sphärisches Modell (Erklärung s. Text).



Min. 0.2 ppm, Max. 30 ppm, Mittel 8.697 ppm, Varianz 40.171, 7259 Paare

Abb. 5.62: Isoliniendiagramm (oben) und Variogramm (unten) für U - Zufallsmodell (Erklärung s. Text).

5.1.5 Erklärung des Verteilungsmusters durch Kristallfraktionierung

Die Betrachtung des Verteilungsmusters läßt Fraktionierungstrends erkennen, die zu der Annahme führten, der Romeuleukogranitpluton sei durch Differentiation aus einem Granitmagma entstanden. Ausführlich wird dies in Kapitel 7 nach der Vorstellung aller Ergebnisse dargelegt; hier soll diese Hypothese nur kurz im wesentlichen erläutert werden.

In beiden Leukograniten (R, C) bestehen die Feldspatphasen aus Albit und Mikroklin. Durch Fraktionierung von Ca-reicherem Plagioklas (Oligoklas) können Ca und Sr aus einer präexistierenden granitischen Schmelze entfernt worden sein. Zusätzliche Ba-Anreicherung entsteht durch Fraktionierung von Kalifeldspat. Gleichzeitig damit steigt der Rb-Gehalt (MITTFELDLT & MILLER 1983, EL BOUSEILY & EL SOKKARY 1975).

Typ C enthält immer mehr K als Na, bei Typ R ist es umgekehrt, da in Typ R Albit gegenüber Mikroklin vorherrscht. Typ C enthält relativ viel Mikroklin aufgrund der Einsprenglinge, die in Typ R fehlen, daher hat Typ R mehr Na als Typ C, Typ T liegt in der Mitte.

Der Romeugranit ist stark abgereichert an Biotit, mit dem Biotit gehen die Akzessorien Zirkon, Xenotim, Monazit, die Elemente wie Y, Zr, Th, La, Ce und Nd enthalten, verloren (SCHERMERHORN 1956). Es besteht ein direkter Zusammenhang zwischen dem Mg- und Fe-Gehalt des Granits und dem Gehalt an Biotit (einziges dunkles Gemengteil in diesem Granit, s. Kap. 5.2) und dem Ti-, V-, Zr-, Th-, La- und Ce-Gehalt, wie die Darstellungen der Variationsdiagramme der vorhergehenden Abschnitte zeigen: positive Korrelationen der einzelnen Elemente und die klare Trennung der Typen R und C, wobei sich T immer in der Mitte befindet. Zusätzlich verringert sich mit dem Biotitgehalt der Anteil an Sr und Ba. Diese Zusammenhänge beschrieb auch SCHREIBER (1985) für die von ihm untersuchten herzynischen Gesteine der Granitfamilie in N-Portugal.

Die Differentiationstrends weisen in jedem Fall auf ein weiter evoluiertes Stadium des Typs R gegenüber dem Typ C, wobei Typ T die Mittelstellung einnimmt.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß diejenigen Elemente gut miteinander korrelieren, die zusammen ab- bzw. angereichert wurden, also deren Verteilung durch Kristallfraktionierung erklärt werden kann.

Diejenigen Elemente, deren Verteilungsmuster nicht aufgrund von Kristallfraktionierung zu erklären sind, entstammen sekundären Prozessen – wie z.B. die U-Anreicherung – und zeigen auch keine charakteristische räumliche Verteilung. Die Elemente Y und Nb zeigen nur z.T. signifikante Verteilungsmuster, wobei hierfür der Grund nicht petrologischer sondern – wie bereits erwähnt – meßtechnischer Natur zu sein scheint: Nb zeigte eine starke Streuung und sehr schlechte Reproduzierbarkeit (s. Kap. 2) und die Messung

von Y streute im Bereich der signifikanten Unterschiede zu sehr, da dieses Element stark abgereichert wurde (Mittelwert Typ R und C 14 ppm).

Die im folgenden vorgestellte Analyse von Mineralfraktionen und die an ihnen ermittelten Verteilungskoeffizienten der Spurenelemente des Typs R und C sowie des Caldegranits – unser Bezugsgranit oder "Normalgranit" für die portugiesischen Plutonite –, eines Tonalits und zweier Gabbros, die im Rahmen des Ibergraniteprojektes untersucht wurden, stützen die Hypothese der Entstehung des Leukogranits aus einem Granit durch Kristallfraktionierung.

5.2 Mineralfraktionen

5.2.1 Haupt- und Spurenelemente

Die Verteilung der Elemente in einzelnen Mineralfraktionen ist für die Deutung der Genese von großem Interesse. In der Literatur existieren kaum Arbeiten über Spurenelementgehalte bestimmter Minerale in verschiedenen Plutoniten und wie diese sich im Laufe der Differentiation ändern. Daher wurden im Rahmen zweier Diplomarbeiten (ASCH 1989 und NEBE 1988) zwei Leukogranite des Romeupltons – je ein Typ R und C – sowie zwei Gabbros, ein Tonalit und ein Granit für die Mineraltrennung aufbereitet und einzelne Mineralfraktionen mittels Röntgenfluoreszenzanalyse (RFA) und Mikrosonde (MS) untersucht. Zudem nahm ich selbst im Z.W.O.-Labor in Amsterdam die Trennung der Glimmer an einer Probe von Typ C vor und untersuchte Glimmer und Feldspäte weiterer Proben mit der MS (s. Kap. 1.3.2; Tab. 7.4 im Anhang). Probe IBG 66 entstammt dem Caldegranit – unserem in Kap. 5.1 vorgestellten Bezugsgestein im Ibergraniteprojekt –, Probe IBG 532 ist ein Tonalit, Probe IBG 560 und IBG 591 sind Gabbros.

Biotit und Muskovit

Es konnten wegen des sehr geringen Gehaltes (<4 %) des Cernadelagranits nicht genügend dunkle Glimmer für die repräsentative Spurenelementanalyse mit unserer RFA abgetrennt werden, so daß von mir eine Spurenelementbestimmung an einem Biotit-Chloritschmelzling (CW82-84) und im Rahmen der Diplomarbeit von ASCH (1989) eine weitere Bestimmung an einem Preßling in einem anderen Labor vorgenommen wurde (daher die von unseren Analysen abweichenden Nachweisgrenzen, s. Tab. 7.3 im Anhang). Die von Frau ASCH bearbeitete Probe wird in ihrer Diplomarbeit mit "IBG 495-6" bezeichnet, entspricht jedoch der Probe Nr. CW83-120 von Tab. 1 im Anhang und wird im folgenden auch so benannt. Die Mineraltrennung erfolgte für beide Proben mit unterschiedlichen Methoden, zudem ließ sich der Biotit der Probe CW82-84 nicht von Chlorit trennen, eine gute

Vergleichbarkeit beider Analysen ist daher leider nicht gegeben.

Die Analyse der Hauptelemente des Schmelzlings der Biotit-Chloritfraktion aus Probe CW82-84 ergab u.a. 25.98 % Fe_2O_3 , 5.08 % MgO, 0.23 % CaO und 2.46% TiO_2 . An Spurenelementen enthält er (Messung der Spurenelemente nicht repräsentativ und mit einem Fehler von mindestens 15 % behaftet!): 172 ppm Cr, 52 ppm Ni, 989 ppm Zn, 1243 ppm Rb, 11 ppm Sr, 162 ppm Zr, 138 ppm Nb, 78 ppm Ba, 64 ppm Ce, 8 ppm Th und 77 ppm Sn. Cr- und Ni-Werte sind durch Kontamination erhöht, da sie jedoch höher als im Gesamtgestein (Cr 161 ppm, Ni 11 ppm) liegen, ist die Anreicherung dieser Elemente im Biotit wahrscheinlich.

An der von Frau Asch getrennten Biotitfraktion konnten die Hauptelemente nicht mit der RFA bestimmt werden; die Spurenelementkonzentrationen zeigen abweichende Gehalte, wenn auch die Peaks bei den gleichen Elementen liegen, so z.B.: 88 ppm V, 1858 ppm Zn, 1662 ppm Rb, 228 ppm Zr, 90 ppm Nb, 106 ppm Ba, 204 ppm Ce und 74 ppm Th.

Leider wurden bei beiden Proben nicht die gleichen Elemente und auch nicht mit der gleichen Genauigkeit gemessen, so daß auch deswegen die Vergleichbarkeit zu wünschen übrig läßt (s. Tab. 7.3 im Anhang). Eindeutig zeigt sich jedoch, daß im Biotit einige Spuren konzentriert sind, an denen das Gesamtgestein stark verarmt ist wie V, Cr, Ni, Zr, Ba, La, Ce, Nd und Th. Aber auch Elemente, die im Gesamtgestein angereichert sind, wie Zn und Rb, zeigen hohe Gehalte im Biotit.

Mikrosondeanalysen der Hauptelemente der Biotitfraktion der Gernadelagranitprobe CW83-120 ergaben ähnliche Werte wie die Hauptelementanalyse mittels RFA der von mir untersuchten Probe CW82-84; nur die MgO- und CaO-Gehalte zeigen wenig Übereinstimmung.

An der Muskovitfraktion der Probe Nr. CW82-84 konnten Haupt- und Spurenelemente mit der üblichen Genauigkeit bei uns bestimmt werden, wobei sich eine Konzentration folgender Elemente zeigte: 35.12 % Al_2O_3 , 65 ppm Zn, 103 ppm Ga, 840 ppm Rb, 170 ppm Sn, 105 ppm Ba; die Gehalte an den übrigen Spuren entsprechen ungefähr denen des Gesamtgesteins.

Von Frau Asch wurden sowohl RFA, als auch MS-Messungen an Hellglimmern der Probe CW83-120 vorgenommen, ebenso von Herrn Nebe (NEBE 1988) für die Roneuleukogranitprobe CW82-17 (Typ R), die keine dunklen Glimmer enthält. Wesentliche Abweichungen ergeben sich bei dem Fe-Gehalt, der für die Probe CW83-120 2.30 und für die Probe CW82-84 1.56 % beträgt, desgleichen beim CaO-Gehalt (0.29/0.08 %), der V-Gehalt ist für Probe CW83-120 mit 30 ppm doppelt so hoch wie für Probe CW82-84, der Zn-Gehalt beträgt mehr als das Dreifache mit 197 ppm und auch für Rb zeigt Probe CW83-120 wesentlich höhere Werte (1224 ppm) als Probe CW82-84 mit 840 ppm. Ba

dagegen ist mit 105 ppm im Muskovit der Probe CW82-84, aber nur mit < 15 ppm der Probe CW83-120. Der Vergleich mit den Gesamtgesteinsanalysen beider Proben zeigt keine entsprechenden Verhältnisse. Mangels mehrerer Messungen verschiedener Proben kann nun leider nicht beurteilt werden, inwiefern diese Analysen vergleichbar sind, welche Parameter gesteins-, meß- und aufbereitungstechnisch bedingt sind. Legt man jedoch Hauptgewicht auf die Trends und Elementverhältnisse, so lassen sich dennoch wertvolle Hinweise aus diesen Daten gewinnen. So wird z.B. klar ersichtlich, daß durch Biotitfraktionierung keine Verarmung an Rb verursacht werden kann, weil – abgesehen von der zu geringen Menge des Biotits – der Muskovit ähnliche Gehalte zeigt. Den höchsten Rb-Gehalt zeigt der Muskovit in Typ R mit 2326 ppm, aber auch der Biotit des Typs C hat höhere Rb-Gehalte mit 1665 ppm als der Biotit des Caldegranits mit 1317 ppm (s. Tab. 7.3 im Anhang). Der Muskovit des Typs R enthält mehr Fe₂O₃ und K₂O, aber weniger MgO und TiO₂ als Muskovit des Typs C.

MS-Analysen von Biotiten anderer Proben der Leukogranittypen R (Proben Nr. CW82-12-1-2, -17, -17-3, -58-1), C (Proben Nr. CW83-87-1) und RB (Probe Nr. CW83-10) der Tab. 7.4 im Anhang sind alle ähnlich, bis auf die Konzentration bei Typ RB, der metasomatisch gebildet wurde (s. Kap. 4). Der Biotit von Typ RB (CW83-10) enthält viel weniger MgO mit 0.97 % als der der Typen C mit 2.8 % und 4.3 % sowie weniger TiO₂ mit 1.5 % zu 2.23 % und 2.79 % der Typen C.

An den gleichen Proben wurden auch Hellglimmer mit der MS untersucht. Es zeigt sich, daß die Muskovite der Typen R gegenüber denen des Typs C weniger MgO haben und wesentlich weniger TiO₂, wobei die Hellglimmer des Typs RB die niedrigsten Werte aufweisen (s. Tab. 7.4 im Anhang).

Bei der Beurteilung der Vergleichbarkeit darf man nicht außer Acht lassen, daß die Summen der Analysen z.T. erheblich unter dem Soll liegen. SCHREIBER (1985, S. 76) ermittelte die Reproduzierbarkeit der Hauptelementmessungen mit der MS unseres Institutes aus der Standardabweichung der Mittelwerte von Wiederholungsmessungen an Biotiten, Muskoviten und Plagioklasen wie folgt:

Oxid	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	TiO ₂	FeO	MnO
Rel. %	1.3	2.0	2.2	6.0	0.9	3.6	3.8	2.3	3.5

Na₂O für Gehalte um 0.35 %, CaO für ca. 19 %

In der Gesamtgesteinsprobe des Granittyps RB wurden hohe Li- und F-Gehalte ermittelt wie auch in den Gesamtgesteinsproben des Romeugranits und eines Cernadelagranits (s. Tab. 7.2 im Anhang). F kann in Hellglimmern sitzen, was hier der Fall sein muß,

da die Gehalte an Topas, F-Apatit und Fluorit zu gering sind, um diese Anreicherung zu erklären. Auch andere Elemente wie Li, Sn, W, Rb und Cs können verstärkt gegen Ende der Kristallisation oder bei der Greisenbildung in Hellglimmer eingebaut werden (NEIVA 1987a, 1987b).

Alkalifeldspat und Plagioklas

Leider konnten die meisten Feldspatpräparate der Romeuproben nicht mit der RFA bestimmt werden, sondern nur mit der MS. Wie bereits in Kapitel 4 erwähnt, wurden mit der MS nur reine Albite ermittelt mit äußerst geringem Anorthitgehalt (0.65 % i.D. Typ C, 0 % in Typ R) sowie Kalifeldspat der Zusammensetzung Or 94.2 %, Ab 5.7 %, An 0.15 für Typ C und für Typ R mit Or 91.3 %, Ab 8.7 % und An 0 %. Die Haupt- und Spurenelemente der Feldspäte der Probe CW82-17 (Typ R) wurden mittels RFA gemessen (NEBE 1988); leider liegt die Summe der Hauptelemente für einen akzeptablen Analysenfehler zu niedrig, zudem fehlt der Vergleich zu anderen Proben außer zu den Feldspäten des Caldegranits. Aufgrund der gesamten Analyse ist vermutlich ein größerer Albitanteil (ca. 75 %) in der als Kalifeldspat bezeichneten Mineralfraktion der Romeugranitprobe. Sie ist gegenüber der des Caldegranits (mit Or 94,4 %) stark an Sr (R: 3, Calde: 74 ppm) und Ba (R: 6, Calde: 395 ppm) verarmt, die Rb-Gehalte sind ähnlich (R: 455, Calde: 497 ppm). Noch ähnlicher sind sich die anderen Elementgehalte bis auf Zn (R: 11, Calde: 5 ppm) und Zr (R: 17, Calde: 8 ppm), die höhere Werte bei Typ R zeigen. Ce- (R: 2, Calde: 10 ppm) und Pb-Gehalte (R: 12, Calde: 45 ppm) sind in der Feldspatfraktion von Typ R niedriger als in der des Caldegranits.

Die Elemente der Plagioklase wurden nur an Caldegranit- und Gabbropräparaten mittels RFA bestimmt (NEBE 1988, ASCH 1989), wobei es sich im ersten Fall um randlich albitisierte Oligoklase (An_{13}) und bei den Gabbros um Labradorite handelt mit An_{62} (IBG 560) und An_{67} (IBG 591). Hier liegen die größten Differenzen der Elementgehalte bei V, Zn, Rb, Sr, Sn, Ba, Pb, Th und U, wobei mit Ausnahme von Sr und Ba eine Zunahme von Gabbro zu Granit zu beobachten ist. Rb ist mit 70 ppm im Plagioklas des Granits wesentlich stärker als in denen der Gabbros mit 4 und 7 ppm vertreten. Die Ba-Werte sind in der Granitfraktion mit 728 ppm am höchsten gefolgt von der Gabbrofraktion der Probe IBG-530 mit 225 ppm und am niedrigsten mit 69 ppm in der Fraktion des Gabbros IBG-591, was mit Sicherheit der Kontamination der Feldspäte mit $BaCl_2$ zu verdanken ist.

Auch die Analyse des pegmatitischen Nestes der Probe IBG-372b (s. Tab. 2 im Anhang), zeigt Rb- (1547 ppm) und Cs-Anreicherung (251 ppm). Da die Probe hauptsächlich aus Kalifeldspat besteht, sind beide Elemente in diesem Mineral angereichert. Im Gesamtgestein (IBG-372a) ist dieselbe Menge Cs enthalten, das dort im Muskovit zu erwarten ist.

Die Betrachtung absoluter Gehalte in Mineralphasen sollte immer in Relation zum Gesamtgestein gesehen werden, wozu die im folgenden besprochenen Verteilungskoeffizienten dienen.

5.2.2 Verteilungskoeffizienten

Der Verteilungskoeffizient ist das Verhältnis eines Elementes in einer Mineralphase zur Konzentration im Magma, also die Konzentration im Mineral durch die Konzentration im Gesamtgestein (HENDERSON 1982). Die Verteilungskoeffizienten der Hauptminerale der unter 5.2.1 genannten Gesteine wurden von Frau Asch, Herrn Nebe und mir bestimmt (Tab. 7.1 im Anhang). Sie sind für die Gesteinsgenese aussagekräftiger als absolute Gehalte und zeigen, ob ein Mineral relativ zur Schmelze angereichert oder verarmt an bestimmten Elementen ist. Ein Koeffizient > 1 bedeutet folglich Anreicherung in der Mineralphase gegenüber der Schmelze.

Leider konnten i.a. Cr, Co, Ni, Mo und W wegen Kontamination durch die Aufbereitung nicht repräsentativ bestimmt werden, die Ba-Werte der Feldspäte sind durch Anfärben mit BaCl_2 erhöht; einige andere Elemente wurden nicht an allen Mineralfractionen gemessen, so daß z.B. Cs-Gehalte nicht verglichen werden können, was für die Feldspäte sehr wünschenswert wäre; des weiteren ist Nd hiervon betroffen. Der große Analysenfehler bzw. die hohe Nachweisgrenze der Biotitanalyse der Romeugranitproben erschweren die Einschätzung der Verteilungskoeffizienten.

Biotite

Bei den Hauptelementen steigen die Verteilungskoeffizienten für Fe_2O_3 von 3.14 kontinuierlich von Gabbro über Tonalit und Granit zum Cernadelagranit mit 22.35 an, das gilt ebenso für MgO von 0.46 bis 18.14 und TiO_2 von 3.54 bis 15.38. Der metasomatisch gebildete Biotit des Typs RB zeigt hier deutlich kleinere Verteilungskoeffizienten gegenüber Typ C.

Bei den Spurenelementen ist der Verteilungskoeffizient i.a. > 1 , < 1 nur für Sr und Pb. Die Werte steigen von Gabbro bis Leukogranit stetig an für typisch kompatible Elemente wie V, Cr, Ni, Sr sowie Ba (mit Ausnahme bei IBG-532) und die SEE La, Ce und Nd, wohingegen das Umgekehrte für Rb, Nb, Sn, Ta, Pb und U gilt. Ga und Pb zeigen sich uneinheitlich.

Muskovite

Typ R enthält bekanntlich gar keinen Biotit, dafür sind seine Muskovite signifikant gegenüber Typ C verändert, und zwar sind die Verteilungskoeffizienten für Fe_2O_3 , MgO und TiO_2 in Typ R größer (5.2, 4.25, 7) als in Typ C (1.77, 3.18, 3, 13). Die Verteilungskoeffizienten der Spurenelemente V, Ni, Zn, Ga, Rb, Sr, Y, Zr, Cs nehmen von C zu R hin zu, hingegen für Nb, Sn, Ba, U, Ce und Nd ab. Die Koeffizienten sind i.a. > 1 außer für Sr, Ba, Hf, Pb, Th, Ce und Nd – Zr ist in Typ R um das 2.56-fache angereichert, liegt in Typ C jedoch unter 1. Sn ist im Muskovit von Typ R und C um mehr als das 5-fache angereichert und Ba im Muskovit der Probe CW82-84 um das 2.69-fache; merkwürdigerweise jedoch im Muskovit der Probe CW83-120 mit einem Verteilungskoeffizienten von < 0.38 verarmt wie in Typ R (CW82-17) mit einem Koeffizienten von 0.58. Für Typ R erscheint der Wert logisch, bei Typ C der Probe CW83-120 wird jedoch der große Meßfehler verantwortlich für diesen sehr niedrigen Verteilungskoeffizienten sein.

Alkalifeldspäte

Es wurden – wie zuvor erwähnt – nur die Spurenelemente der Alkalifeldspatfraktionen des Calde- und Romeugranits analysiert. Vom Granit zum Leukogranit erhöhen sich die Verteilungskoeffizienten von Y, Zr, Nb, La und Nd, im Gegensatz zu denen von Ga, Rb, Sr, Sn, Ba, Pb, U und Ce, die kleiner werden. Ga zeigt im Feldspat des Granits die gleichen Gehalte wie das Gestein, wohingegen für die Feldspatfraktion von Typ R der Verteilungskoeffizient < 1 ist. Dasselbe gilt für Nd für den Feldspat von Typ R mit 1 und im Granit mit < 1 . Der Feldspat des Granits ist an Rb und Sr angereichert (Koeffizient > 1), der von Typ R an Zr und La, was wahrscheinlich auf Mikroeinschlüsse im Feldspat zurückzuführen ist. In beiden Feldspatfraktionen ist der Verteilungskoeffizient für Cs, Ba und Pb > 1 ; Ga, Rb, Sr, Y, Zr, La und Nd nehmen eine Mittelstellung ein. An den Elementen Zn, Nb, Sn, Hf, Ta, Th, U und Ce sind die Alkalifeldspäte verarmt.

Plagioklase

Für die Betrachtung der Verteilungskoeffiziente der Spurenelemente stehen nur die Plagioklasfraktionen von zwei Gabbros und dem Caldegranit zur Verfügung. Koeffizienten > 1 zeigen Sr, Ba und Pb, hingegen Rb < 1 . Bei V, Zn, Ba und Th erhöhen sich die Koeffizienten von Gabbro zum Granit, bei Rb ist es umgekehrt. Rb und Nb haben im Plagioklas des Gabbros IBG-591 einen Verteilungskoeffizienten von 1 und < 1 im Granit. Mit 3.83 ist der Verteilungskoeffizient für Ba wesentlich höher im Oligoklas des Granits als in den Labradoriten der Gabbros mit 0.34 und 1.13, wobei allerdings wiederum die Ba-Kontamina-

tion zu bedenken ist, die die Koeffizienten künstlich erhöht und die Vergleichbarkeit behindert.

5.2.3 Ergebnis

Die in Abschnitt 5.1.5 bereits postulierte Entstehung des Leukogranitplutons durch fraktionierte Kristallisation aus einem Granitmagma kann mit den Ergebnissen der Mineralfraktionsanalyse untermauert werden. Der Verteilungskoeffizient für Rb des Muskovits im Romeugranit ist ähnlich hoch wie im Biotit des Cernadelagranits, und der Verteilungskoeffizient nimmt von Typ C zu Typ R, der keinen Biotit mehr enthält, zu. Generell werden die Verteilungskoeffizienten der kompatiblen Elemente, die hauptsächlich im Biotit angereichert sind, in diesem in Richtung der Differentiation größer, also von Gabbro über Granit zum Leukogranit. D.h. mit der Entfernung von Biotit verarmt die Schmelze sowohl an diesen Elementen (Fe, Mg, Ti, V, Cr, Ni) als auch an den in den Einschlüssen des Biotits angereicherten Elementen wie Y, Zr und die SEE. Sie verarmt nicht an Rb, weil Rb weiterhin in die Muskovite eingebaut wird. Der später gebildete Muskovit von Typ R enthält dementsprechend gegenüber dem von Typ C mehr Rb sowie andere Elemente, die ansonsten in den Biotit eingebaut werden wie Zn und Sn. Nur die in den Frühkristalliten, also in den Einschlüssen des Biotits, enthaltenen Elemente werden mit dem Biotit entfernt und natürlich nicht mehr in den Muskovit eingebaut, was deutlich die Verteilungskoeffizienten < 1 für die SEE La, Ce und Nd beim Muskovit zeigen, die eine Anreicherung im Biotit bis zum 7-fachen in Typ C erreichen. Ebenso zeigen diese Daten, daß auch die Feldspäte solche Einschlüsse enthalten müssen, die zusammen mit ihnen aus der Schmelze abfraktioniert werden, was z.B. die hohen Zr- und SEE-Gehalte des Labradorits des Gabbros der Probe IBG-560 und die von Gabbro zu Granit hin abnehmenden Y-Werte der Plagioklase zeigen.

Die für Biotite ermittelten Verteilungskoeffizienten wurden mit Literaturdaten von HENDERSON (1982) und PHILPOTTS & SCHNETZLER (1979) verglichen (ASCH 1989). Dabei ergab sich für den Biotit von Typ C gute Übereinstimmung der Verteilungskoeffizienten für Zn, für Rb, Sr und signifikante Abweichungen nach unten für Typ C bei den Elementen Co und Ba, nach oben bei La, Ce und Nd sowie U (s. Tab. 7.1 im Anhang). Diesen Autoren dienten Vulkanite als Berechnungsgrundlagen (Dazit und Rhyolite); Spurenelementanalysen an Mineralfraktionen von Plutoniten sind in der Literatur so gut wie nicht vorhanden. Die erhöhten SEE-Gehalte im Biotit des Cernadelagranits gegenüber den Werten bei HENDERSON (1982) werden auch von ASCH (1989) auf eine verstärkte Konzentration akzessorischer Minerale wie Monazit, Xenotim und Apatit als SEE-Träger im Plutonit zurückgeführt wie auch die relativ hohen Zr- und Y-Werte. Das erhöhte Rb/Sr-Verhältnis deutet auf eine Spätausscheidung der Minerale (ASCH 1989).

Die Elemente Rb, Sr und Ba zeigen Fraktionierungstrends in granitischen Magmen an. MITTFEHLDT & MILLER (1983) konstatieren eine Abnahme von Ba und Sr bei Zunahme von Rb durch fraktionierte Kristallisation, wobei der Verteilungskoeffizient für Ba und Sr > 1 und < 1 für Rb sein soll, wie das hier der Fall bei den Plagioklasen ist. Sr ist aufgrund seiner Isomorphie zu Ca stark an dieses gebunden, es resultiert also eine starke Abnahme von Sr, wenn aus einem Magma zuerst Plagioklas kristallisiert. Damit nimmt auch der Ba-Gehalt stark ab, weil Ba in Feldspäten um meist mehr als das dreifache angereichert ist (MITTFEHLDT & MILLER 1983). Leider sind ausgerechnet die Ba-Gehalte der Feldspäte durch die Aufbereitung verfälscht worden, so daß mit Vorsicht bestenfalls erkennbar ist, daß in den Feldspatfraktionen des Caldegranits und der Gabbros der Ba-Gehalt erhöht ist. Weiterhin sieht man, daß auch Biotit Ba aus der Schmelze zieht.

Die vergleichende Betrachtung der Mineralfraktionen ergab, daß sich die Trends, die von Gabbro über Tonalit zu Granit existieren, i. a. von Typ C zu Typ R fortsetzen. Natürlich liegen zu wenige Daten mit z.T. unzureichender Vergleichbarkeit vor, jedoch reichen sie aus, die Hypothese zu untermauern, daß der Romeupluton ein in sich differenzierter Pluton ist, der sich durch Kristallfraktionierung aus einem Vorläufermagma gebildet hat.

6. GEOCHRONOLOGIE - ISOTOPENGEOCHEMIE

6.1. Einführung - Radiometrische Altersbestimmung

Die Geochronologie benutzt den radioaktiven Zerfall ausgewählter Radionuklide als Zeitmaß, als "radioaktive Uhr". Damit ist die Möglichkeit gegeben, die relative geologische Zeitrechnung quantitativ zu erweitern und *absolute Alter* zu ermitteln. Diese Methodik der absoluten oder radiometrischen Altersbestimmungen stützt sich auf massenspektrometrische Messungen des radioaktiven Zerfalls (meist langlebiger) natürlicher Isotope in Gesteinen und Mineralen. Zur Methodik der radiometrischen Altersbestimmung siehe z.B. BROWNLOW (1979).

Die Grundgleichungen der radiometrischen Zeitmessung lauten:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln (1 + B/A)$$

und

$$B = B_0 + A(e^{\lambda t} - 1)$$

A ist die jetzt (zur Zeit t) vorhandene Anzahl der Atome, B die Anzahl der Tochteratome (ein Atom A zerfällt in ein Atom B), B_0 die Anzahl der Tochteratome zur Bildungszeit und λ die Zerfallskonstante.

Durch eine genaue Bestimmung des Verhältnisses der Konzentrationen der Mutter- und Tochternuklide ist demgemäß das Bildungsalter des Systems eindeutig definiert. B und A kann man messen, den Anfangswert B_0 , eine Konstante, abschätzen oder berechnen, wenn das System seit seiner Bildung geschlossen gewesen ist.

Die Leukogranite des Romeuplutons wurden im Rahmen dieser Arbeit radiometrisch mit der Rb-Sr-Methode im Z.W.O.-Labor für Isotopengeologie, Amsterdam, datiert (HEBEDA 1976 und 1980). Im selben Labor sind zahlreiche iberische Plutone isotopengeologisch untersucht worden. Die daraus gewonnenen Daten haben zusammen mit anderen Arbeiten zur heutigen Gliederung der iberischen herzynischen Granite geführt, die hier kurz dargestellt wird, bevor ich zur Isotopie der Leukogranite von Romeu komme.

Die Altersgliederung der herzyischen iberischen Granite basiert auf den ursprünglich im Castro-Daire-Komplex gewonnenen Erkenntnissen. In diesem Gebiet, das etwa 25 mal 30 km groß ist und das zu etwa zwei Dritteln aus Granit besteht, wurden 36 Graniteinheiten kartiert und aufgrund hauptsächlich petrologischer Merkmale in zehn Gruppen gegliedert. Die Altersfolge anhand intrusiver Kontakte und das Verhältnis zu einem Granitgerölle führenden Stephankonglomerat war der Anlaß, die Granite in zwei Hauptgenerationen zu unterteilen (SCHERMERHORN 1956): die Älteren Granite (Older Granites), älter als 300 Ma, als prä-stephanisch eingestuft, und die Jüngeren Granite (Younger Granites), die post-stephanisches Alter haben. I.a. hat sich diese Einteilung bewährt und ist noch immer üblich (PRIEM & DEN TEX 1984, SCHERMERHORN & WALLFASS 1985, PRIEM et al. 1986, SCHERMERHORN 1987b). Altersdatierungen bestätigten später (BONHOMME et al. 1961) diese Gliederung und machten es möglich, die Gruppe der Jüngeren Granite in zwei Generationen zu unterteilen, so daß sich nach SCHERMERHORN (1987b) folgendes Schema ergibt:

II. Jüngere Granite	}	IIb. 280 - 290 Ma
		IIa. 300 - 305 Ma
I. Ältere Granite		315 - 330 Ma

Das folgende Histogramm wurde von SCHERMERHORN (1987b) übernommen und wurde aus eigenen sowie Literaturdaten zusammengestellt. Es zeigt, daß fortlaufend Granite (im weitesten Sinne) in Portugal und West-Spanien während des Paläozoikums intrudierten. Im Karbon und Unteren Perm erreichte die magmatische Tätigkeit ihren Höhepunkt. Die älteren präorogenen Gesteine (älter als Oberdevon), bestehen meist aus Graniten, Granodioriten und Tonaliten, die jüngeren (jünger als Mitteldevon) aus Gabbro, Tonalit, Granit und Leukogranit und bilden nach SCHERMERHORN (1987b) eine petrogenetische Serie, die durch magmatische Differenziation entstand. Zu diesen Leukograniten gehört auch der Pluton von Romeu.

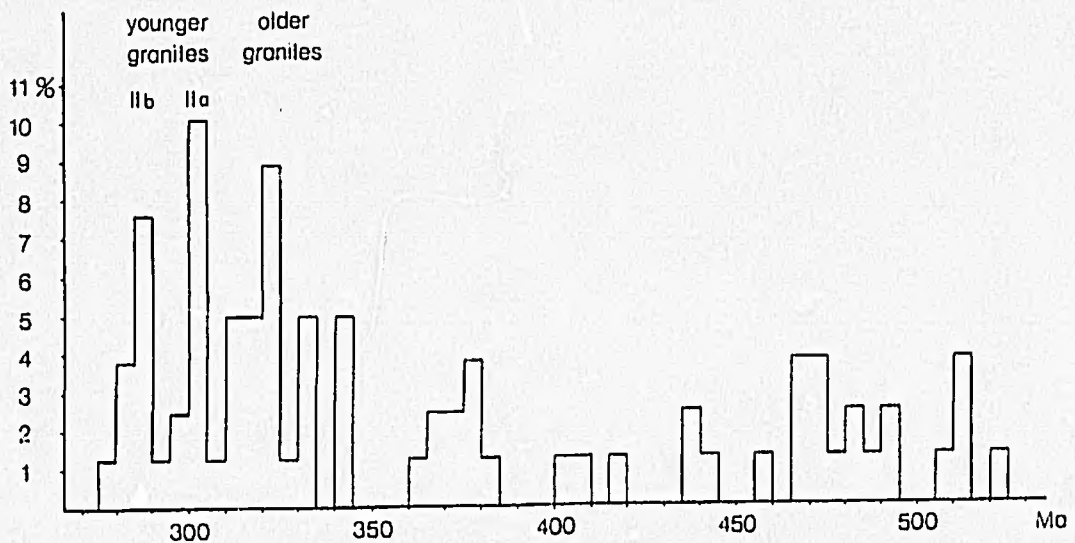


Abb. 6.1: Histogramm von 79 Altersbestimmungen herzynischer Plutonite der westlichen und zentralen iberischen Halbinsel aus: SCHERMERHORN (1987b).

6.3 Romeupluton

6.3.1 Altersbestimmung – Rb-Sr-Gesamtgestein

Im Z.W.O.-Labor in Amsterdam wurden die Rb-Sr-Isotopenverhältnisse von 23 Granitproben massenspektrometrisch (HEBEDA 1976, 1980) bestimmt. Drei der Proben wurden für die Datierung nicht berücksichtigt, da sie offensichtlich sekundär verändert waren. Das aus der 20-Punkte-Isochrone (Abb. 6.2) errechnete Gesamtgesteinsalter ergab 296 ± 7 Ma mit einem $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnis von 0.727 ± 0.006 (95 % Vertrauensgrenze, MSWD = 1.6). Es wurden je 7 Proben von Typ R und Typ C, 5 von Typ T und 1 von Typ RB analysiert (s. Tab. 4 im Anhang). Leider ist kein Altersunterschied zwischen den Granittypen festzustellen; er liegt also innerhalb der Unsicherheitszeitspanne von ± 7 Ma. Interessant ist, daß auch die Probe des Typs RB sich gut in die Isochrone einpaßt.

Somit nimmt der Granit von Romeu eine altersmäßige Mittelstellung zwischen den beiden Generationen der Jüngeren Granite ein (s.o.). Es ist anzunehmen, daß er aufgrund seiner großen Ähnlichkeit mit dem Vila-Real-Granit und dessen Sn-Apliten (s. Kap. 3., S. 49ff. und Kap. 7.4, S. 115ff.) zu der älteren Generation der Jüngeren Granite gehört. Der Vila-Real-Granit hat das gleiche initiale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis, ist ungefähr gleich alt, liegt zwar in 70 km Entfernung, aber es ist immerhin möglich, daß beide Granite dem gleichen Magmareservoir in der Unterkruste entstammen. Es wurde in Kap. 3 bereits erwähnt,

daß wir aufgrund unserer Befunde vermuten, daß der Romeupluton einst eine Sn-Mineralisation aufwies, die sich im heute erodierten Dachbereich befand. Die geochemischen Daten stützen diese Hypothese (s. Kap. 5).

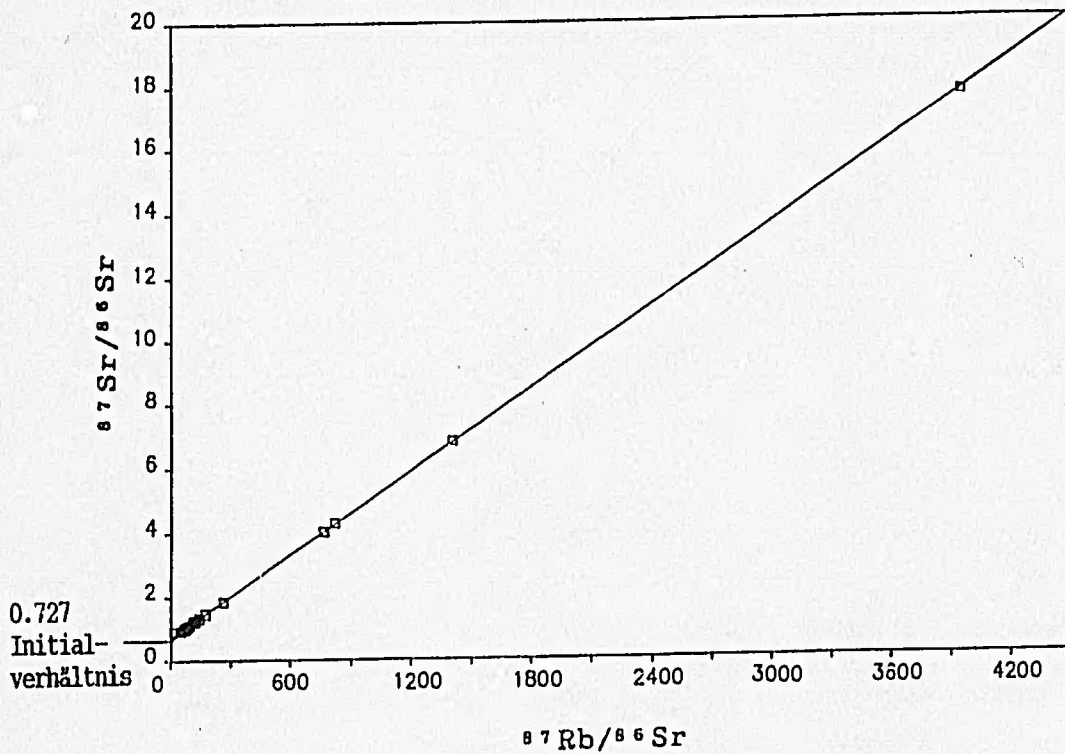


Abb. 6.2: Gesamtgesteinsisochrone des Romeuplutons ($n = 20$).

6.3.2 Rb-Sr-Isotopengeologie

Aus Isotopenverhältnissen kann man nicht nur radiometrische Alter ermitteln, sondern auch genetische Hinweise erhalten. So gilt das $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnis - $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ - als Indikator für die Herkunft des Magmas. Mantelabkömmlinge haben niedrige - der Mantel hat ein niedriges Rb/Sr-Verhältnis - und Krustengesteine mit hohem Rb/Sr-Verhältnis höhere $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Initialverhältnisse. Die Grenze wird bei 0.706 angenommen (SCHARBERT 1984).

Hohe $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werte (> 0.710) sind typisch für Leukogranite. Die Rome- und Cernadela-Granite zeigen ein Initialverhältnis von $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ von 0.727 ± 0.006 . Dies wird normalerweise durch Assimilation von radiogenem Sr aus der Kruste erklärt, somit wären Leukogranite (als S-Typ-Granite) durch Krusten-Anatexis entstanden. Ich habe berechnet, daß Fraktionierung zum gleichen Ergebnis führen kann, wenn ein ausreichend

hohes $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis vorlag. Auch McCARTHY & CAWTHORNE (1980) zeigen, daß die Verhältnisse von Rb/Sr und $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ in Gesteinsschmelzen während fraktionierter Kristallisation deutlich zunehmen.

Ausgehend von den Grundgleichungen der radiometrischen Zeitmessung (S. 103) kann man die Zeit berechnen, die benötigt wird, um aus einem Granitmagma mit einem "normalen" Rb-Sr-Isotopenverhältnis eine Leukogranitschmelze mit einem erhöhten Verhältnis von $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ zu produzieren:

$$t = 1/\lambda \ln(1 + B/A)$$

A = Mutterisotop (Radionuklide = ^{87}Rb)

B = stabile Tochternuklide (^{87}Sr -Atome = $^{87}\text{Sr}_{\text{gemessen}}$)

B_0 = vorhandene B-Atome zur Bildungszeit $t = 0$ ($^{87}\text{Sr}_{\text{initial}}$)

$$\begin{aligned} B &= B_0 + A(e^{\lambda t} - 1) \\ &= ^{87}\text{Sr}_{\text{initial}} + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1) \end{aligned}$$

Atomverhältnisse können wesentlich genauer als absolute Werte gemessen werden; für das Rb-Sr-System ergibt sich so die Datierungsgleichung:

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{gemessen}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{t=0} + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}(e^{\lambda t} - 1)$$

Da die Zerfallskonstante $\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \cdot 10^{-11} \text{a}^{-1}$ ist, gilt:

$$t = 1/1.42 \cdot 10^{11} \text{a} \cdot \ln[1 + \Delta / (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})]$$

$\Delta = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{t_2} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{t_1}$ ist also der Unterschied zwischen dem initialen Sr-Isotopenverhältnis t_2 (= 0.727) der Romeu-Leukogranite und dem des Muttermagmas t_1 . Für den letzten Wert setzen wir 0.708 ein (Durchschnittswert iberischer Granite); die meisten Granite, die als Ausgangsmagma in Frage kommen, zeigen diesen oder einen höheren Wert (der Calde-Granit hat 0.7087). Es ergibt sich also für die Romeu-Leukogranite (wie auch für den Vila-Real-Granit, s. S. 115) im Mittel ein Δ von 0.019 ($\Delta = 0.727 - 0.708$). Für $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ wird der Mittelwert der Messungen = 414.3 (s. Tab. 4) genommen.

$$\Delta = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{t_2} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{t_1} = 0.019$$

$$t_1 = 0.708$$

$$t_2 = 0.727$$

$$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 414.3$$

Also beträgt die benötigte Zeit, um das ursprüngliche Sr-Isotopenverhältnis von 0.708 auf 0.727 zu bringen

$$t = 1/1.42 \cdot 10^5 \text{ Ma} \cdot \ln(1 + 0.019/414.3)$$

3.23 Ma.

Eine Zeitdauer von 3.23 Ma (± 1.02 Ma) für die Entwicklung einer Leukogranit-schmelze aus einem Granitmagma und für die Erhöhung des $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses durch radioaktiven Zerfall von ^{87}Rb zu ^{87}Sr sowie für die Fraktionierung von Biotit und anderen Mineralen erscheint durchaus realistisch.

6.3.3 Sm-Nd-Isotopengeologie

In dankenswerter Weise wurden von Dr. Liew am Max-Planck-Institut für Chemie in Mainz Nd-Sm-Analysen an zwei Proben des Romeuplutons und von IBG-Plutonen vorgenommen. Seinen Ergebnissen zufolge vermutet er, daß alle Proben wegen der fast identischen isotopischen Zusammensetzung durch einen Kristallfraktionierungsmechanismus aus einem einzigen Magma abzuleiten sind. Allerdings glaubt Liew an eine Entstehung durch Krustenanatexis. Die berechneten Verweilzeitalter beider Proben betragen ca. 1.5 Ga, wobei dieses Alter modellabhängig ist. Jedenfalls deuten die Werte auf eine mittelperozoische Quelle (LIEW, mehrere schriftliche Mitteilungen), was bedeutete, daß die Beiraschiefer dafür in Frage kämen (s. Kap. 7.2.3).

Bei den analysierten Proben handelt es sich um die Leukogranittypen C (CW82-84) und T (CW83-119). Es ergaben sich folgende Werte:

Proben-Nr.	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$\frac{^{148}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}_{(m)}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(m)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(i)$	depl. mantle m. age
CW82-84	2.78	12.24	0.1371	0.512122 \pm 30	-10.1	-7.8	1.5 Ga
CW83-119	2.01	8.74	0.1388	0.512153 \pm 25	-9.5	-7.3	1.4 Ga

(m) bedeutet gemessen und (i) initial, depl. mantle m. age = depleted mantle model age.

Die Isotopencharakteristik zeigt die Herkunft – ob kristal oder aus dem Mantel – und vermittelt eine Idee des Zeitpunkts, wann die Granitquelle aus dem Mantel extrahiert wurde (DePAOLO 1988). Leider ist die Datenmenge zu gering, um fundierte Aussagen zu machen.

7. GENESE - DISKUSSION

Leukogranite sind Granite, die weniger als 5 % an dunklen Mineralen enthalten (i. a. Biotit). Alle Muskovit-Granite und einige Biotit-Muskovit-Granite sind Leukogranite mit mehr als 70 % SiO_2 und wenig CaO , Fe_2O_3 -Total und MgO . Sie sind charakteristischerweise peraluminös und zeigen hohe initiale Sr-Isotopen-Verhältnisse (> 0.710). Diese Eigenschaften werden typischen S-Typ-Gesteinen nach CHAPPELL & WHITE (1974) zugesprochen. Inzwischen wird die Klassifizierung der Granite und ihrer Herkunft auf der Basis mineralogisch-petrologischer, chemischer und isotopischer Daten in S- und I-Typ nicht mehr als allgemein gültig angesehen. S bedeutet sedimentäre Quelle des Magmas, d.h. eine Genese durch partielle Schmelzung kontinentaler Kruste; I bedeutet magmatische (igneous) Herkunft des Magmas durch Schmelzung von Material, das aus dem Erdmantel stammt. Auch unsere Ergebnisse zeigen, daß die I-Typ/S-Typ-Einteilung nur begrenzte Bedeutung bei der Entschlüsselung der Petrogenese haben kann. Ich hatte das Glück, nicht nur einen in sich differenzierten hochevoluierten Granitpluton untersuchen zu können, sondern auch die Daten eines breiten Spektrums anderer iberischer Plutone zur Verfügung zu haben, so daß die Zusammenschau aller Daten plausibel macht, daß Kristallfraktionierung eine mindestens gleich große Rolle wie Krustenschmelzung bei der Erzeugung der Granite und die Hauptrolle bei der Entstehung der hier vorgestellten Leukogranite spielte.

Die Genese dieser Leukogranite wird also mit Hilfe eines Fraktionierungsmodells erklärt, welches belegt wird durch

1. Geologisch-geochemische Befunde:
 - Intrusions- und Altersabfolge, Homogenität
2. Petrologisch-geochemische Befunde:
 - Elementfraktionierung = Mineralfraktionierung
 - An- und Abreicherungsmuster der Spurenelemente
 - Hoher Aluminitätsindex ohne Krustenbeteiligung
 - Vergleich Granit - Beiraschiefer
3. Isotopengeochemische Befunde:
 - Erhöhung des initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisses
 - ohne Krustenassimilation
4. Vergleich mit anderen im Rahmen des IBG-Projektes untersuchten Plutonen in Portugal.

7.1. Intrusions- und Altersabfolge, Homogenität des Plutons

Geländegeologisch erwies sich der Romeugranit (Typ R) gegenüber dem Cernadelagranit (Typ C) klar als der jüngere (s. Kap. 3), wenn auch die radiometrische Altersbestimmung keinen Altersunterschied ergab. Dieser befindet sich folglich innerhalb der Fehlerspanne der Altersbestimmung von ± 7 Ma. Der jüngere Typ R ist gleichzeitig der geochemisch am weitesten entwickelte, wobei beide Leukogranittypen eng miteinander verwandt sind. Es gab also einige Millionen Jahre Zeit, um das Leukogranitmagma zu fraktionieren.

Beide Leukogranittypen erscheinen sehr homogen und weisen keinerlei Xenolithe (Restite) auf, wie das häufig der Fall bei anatektischen Graniten ist (DIDIER 1987). Wie bei vielen Graniten, die mit Sn-W-Mineralisation verknüpft sind, demonstrieren sie eine mehrphasige Entstehung mit einem Mikrogranit als letzte Phase, mit der die Mineralisation verbunden ist (PLIMER 1987). Vom porphyrischen Typ C über den schwächer porphyrischen Typ T entwickelte sich das Magma zum Typ R, der mittel- bis feinkörnig ausgebildet ist, mit z.T. mikrogranitischen und pegmatitischen Phasen.

7.2. Petrologisch-geochemische Befunde

7.2.1 Elementfraktionierung durch Mineralfraktionierung - An- und Abreicherungsmuster der Elemente

Betrachtet man das Elementspektrum des Romeu-Leukogranits im Vergleich zu anderen Graniten wie dem Caldegranit (Abb. 5.2, S. 60), so sieht man, daß das An- und Abreicherungsmuster ähnlich ist, beim Leukogranit allerdings die extremsten Werte erreicht werden, was für die Verwandtschaft beider Granitarten spricht. Entstammten die Leukogranite der Aufschmelzung von Krustengesteinen - wie allgemein angenommen wird -, so bedeuteten die niedrigen K/Rb- und die hohen Rb/Sr-Verhältnisse, zusammen mit dem geringen Ba-Gehalt, daß die aufgeschmolzenen Gesteine keine Glimmer enthielten, was in Widerspruch zum hohen Aluminiumgehalt dieser Gesteine steht, da Glimmer aluminiumreich sind.

Die Leukogranite lassen sich jedoch durch Fraktionierung aus den Graniten ableiten:

Die Zunahme von Rb und die Abnahme von Ba und Sr, also die Erhöhung des Rb/Sr-Verhältnisses in der Leukogranitschmelze wird durch die Abfraktionierung von Biotit bewirkt. Dieser Vorgang entzieht zwar nicht nur Ba, sondern auch Rb. Da es jedoch viel

mehr Feldspat als Biotit gibt, der auch – wenn auch weniger als Biotit – Rb aufnimmt, kann dieser Effekt vernachlässigt werden, zumal Rb weiter in Muskovit eingebaut wird (s.u.). Die Fraktionierung von Oligoklas und Kalifeldspat bewirkt Entziehung von Sr und Anreicherung von Rb im Magma; Kalifeldspat entzieht außerdem Ba und erhöht das K/Ba-Verhältnis).

Folglich entsteht die Ba-Abreicherung durch Fraktionierung von Biotit und Kalifeldspat, die Sr-Abreicherung durch Fraktionierung von Oligoklas und Kalifeldspat, die Rb-Anreicherung dadurch, daß Oligoklas und Kalifeldspat zwar niedrige Verteilungskoeffizienten (i.a. < 1) für Rb haben, aber zusammen 2/3 des Muttermagmas bilden und viel mehr Rb in der Schmelze lassen als Biotit (5–10 % der Schmelze) mit seinem hohen Verteilungskoeffizient für Rb (i.a. > 2) ihr entziehen kann. Zudem wurde in Kapitel 5.2 gezeigt, daß gegen Ende der Kristallisation Rb in die Helglimmer im verstärkten Maße eingebaut wird und dort einen fast ebenso hohen Verteilungskoeffizienten erlangt wie in Biotit.

Biotitfraktionierung erklärt außerdem die Verarmung an Fe, Mg, Ti, V, Y, Zr, Th, La, Ce, Nd. Das sind einerseits im Biotit selbst enthaltene Elemente und die der primären Akzessorien wie Zirkon, Monazit, Xenotim und Orthit sowie Ilmenit und Titanomagnetit, die hauptsächlich in Biotit eingeschlossen auftreten und folglich zusammen mit diesem bei der Biotitfraktionierung aus der Schmelze entfernt werden (s. Kap. 5.1.5 und 5.2). Aus der restlichen Schmelze kristallisieren dann nur noch Quarz, Albit, Kalifeldspat, Muskovit, wenig (evtl. gar kein) Biotit und Akzessorien – die typische Leukogranitparagenese. Dieses Enddifferentiat ist dann an P, Ga, Rb, Nb, Sn, Cs, Ta, W und U angereichert.

In den in Kapitel 5 gezeigten Variationsdiagrammen geht der Trend immer vom älteren Typ C hin zum weiter differenzierten jüngeren Typ R, wobei die an den Biotit gekoppelten Elemente immer zusammengehen, d.h. positiv korrelieren wie auch die an die Feldspäte gekoppelten Elemente Ca, Sr und Ba (S. 65ff.). Außerdem wurde festgestellt (Kap. 5.1.3), daß die Elementvariationen innerhalb eines einzigen Steinbruchs denselben Trends wie im Gesamtpluton folgen, was ein weiterer Hinweis auf die Entstehung durch Fraktionierung ist.

Die Klassifikation für Granite nach PEARCE et al. (1984) sagt auch nichts über die Entstehungsweise solcher Leukogranite; es wird jedoch von krustaler Herkunft ausgegangen. Die geologisch-tektonische Position ist eindeutig (s. Kap. 3). Die Romeu-Leukogranite würden nach dieser Einteilung zur Gruppe b der Collision granites gerechnet, d.h. durch Kontinent-Kontinent-Kollision spät- bis posttektonisch (durch Anatexis) entstanden. Solch extreme Elementan- und -abreicherungen wie die Romeu-Leukogranite zeigen die von PEARCE et al. (1984) in die Datenbank aufgenommenen Granite allerdings nicht. Die gleichen Autoren sagen zudem, daß die krustale Kontamination sehr variabel sein und alle Grade zwischen mantel- und krustenbetont annehmen kann.

Eine Entstehung dieser Leukogranite aus einem granitischen Vorläufer erscheint anhand der petrologisch-geochemischen Ergebnisse plausibel und wesentlich wahrscheinlicher, als eine Herkunft aus aufgeschmolzenen Sedimenten. NEIVA (1984) u.a. beschreiben solche Leukogranite auch als indifferentiate, allerdings ausgehend von krustalen Schmelzen.

7.2.2 Hoher Aluminitätsindex ohne Krustenbeteiligung

Ein Aluminitätsindex > 1 ($A/CNK = \text{mol Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 1$ = peraluminös) wird i.a. auf eine Entstehung des Gesteins durch Aufschmelzung von aluminiumreichen Sedimenten zurückgeführt. Bereits oben wurde angesprochen, daß bei Assimilation entsprechender Sedimente, die folglich glimmerreich sein müssen, die gleichzeitige Erniedrigung des K/Rb- und Erhöhung des Rb/Sr-Verhältnisse zusammen mit dem geringen Ba-Gehalt, unlogisch ist.

Der hohe Aluminitätsindex der Leukogranite ($A/CNK > 1.25$) fügt sich ohne Hiatus als Endglied in die Reihenfolge der steigenden A/CNK-Werte der Gabbros ($A/CNK = 0.80-0.96$), Tonalite ($0.89-1.06$) und Granite ($1.01-1.26$) ein (SCHERMERHORN 1987b, s. Abb. 7.1 und 7.2). Also ist eine Assimilation von Sedimentgesteinen wenig wahrscheinlich, sondern die Erhöhung der Aluminität Folge der Fraktionierung. Wie dem Elementspektrum von Abb. 5.2 zu ersehen ist, bilden die granitophilen Elemente Si, Al und K Knotenpunkte, d.h. ihre Gehalte variieren nicht sonderlich in Graniten und Leukograniten (s. auch Abb. 7.3), also wird der Aluminitätsindex nicht durch Zunahme bzw. Aufnahme von Al erhöht, sondern durch die Abnahme von Ca, woran die Leukogranite stark verarmt

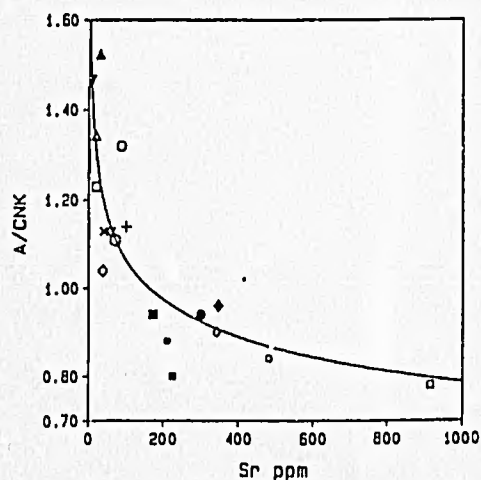


Abb. 7.1: Variationsdiagramm Sr/(A/CNK) Iberg graniteproben lt. Legende auf S. 116.

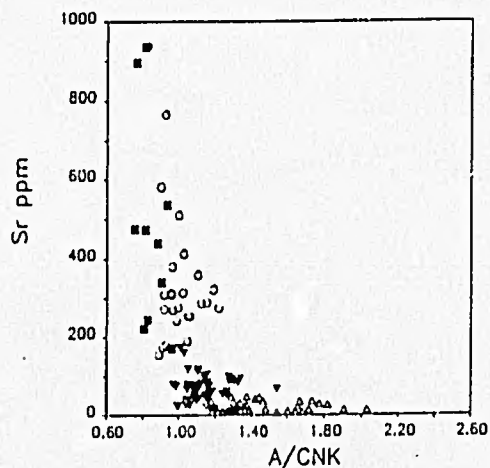


Abb. 7.2: Variationsdiagramm (A/CNK)/Sr Iberg graniteproben aus SCHERMERHORN 1987b.

Legende zu Abb. 7.2: offene Dreiecke: Leukogranit, umgekehrte Dreiecke: Granit, Kreise: Tonalit, Quadrate: Gabbro

sind. Der Grund ist die Fraktionierung von Oligoklas bei der Bildung der Leukogranit-schmelze aus einem Granitmagma. Diese relative Al-Zunahme findet trotz erhöhter Na-Werte statt, die durch die Albitbildung entstehen. Die Analysen der beiden Gabbros, des Tonalits und des Granits von Tab. 7.2 zeigen sogar, daß der Al_2O_3 -Gehalt bei den basischeren Gesteinen am größten ist.

7.2.3 Vergleich Granit - Leukogranit - Beiraschiefer

Vergleiche der Elementverteilung des Caldegranits und des Romeuplutos mit den Gesteinen der sog. Beira-Schiefer, die ein infrakambrisches bis kambrisches Alter (SCHERMERHORN 1955) haben, und somit bei anatektischer Entstehung der Granite als Liefermaterial in Frage kämen (s. S. 108), sollte unsere Untersuchungen vervollständigen. Diese Gesteine bestehen aus einer mächtigen Geosynklinalabfolge aus Schiefern und Grauwacken. Interessant ist übrigens die Feststellung, daß Grauwacken oft ein niedriges initiales Sr-Isotopenverhältnis zeigen (MEHNERT 1987), was sie als Quelle für die Leukogranite ausschliesse. Für die Beiraschieferproben wird im folgenden der Mittelwert von 26 im Rahmen des Ibergraniteprojektes gesammelten Beiraschieferproben (Grauwacken und Schiefer) genommen.

Abb. 7.3 zeigt die Elementspektren (Mittelwerte) des Romeugranits, der Beiraschiefer und des Caldegranits, normiert auf den Schiefer-Durchschnitt nach TAYLOR & McLENNAN (1985). Die Ca- und Sr-Anomalie ist auf die ungewöhnlich hohen Literatur-

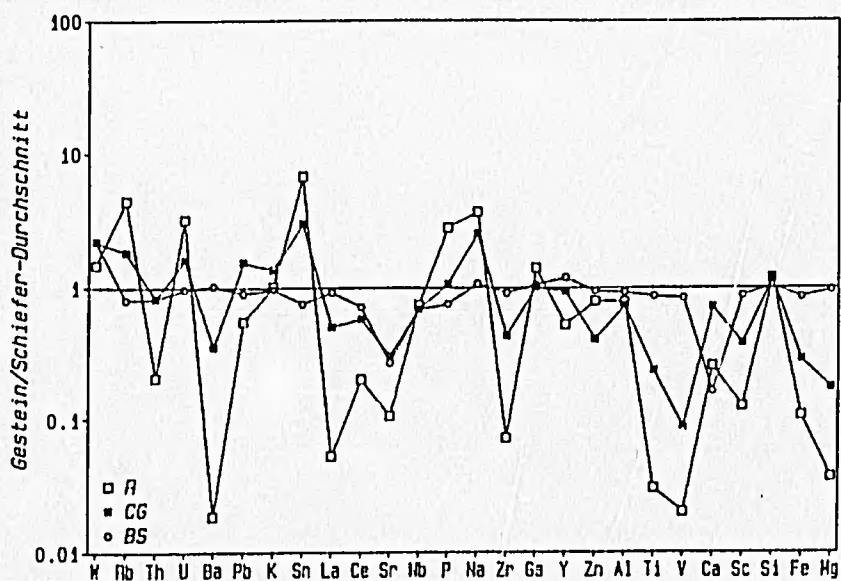


Abb. 7.3: Elementspektrum des Romeugranits (R), der Beiraschiefer (BS) und des Caldegranits (CG), bezogen auf Schiefer-Durchschnitt nach TAYLOR & McLENNAN (1985).

werte zurückzuführen. Die Beiraschiefer sind dem Schieferdurchschnitt i. a. sehr ähnlich, wohingegen Typ R und der Caldegranit eine völlig andere Elementverteilung präsentieren. Ein Mechanismus, der aus den Beiraschiefern einen entsprechenden Leukogranit produzieren könnte, ist schwer vorstellbar. Allein die extreme Ba-Verarmung beim Romeugranit widerspricht dem, da Ba als hochmobiles Element sofort in die Schmelze einginge.

7.3 Isotopengeochemische Befunde – Erhöhung des initialen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis ohne Krustenassimilation

Genau wie die Peraluminität wird ein hohes initiales Sr-Isotopenverhältnis auf Krustenkontaminierung zurückgeführt, also auf Zufuhr von radiogenem Sr aus der Kruste, weil Mantelgesteine niedrige Sr-Verhältnisse zeigen. Hat man jedoch ein ausreichend hohes Rb/Sr-Verhältnis in der Schmelze, so kann im Laufe der Zeit durch radioaktiven Zerfall des Rb zu Sr, das Sr-Isotopenverhältnis erhöht werden.

Nach den im Kapitel 6 ausführlich dargelegten Formeln der Altersdatierung ergibt sich bei einem hypothetischen initialen $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis des Ausgangsmagmas von 0.708 ein mittleres Δ von 0.019 für den Romeupluton, bei einem mittleren $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis von 414.3. Somit resultiert eine Zeitdauer von 3.23 Ma für die Fraktionierung von Biotit, Plagioklas u.a. Mineralen. Setzt man die Minimal- und Maximalwerte für Δ (0.013 und 0.019), bedingt durch den Fehler von 0.006, in die Gleichung ein, so erhält man als Minimalwert 2.21 Ma und als Maximalwert 4.25 Ma für die Fraktionierungszeit. Zwischen diesen beiden Werten liegt also die Zeitdauer für die Granitfraktionierung, was durchaus als realistisch anzusehen ist (s. S. 106ff.). Ausgegangen wird von einem Magma, das bereits erhöhte Rb-Gehalte hatte. Beim Vergleich der beiden Gabbros, die in Kap. 5.2 vorgestellt wurden (s. Tab. 7), IBG-560 und -591, sieht man, daß die Rb-Gehalte sehr unterschiedlich sein können: Die Probe IBG-560 hat 8 mal mehr Rb als die Probe IBG-591.

7.4 Vergleich mit anderen im Rahmen des IBG-Projektes untersuchten Plutonen in Portugal

Aufgrund aller unserer Befunde muß man vermuten, daß der Pluton von Romeu einst eine Sn-Mineralisation aufwies, die sich im heute erodierten Dachbereich des Plutons befand (s. auch Kap. 3). Das Elementspektrum ist typisch für mit Sn-W-Mineralisation verbundene Granite (LEHMANN 1982, 1986, 1987, NEIVA 1982, 1984, 1986, 1987a, 1987b). Typisch ist auch, daß die Gesteine mit den höchsten Sn-Gehalten die niedrigsten W-Gehalte aufweisen. Für eine W-Lagerstätte sind die Gehalte jedoch zu niedrig. Sn-W-Mineralisation ist üblicherweise mit den hoch evoluierten Graniten assoziiert,

so auch in Portugal. Zudem sind viele Sn-Granite strukturell bedingt aufgestiegen (PLIMER 1987) wie der Romeupluton. Wenn man die Leukogranite dieses Plutons - Typ R und C - mit anderen weit differenzierten Graniten wie dem Vila-Real- und dem Panasqueiragranit vergleicht, so stellt man fest, daß diese Plutone ungefähr altersgleich sind:

Vila-Real-Granit	304 ± 2 Ma mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7268 \pm 0.04$
seine Sn-Aplite	299 ± 4 Ma mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.732 \pm 0.009$
Panasqueiragranit	289 ± 4 Ma mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.713 \pm 0.003$
Romeu- und Cernadelagranit	296 ± 7 Ma mit $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.727 \pm 0.006$

Granit und Aplite von Vila Real gehören zur 300-Ma-Generation der älteren Gruppe der Jüngeren Granite. Die *Hauptzinnvererzung* in den Herzyniden Iberiens ist an die 290-Ma-Generation der Jüngeren Granite gebunden und nicht deformiert. Es sind zwar einige Vorkommen von deformierten Zinnsteinlagerstätten bekannt (von Nachphasen deformiert, normalerweise s_2), aber hier wurde zum ersten Mal nachgewiesen, daß die Vorläufer der Zinnvererzung an die Jüngeren Granite (und zwar an deren erste Generation), und nicht an die Älteren Granite (ca. 320 Ma), gebunden sind (s. Kap. 3).

Des weiteren ist all diesen Plutonen das charakteristische Elementspektrum eigen: Verarmung an Sr, Ba, Zr, Th, La und anderen leichten SEE, Y, Ti, V und Sc sowie Anreicherung von U, Sn, W, Ta, Nb, P und extrem hohe Gehalte an Rb (s. Abb. 5.1, 5.2 und 7.3).

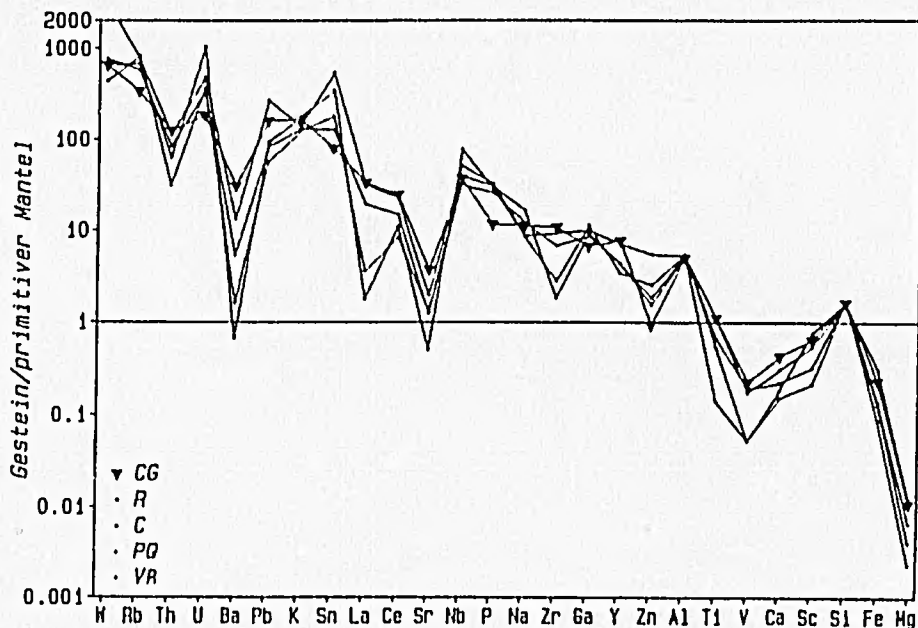


Abb. 7.4: Elementspektrum des Caldegranits (Dreiecke) und der Leukogranite von Romeu, Cernadela, Vila Real und Panasqueira (Punkte) bezogen auf den primitiven Mantel.

Im Rahmen des Ibergranite-Projektes wurden 361 Proben miteinander verglichen (WALLFASS 1987), um eine eventuelle Verwandtschaft zwischen den einzelnen Gliedern der Granitfamilie und deren Vorläufer aufzudecken. Auffällig sind in erster Linie die Zunahme von Rb und die Abnahme von Sr und Ba bezogen auf die Gehalte der normalen Granite wie Calde, Alva, Castro Daire usw. Diese Granite zeigen K/Rb-Verhältnisse zwischen 130 und 180 und Rb/Sr-Verhältnisse von 2 bis 8. Die Leukogranite hingegen wie Romeu, Cernadela, Vila Real und Panasqueira zeigen wesentlich geringere Werte: K/Rb 43-63 und Rb/Sr 21-70, weil Rb stark angereichert wurde. Außerdem sind die Ba-Gehalte in den Leukograniten viel niedriger als in den Graniten (s. Abb. 7.5).

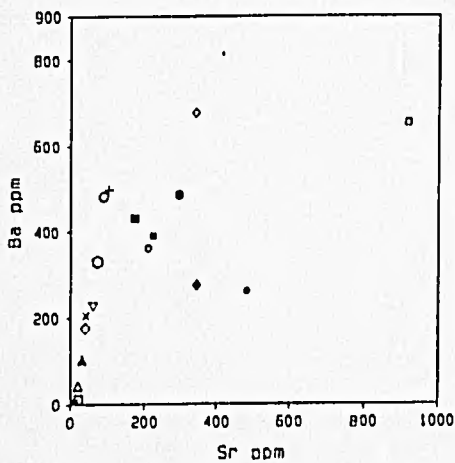


Abb. 7.5: Variationsdiagramm Sr/Ba.

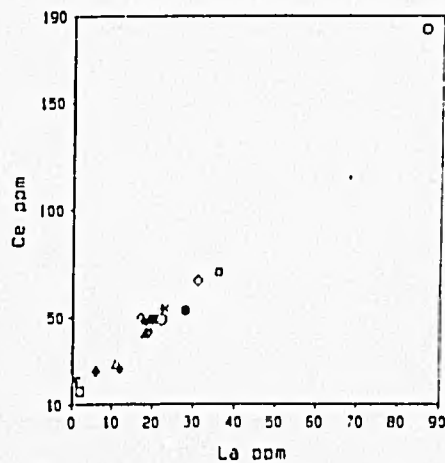


Abb. 7.6: Variationsdiagramm La/Ce.

LEGENDE	
□	Romeu
△	Cernadela
▲	Panasqueira
▼	V. Real
▽	Calde
◇	Gerês
○	S. Pedro
○	Alva
—	C. Daire
×	Nisa
■	Requengos
◆	Montemar
●	Lamelas
•	Lamas
■	Mourão
◆	Fraiso
•	Evora
•	Viseu
□	Braga

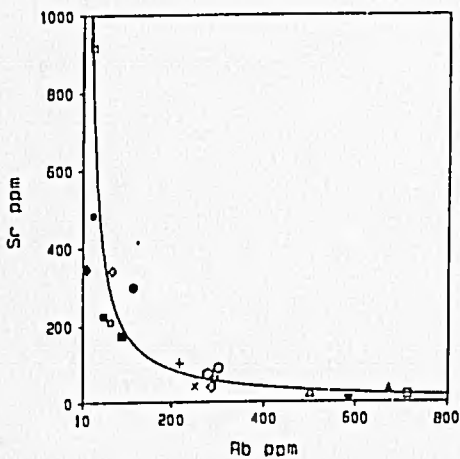


Abb. 7.7: Variationsdiagramm Rb/Sr.

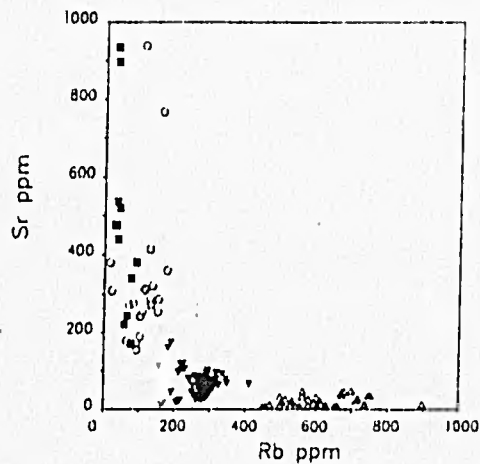


Abb. 7.8: Variationsdiagramm Rb/Sr aus Schermerhorn (1987b), Legende s. Abb. 7.2.

Abb. 7.5 - 7.7: 19 Ibergranite-Plutone lt. nebenstehender Legende: Gabbros, -Tonalite, -Granite und -Leukogranite (Mittelwerte von 361 Proben)

SCHERMERHORN (1987b) stellt in Variationsdiagrammen inkompatible und kompatible Elemente einer Reihe von Leukograniten, Graniten, Tonaliten und Gabbros, die im Rahmen des Ibergranitprojektes untersucht wurden, gegenüber, wobei häufig hyperbelförmige Verteilungsmuster entstehen, d.h. die Verteilung zeigt inverse Proportionalität, was auf einen Entstehungsmechanismus im Sinne des Rayleigh'schen Fraktionierungsgesetzes (SCHARBERT 1984) deutet. Als Beispiel sind der o.g. Veröffentlichung die Diagramme der Abb. 7.2 und 7.8 entnommen (s. S. 112 und 116). Die Abb. 7.8 zeigt die Verteilung von Rb und Sr in 125 ausgewählten portugiesischen Plutonen von Gabbro bis Leukogranit, Abb. 7.2 den Alunitätsindex gegen Sr derselben Gesteine, Abb. 7.1 die selben Elemente, diesmal der Plutone der Abb. 7.5 – 7.7, wobei klar zum Ausdruck kommt, daß die Verteilungen dem Gesetz inverser Proportionalität folgen, d.h. die Verteilung bildet eine hyperbelförmige Kurve, die die Form $y = ax^n$ (mit $n < 0$) hat (s. auch Abb. 5.22: Variationsdiagramm $Sr/(Rb/Sr)$, S. 67). Daraus wird geschlossen, daß das Rayleigh'sche Gesetz der Fraktionierung angewendet werden kann ($C_1 = C_0 \cdot F^{(d-1)}$), folglich die Elementverteilungen Folge von Fraktionierungsvorgängen sind. Elementpaare, die ähnliches geochemisches Verhalten zeigen, z.B. Ba und Sr, La und Ce, bilden in entsprechenden Variationsdiagrammen mehr lineare Verteilungen mit positiven Korrelationen.

Aufgrund aller im Rahmen des Ibergranitprojektes gesammelten Daten entwickelte SCHERMERHORN (1985, 1987a) sein sog. Interkumulusmodell:

Die Spurenelementuntersuchung eines breiten Spektrums von Gesteinen der Granitfamilie im weitesten Sinne, von primitiven Tonaliten und basischeren Gesteinen bis zu hochentwickelten Leukograniten, ergab, daß Kristallfraktionierung einen wichtiger Faktor bei der Magmenproduktion bildete. Die Abfolge, die schließlich mit der Bildung von Leukograniten endet – hier wird die krustale Beteiligung zunächst außer Acht gelassen –, beginnt mit Gabbros als basische Vorläufer, es folgen Tonalite, untergeordnet Diorite, dann Granite (und Granodiorite) und schließlich Leukogranite. Also ein kalkalkaliner Trend, der nach folgendem Schema mit alkalinen Differentiaten endet:

1. Durch Olivine-, Pyroxen- und Labradoritakkumulation entsteht im Gabbromagma eine tonalitische Interkumulusphase.
2. Durch Hornblende-, Biotit- und Andesinakkumulation entsteht eine granitische Interkumulusphase.
3. Durch Biotit-, Oligoklas-, Kalifeldspat- und Quarzakkumulation entsteht schließlich eine leukogranitische Interkumulusphase, wobei durch die Fraktionierung der oben besprochene Fingerabdruck der Leukogranite mit hohem initialen Sr-Isotopenverhältnis und der charakteristischen Chemie entwickelt wird.

Diese Interkumulusphasen werden jeweils vom Stamm-Magma abgetrennt und bilden so eigene Schmelzen: Kristallfraktionierung und Konvektion in einem Magma

führt zu Akkumulation von Biotitschlieren (Kumulatlagen). Wenn dieses nach Platznahme in der Oberkruste stattfindet, ist ein ungestörter oder leicht gestörter Schlierengranit das Ergebnis. Spätere Magmapulse verursachen die Aufwölbung der Schlieren oder diese werden vom Muttermagma getrennt in höhere Krustenniveaus transportiert. Intensiv fragmentierte Schlieren überleben als Biotitcluster oder Autolithen. Das Endstadium ist der Aufstieg einer homogenen schlierenfreien Granitschmelze, die frühere Fraktionate zurückläßt. Als solche Intrusionen von Interkumulusschmelze werden die Leukogranite interpretiert, die keinen oder fast keinen Biotit enthalten und die entsprechenden An- und Abreicherungen demonstrieren.

Die Daten, auf deren Grundlage diese Arbeit entstand, machen einen Fraktionierungsmechanismus für die Entstehung der Leukogranite des Romeuplutons plausibel, können jedoch eine krustale Beteiligung an der Bildung des Muttermagmas nicht ausschließen. Zur Debatte steht hier also lediglich die Bildung der Leukogranite aus einem Granitmagma, ohne auf dessen Herkunft weiter eingehen zu können. NEIVA (1984, 1987) beschreibt mineralisierte Leukogranite ebenfalls als späte Differentiate, allerdings anatektischer Schmelzen. FYFE (1987) weist darauf hin, daß Granite in großem Maßstab nur im kontinentalen Bereich zu finden sind, also die Kruste an ihrer Entstehung maßgeblich beteiligt ist. Andererseits erfordern die gewaltigen Mengen herzynischer Granite in Iberien nach SCHERMERHORN (1987b) eine Mantelherkunft. Der Vergleich mit anderen iberischen Plutonen macht jedoch wahrscheinlich, daß die Leukogranite am Ende einer Differentiationsreihe von Gabbro über Tonalit und Granit stehen. Es kann jedenfalls anhand der petrologisch-geochemischen Ergebnisse klar gesagt werden, daß eine Entstehung der Leukogranite des Romeuplutons aus einem granitischen Vorläufer wesentlich wahrscheinlicher ist, als ihre direkte Abstammung aus aufgeschmolzenen Sedimenten. Das bedeutet natürlich auch für andere ähnliche Leukogranite, daß sie als Enddifferentiate einer langen Fraktionierungsreihe logisch erklärt werden können.

8.

ZUSAMMENFASSUNG ALLER ERGEBNISSE UND AUSBLICK

Untersuchungen zur Repräsentativität der geochemischen Analysen mittels Röntgenfluoreszenzspektrometrie (RFA) und der damit verbundenen Probenaufbereitung bildeten den ersten Teil dieser Arbeit; sie resultierten in neuen Aufbereitungsvorschriften für unser geochemisches Labor und ergaben, daß unsere geochemischen Analysen mittels RFA i.a. sehr genau und gut reproduzierbar sind.

Der Hauptteil dieser Arbeit ist der petrologisch-geochemischen Untersuchung des Leukogranitplutons von Romeu in der zentraliberischen Zone – einer Struktureinheit der Varisziden – in Nordost-Portugal gewidmet.

Auf der Grundlage einer geologisch-petrologischen Kartierung mit umfassender Probenahme für Petrographie und Geochemie konnte der bisher als "Zweiglimmergranit" ausgewiesene Romeupluton als hoch evolvierter Leukogranitpluton mit verschiedenen Granitvarietäten eingestuft und eine detaillierte geologische Karte angefertigt werden. Der Pluton von Romeu bedeckt ein Gebiet von ca. 50 km² und ist diskordant in silurisch-ordovizische Metasedimente und -vulkanite intrudiert, die das Massiv von Morais umgeben. Aufgeschlossen ist das Dach des Plutons, der hauptsächlich aus zwei Leukogranitvarietäten besteht: der biotithaltige, porphyrische Cernadelagranit – kurz Typ C – wird vom nicht porphyrischen Romeugranit – Typ R –, einem reinen Muskovitgranit, durchschlagen und umgeben. Folglich ist letzterer jünger als der Cernadelagranit. Zwischen beiden Einheiten gibt es sowohl Übergänge als auch scharfe Grenzen; der in dieser Zone auftretende Übergangstyp nimmt eine Mittelstellung zwischen Typ R und Typ C ein und wurde daher Typ T – nach englisch "transitional" – genannt. Untergeordnet treten auf: Typ RB im Kontakt zum Nebengestein mit viel metasomatischem Biotit, Typ R+ mit beginnender Vergreisung und/oder pegmatitischen Nestern und Schlieren, Typ RK ist alteriert, meistens hydrothermal kaolinisiert, zu Typ G wurden Gänge, d.h. Aplite und Mikrogranite, die den Granit oder das Nebengestein durchdringen, gestellt. Typisch ist die Mineralvergesellschaftung $Qz + Ab + Kf + Msc \pm Bio + Akz$ (mengenmäßige Reihenfolge). Auffällig ist die geringe Menge an Akzessorien wie Zirkon, Monazit, Xenotim und Orthit und miarolitische Hohlräume mit Sekundärmineralen. An solchen konnten ein seltenes Phosphat – Childrenit – und mit ziemlicher Wahrscheinlichkeit ein U-Mineral – Meta-Ankoleit – sowie Scorodit bestimmt werden.

Der Magmenaufstieg erfolgte nach der herzynischen Hauptphase, jedoch syntektonisch bzgl. der letzten herzynischen Deformationsphase. Entlang tektonischer Schwäche zonen, die meist in NNE-SSW-Richtung streichen, drangen zahlreiche Quarzgänge, untergeordnet auch Pegmatitgänge, in den bereits verfestigten Granit und dessen Nebengestein ein. In ihrer Nähe ist der Granit alteriert und manchmal an Elementen wie Nb, W, Sn und Cs angereichert. Der Kontakthof im Nebengestein ist ca. 1 km breit. In dieser Zone

gibt es gelegentlich Kalksilikatfelse mit Scheelit; es finden sich dort und entlang der Quarzgänge auch Schürfe auf Sn-W-Vererzung. Gelegentlich treten F-Apatitgüngchen im Nebengestein auf.

Anhand von Elementspektren und Variationsdiagrammen wird der hohe Differentiationsgrad der beiden Haupttypen des Leukogranitplutons R und C veranschaulicht. Am auffälligsten sind extreme Rb-Anreicherung und starke Verarmung an Sr, Ba, Zr, Ti, La, Ce und Th. Erhöhte Gehalte weisen auch Li, F, P, Sn und Cs auf. Dieses Elementmuster ist für mit Sn-W-Mineralisation assoziierte Granite typisch. Möglicherweise bestand daher vor der Erosion in der Dachumhüllung des Plutons eine entsprechende Lagerstätte. Erhöhte U-Gehalte sind eindeutig sekundärer Natur, wie z.T. auch die Zn-Gehalte, wie Analysen von Kluftbelägen bezeugen, in denen diese beiden Elemente Höchstwerte erreichen. Isoliendiagramme und Semivariogramme zeigen in typischer Weise eine örtliche Abhängigkeit der Gehalte derjenigen Elementen, die zusammen ab- bzw. angereichert wurden, die Isoliendiagramme außerdem noch die Ansammlung bestimmter Elemente im Top bzw. an den Kontakten zum Nebengestein (F, K₂O, Nb, Cs).

Trotz geringer absoluter Unterschiede der Elementgehalte, zeigen die Trends eindeutig eine Differentiationsfolge vom Cernadela- zum Romeugranit. Diese wird auch durch geländegeologische und petrographische Befunde belegt und durch Kristallfraktionierung erklärt. Die Untersuchung von Mineralfraktionen und die vergleichende Betrachtung mit anderen iberischen Plutonen stützen die entwickelte Hypothese, daß der Romeupluton ein Enddifferentiat ist, daß aus einem granitischen Vorläufermagma durch Abfraktionierung von hauptsächlich Oligoklas und Biotit mit den in diesem eingeschlossenen Akzessorien hervorgegangen ist. Auch die Peraluminität ist Folge der Plagioklasfraktionierung, die starke Ca-Verarmung bewirkt, und nicht Folge von Krustenassimilation.

Das mit der Rb-Sr-Methode bestimmte Gesamtgesteinsalter des Plutons (20 Proben) beträgt 296 ± 7 Ma (Initialverhältnis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.727 \pm 0.006$); ein Altersunterschied zwischen den Varietäten R und C ist radiometrisch nicht feststellbar und liegt folglich innerhalb der Fehlergrenze. Es konnte rechnerisch bewiesen werden, daß ein hohes initiales Sr-Isotopenverhältnis nicht nur durch Assimilation von radiogenem Sr aus der Kruste bewirkt wird, sondern Fraktionierung innerhalb einiger Ma zum gleichen Ergebnis führen kann, wenn ein ausreichend hohes $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnis vorliegt.

Die Sm-Nd-Bestimmungen weisen auf eine mittelproterozoische Quelle, was im Falle einer Herkunft des Romeuplutons aus krustaler Anatexis bedeutete, daß die infra-kambrischen Beiraschiefer dafür in Frage kämen.

Die Daten, auf deren Grundlage diese Arbeit entstand, machen einen Fraktionierungsmechanismus für die Entstehung der Leukogranite des Romeuplutons plausibel; eine krustale Beteiligung an der Bildung des Muttermagmas wird jedoch nicht ausgeschlossen.

Weitere Sm-Nd-Bestimmungen brächten vielleicht mehr Licht ins Dunkel. Die Erforschung von Elementverteilungen und deren Entwicklung in den Mineralphasen im Laufe der Differentiation von Plutoniten, wie sie hier im Ansatz versucht wurde, sowie die Bestimmung von Mineralaltern - in erster Linie Zirkonalter - könnten die durch diese Arbeit gewonnenen Erkenntnisse über die Granitgenese vervollständigen.

Die Ergebnisse meiner Arbeit belegen jedenfalls, daß Leukogranite durchaus ohne Krustenschmelzung als Enddifferentiate eines langen Fraktionierungsprozesses logisch erklärt werden können.

- AKIN, H. & SIEMES, H. (1988): *Praktische Geostatistik*. Springer-Verlag.
- ALLEGRE, C.J. & OTHMAN, D.B. (1980): Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. *Nature*, 286, 335-342.
- ANTHONIOZ, P.-M. (1972): Les complexes polymétamorphiques précambriens de Morais et Bragança (N-E du Portugal): étude pétrographique et structurale. *Serv. Geol. Portugal, Memória N° 20 (Nova Série)*, Lissabon.
- ARTH, J.G., BARKER, F., PETERMAN, Z.E. & FRIEDMAN, I. (1978): Geochemistry of the gabbro-tonalite-trondhjemite suite of Southwest Finland and its implications for the origin of tonalitic and trondhjemitic magmas. *J. Petrol.*, 19(2), 289-316.
- ARTH, J.G. & HANSON, G.N. (1975): Geochemistry and origin of the early Precambrian crust of northeastern Minnesota. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 325-362.
- ASCH, K. (1989): Mineraltrennung dreier Plutonite aus Portugal zur Bestimmung der Verteilungskoeffizienten von Spurenelementen. Unveröffentlichte Diplomarbeit des Fachbereichs Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.
- ASHWORTH, J.R. (1985): *Migmatites*. Chapman and Hall, New York.
- ATHERTON, M.P. & TARNEY, J., Editors (1979): *Origin of granite batholiths. Geochemical evidence*. Shiva Publishing Ltd., Orpington, England.
- ATHERTON, M.P. & SANDERSON, L.M. (1987): The Cordillera Blanca Batholith: a study of granite intrusion and the relation of crustal thickening to peraluminosity. *Geol. Fdsch.*, 76(1), 213-232.
- BALK, R. (1948): Structural behavior of igneous rocks. *Geol. Soc. America, Mem.* 5 (1937).
- BASHAM, I.R. & EASTERBROOK, G.D. (1977): Alpha-particle autoradiography of geological specimens by use of cellulose nitrate detectors. *Trans. Instn. Min. Metall. (Sect. B: Appl. earth sci.)*, 86, B96-98.
- BERG, K. & BREITKREUZ, CH. (1983): Mesozoische Plutone in der nordchilenischen Küstenkordillere: Petrogenese, Geochronologie, Geochemie und Geodynamik mantelbetonter Magmatite. *Geotekt. Forsch.*, 66, 1-107.
- BERGER, A.R. & PITCHER, W.S. (1970): Structures in granitic rocks: A commentary and a critique on granite tectonics. *Proc. Geol. Ass.*, 81(3), 441-461.
- BIGAZZI, G., DEL MORO, A. & MACERA, P. (1986): A quantitative approach to trace ele-

- ment and Sr isotope evolution in the Adamello batholith (northern Italy). *Contrib. Mineral. Petrol.* 94, 46-53.
- BONHOMME, M., MENDES, F. & VIALETTE, Y. (1961): Ages absolus par la méthode au Sr des granites de Sintra et de Castro Daire au Portugal. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 252, 3305-3306.
- BOOTH, V. (1985): *Communicating in science: writing and speaking*. Cambridge University Press, Cambridge.
- BOZTUG, D., DEBON, F., LE FORT, P. & YILMAZ, O. (1984): Geochemical characteristics of some plutons from the Kastamonu granitoid belt (Northern Anatolia, Turkey). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 64, 389-403.
- BROOKS, C., HART, S.R. & WENDT, I. (1972): Realistic Use of two-error regression treatments as applied to Rubidium-Strontium data. *Reviews of Geophysics and Space Physica*, 10(2), 551-577.
- BROWNLOW, A.H. (1979): *Geochemistry*. Boston University Press.
- BURGER, . & SKALA, W. (1978): Die Untersuchung ortsabhängiger Variablen: Modelle, Methoden und Probleme. *Geol. Rdsch.*, 67(3), 823-839.
- BURNHAM, C.W. (1979): Magmas and hydrothermal fluids. In: Barnes, H.L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd ed., Wiley, New York, 71-136.
- CARMICHAEL, I.S.E., TURNER, F.J., VERHOOGEN, J. (1974): *Igneous Petrology*. McGraw-Hill, New York.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1974): Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. (1984): I- and S-type granites in the Lachlan fold belt, SE Australia. In: *Geology of granites and their metallogenic relations*. Proc. Intern. Symp. Nanjing; Beijing (Science Press), 87-102.
- CHAPPELL, B.W., WHITE, A.J.R. & WYBORN, D. (1987): The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. of Petrol. Oxford*, 28(6), 1111-1138.
- CLARK, I. (1979): *Practical Geostatistics*. Applied Science Publishers Ltd., London, England.
- COBBING, E.J., MALLICK, D.I.J., PITFIELD, P.E.J. & TEOH, L.H. (1986): The granites of the SE Asian Tin Belt. *J. geol. Soc. London*, 143, 537-550.
- COMPTON, R.R. (1962): *Manual of Field Geology*. J. Wiley & Sons Inc.

- COX, K.G., BELL, J.D., PANKHURST, R.J. (1979): *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London, England.
- DAVID, M. (1977): *Geostatistical ore reserve estimation*. *Developments in geomathematics*, 2, Elsevier, Amsterdam.
- DAVIES, G.F. (1981): Earth's neodymium budget and structure and evolution of the mantle. *Nature*, Vol. 290, 208-213.
- DAVIS, J.C. (1973): *Statistics and Data Analysis in Geology*. John Wiley & Sons, New York.
- DePAOLO, D.J. & WASSERBURG, G.J. (1979): Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 615-627, Pergamon Press Ltd., England.
- DePAOLO, D.J. (1988): *Neodymium Isotope Geochemistry*. Springer Verlag, Berlin - Heidelberg - New York.
- DERRE, C., LECOLLE, M., NORONHA, F. & ROGER, G. (1982):: Minéralisation à Sn-W liées aux granitoides dans le Nord du Portugal; importance des processus magmatiques et métasomatiques hydrothermaux. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 68(2), 191-211.
- DERRE, C., LECOLLE, M., ROGER, G. & TAVARES DE FREITAS CARVALHO (1986): Tectonics, magmatism, hydrothermalism and sets of flat joints locally filled by Sn-W aplite-pegmatite and quartz veins; southeastern border of the Serra da Estrela granitic massif (Beira Baixa, Portugal). *Ore Geol. Reviews*, 1, 43-56.
- DIDIER, J. (1987): Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol. Rdsch.*, 76(1), 41-50.
- DIETRICH, V. & GANSSER, A. (1981): The leucogranites of the Bhutan Himalaya (crustal anatexis versus mantle melting). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 61, 177-202.
- EL BOUSEILY, A.M. & EL SOKKARY, A.A. (1975): The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geol.*, 16, 207-219.
- ENGLUND, E. & SPARKS, A. (1988): *GEO-EAS (Geostatistical environmental assessment software) user's guide*. Environmental Monitoring Systems Laboratory Office of Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency, Las Vegas, Nevada.
- FERREIRA, M.R. (1980): The Hercynian Massif of the Western Iberian Province. 26^e CGI, G14, 116-128, Paris.
- FLOYD, P.A., WINCHESTER, J.A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sci. Lett.* 27, 211-218.

- FYFE, W.S. (1987): Granites and thermal structures in the lithosphere. *Geol. Rdsch.*, 76(1), 15-22.
- GY, P. (1955): Probenahme von Erzen. Erforderliche Probemenge-Kurventafeln. *Erzmetall* 8, Beiheft B, B199-220.
- HARRIS, W.E. & KRATOCHVIL, B. (1974): Sampling variance in analysis for trace components in solids - Preparation of reference samples. *Anal. Chemistry*, 46(2), 313-315.
- HART, S.R. (1988): Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 273-296.
- HARTMANN, G. & HAASE G. (1979): Fehlerbetrachtungen zur Rubidium-Strontium-Datierung. *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 25(11), 517-521.
- HEBEDA, E.H. (1976): Massenspektrometrie und Geochronologie. *Nederlands Tijdschrift voor Vacuumtechniek*, 14, 15-21.
- HEBEDA, E.H. (1980): Kontrollierbare Isotopenfraktionierung bei Massenspektrometern mit thermischer Ionisierung. *Z. Naturforsch.* 35a, 24-28.
- HEINRICH, E.W. (1965): *Microscopic Petrography*. McGraw-Hill, New York.
- HENDERSON, P. (1982): *Inorganic Geochemistry*. Pergamon Press, Oxford, England.
- HENDERSON, P. (1984): *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam.
- HOFMANN, A.W. (1988): Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 297-314.
- HORSNAIL, R.F. (1979): The geology of tungsten. In: *Tungsten - Proceedings of the first International Tungsten Symposium, Stockholm, Sept. 5-7, 1979*. Mining Journal Books Ltd., London, England, 18-31.
- HUCH, K.M. (1988): Die panafrikanische Khzama-Geosutur im zentralen Anti-Atlas, Marokko. Schelzky & Jeep (Dissertation an der FU Berlin).
- HUSSEIN, A.A.A., ALI, M.M. & EL RAMLY, M.F. (1982): A proposed new classification of the granites of Egypt. *J. of Volcanology and Geothermal Research*, 14, 187-198.
- HYNDMAN, D.W. (1984): *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. McGraw-Hill Book Company, New York.
- ISHIHARA, S. (1977): The magnetite-series and ilmenite-series granitic rocks. *Mining Geol. (Japan)*, 27, 293-305.

- JAHNS, R.H. & BURNHAM, C.W. (1969): Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Econ. Geol.*, 64, 843-864.
- JOHANNSEN, A. (1918): *Manual of Petrographic Methods*. McGraw-Hill, New York.
- JULIVERT, M., FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1974): *Memória Explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- JULIVERT, M., MARTINEZ, F.J. & RIBEIRO, A. (1980): The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. *Mem. BRGM n° 108 - Coll. C6, 26^e CGI, Géologie de l'Europe du Précambrien aux bassins sédimentaires post-hercyniens*, 133-157.
- JUTEAU, M., MICHARD, A. & ALBAREDE F. (1986): The Pb-Sr-Nd isotope geochemistry of some recent circum-Mediterranean granites. *Contrib. Min. Petro.*, 92, 331-340, Springer-Verlag, Berlin.
- KLEEMAN, A.W. (1967): Sampling error in the chemical analysis of rocks. *J. geol. Soc. Aust.*, 14(1), 43-47.
- KOTSCH, S. (1985): *Geochemische und petrographische Untersuchungen an paläozoischen Vulkaniten eines Gebietes in NO Portugal (Trás-os-Montes)*. Unveröffentlichte Diplomarbeit des Fachbereichs Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.
- KRALIK, M. (1984): Effects of cation-exchange treatment and acid leaching on the Rb-Sr system of illite from Fithian, Illinois. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 527-533.
- KRISHNASWAMI, S., TUREKIAN, K.K. & BENNETT, J.T. (1984): The behavior of ²³²Th and the ²³⁸U decay chain nuclides during magma formation and volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 505-511.
- LEAKE, B.E. (1978): Granite emplacement: the granites of Ireland and their origin. In: D. R. Bowes & B.E. Leake (Eds.): *Crustal evolution in northwestern Britain and adjacent regions*. *Geol. J. Special Issue N° 10*.
- LE FORT, P. (1981 a): A chemical approach to orogenesis - matters arising. *Nature Vol.* 293, 167-168.
- LE FORT, P. (1981 b): Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya - a model for its genesis and emplacement. *J. Geophys. Research*, 86, N° B11, 10545-10568.
- LEHMANN, B. (1982): Metallogeny of tin: magmatic differentiation versus geochemical heritage. *Econ. Geol.*, 77, 50-59.

- LEHMANN, B. (1986): The Tanjungpandan Pluton, Belitung (Indonesia). Part I. Petrography. Intern. Rep., Bundesanstalt für Geowissenschaften, Hannover, 1-114.
- LEHMANN, B. (1987): Tin granites, geochemical heritage, magmatic differentiation. Geol. Rdsch., 76(1), 177-185.
- LOTZE, F. (1945): Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. Geotekt. Forschung, H. 6, 78-92, Stuttgart.
- MCCARTHY, T.S. & CAWTHORN, R.G. (1980): Changes in initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio during protracted fractionation in igneous complexes. J. of Petrology, 21(2), 245-264.
- McINTYRE, G.A., BROOKS, C, COMPSTON, W. & TUREK A. (1966): The statistical assessment of Rb-Sr isochrons. J. of Geophysical Research, 71(22), 5459-5468.
- MACKENZIE, W.S., DONALDSON, C.H., GUILFORD, C. (1982): Atlas of igneous rocks and their textures. Longman Group Ltd., Essex, England.
- MALKOVSKY, M., VACHTL, J. (Eds.): Genesis of the Kaolin Deposits/Kaolin Deposits of the World: A - Europe, B - Oversea Countries. Report of the Twenty-Third Session Czechoslovakia 1968, Proceedings of Symposium I: Academia, Prague 1968/1969.
- MASONNE, H.-J. (1984): Bestimmung von Intrusionstiefen variszischer Granite Mitteleuropas und Neuschottlands anhand der Chemie ihrer Hellglimmer. Fortschr. Miner. 62, Beiheft 1, 147-149.
- MEHNERT, K.R. (1987): 50 Jahre Granitforschung. Geol. Rdsch., 76(1), 1-14.
- MILLER, C.F. & BRADFISH, L.J. (1980): An inner Cordilleran belt of muscovite-bearing plutons. Geology, 8, 412-416.
- MILLER, C.F. & MITTFELDLDT, D.W. (1982): Light rare earth element depletion in felsic magmas. Geology, 10, 129-133.
- MITTFELDLDT, D.W. & MILLER, C.F. (1983): Geochemistry of the Sweetwater Wash Pluton, California: Implications for "anomalous" trace element behavior during differentiation of felsic magmas. Geochim. Cosmochim. Acta, 47, 109-124.
- MÖLLER, P. (1986): Anorganische Geochemie. Springer-Verlag Berlin.
- MUNHA, J., RIBEIRO, A. & RIBEIRO, M.L. (1984): Blueschists in the Iberian Variscan chain (Trás-os-Montes: NE Portugal). Comun. Serv. Geol. Portugal, t. 70(1), 31-53.
- NEBE, F. (1988): Bestimmung von Verteilungskoeffizienten für 26 Spurenelemente in einem Gabbro, einem Tonalit und einem Leukogranit aus Portugal. Unveröffentlichte Diplomarbeit des Fachbereichs Geowissenschaften der Freien Universität Berlin.

- NEIVA, A.M.R. (1982): On geochemistry and thermodynamic conditions of aplites, pegmatites and hydrothermal quartz veins with cassiterite and wolframite. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 68(1), 37-46.
- NEIVA, A.M.R. (1984): Tin-bearing granitic rocks. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, nº 98, 223-229.
- NEIVA, A.M.R., NEIVA, J.M.C. & PARRY, S.J. (1986): Geochemistry of the granitic rocks and their minerals from Serra da Estrela, Central Portugal. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51, 439-454.
- NEIVA, A.M.R. (1987a): Geochemistry of white micas from portuguese tin and tungsten deposits. *Chemical Geology*, 63, 299-317.
- NEIVA, A.M.R. (1987b): Geochemistry of greisenized granites and metasomatic schists of tungsten-tin deposits in Portugal. H.C. Helgeson (ed.), *Chemical Transport in Metasomatic Processes*, D. Reidel Publishing Company, 681-699.
- NEY, P. (1986): *Gesteinsaufbereitung im Labor*. Enke Verlag, Stuttgart.
- ODIN, G.S. (1986): Recent advances in phanerozoic time-scale calibration. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, 59, 103-110, Elsevier, Amsterdam.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. (1984): Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic Rocks. *J. of Petrol.*, 25(4), 956-983
- PHILLIPS, W.R. & GRIFFEN, D.T. (1981): *Optical Mineralogy - the nonopaque minerals*. Freeman & Co., San Francisco.
- PITCHER, W.S. (1979): The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. geol. Soc. London*, 136, 627-662.
- PITCHER, W.S. (1987): Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rdsch.*, 76(1), 51-79.
- PLIMER, I.R. (1987): Fundamental parameters for the formation of granite-related tin deposits. *Geol. Rdsch.*, 76(1), 23-40.
- PRIEM, H.N.A., SCHERMERHORN, L.J.G., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H. (1984): Rb-Sr geochronology of Variscan granitoids in the tin-tungsten province of Northern Portugal: a progress report. *Terra Cognita*, special issue, ECOG VIII Braunschweig, 11-12.
- PRIEM, H.N.A. & DEN TEX, E. (1984): Tracing crustal evolution in the NW Iberian Peninsula through the Rb-Sr and U-Pb systematics of Palaeozoic granitoids: a review. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35, 121-130.

- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H. & SCHERMERHORN, L.J.G. (1986): Isotopic ages of the Alcáçovas Orthogneiss and the Beja Porphyries, South Portugal. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 72(1/2), 3-7.
- REHDORF, K. (1988): Geologische und geochemische Aspekte von Vorlandgesteinen eines panafrikanischen Subduktionskomplexes nördöstlich des Jbel Sirwa (Anti-Atlas, Südmarokko). Schelzky & Jeep (Dissertation der FU Berlin).
- RIBEIRO, A. (1974): Contribution à l'Étude Tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Serviços Geológicos de Portugal, Memória N.º 24 - (Nova Série), Text- und Kartenband*, Lissabon. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 24.
- RIBEIRO, A., ANTUNES, M.T., FERREIRA, M.P., ROCHA, R.B., SOARES, A.F., ZBYSEWSKI, G., MOITINHO DE ALMEIDA, F., DE CARVALHO, D. MONTEIRO, J.H. (1979): Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. Portugal*, Lissabon.
- RIBEIRO, A., IGLÉSIAS, M., RIBEIRO, M.L. & PEREIRA, E. (1983): Modèle géodynamique des Hercynides Ibériques. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 69(2), 291-293.
- RIBEIRO, M.L. (1971): Estudo petrográfico dos escarnitos com scheelite de Cedais (Trás-os-Montes). *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica, Tomo II, Sección 1, Geologia*, 547-554.
- RIBEIRO, M.L. (1986): Geologia e petrologia da região a SW de Macedo de Cavaleiros (Trás-os-Montes oriental). Unveröffentlichte Dissertation der Universität Lissabon.
- RIBEIRO, M.L. (1987): Petrogenesis of early paleozoic peralkaline rhyolites from the Macedo de Cavaleiros region (NE Portugal). *Geol. Rdsch.* 76(1), 147-168.
- RIBEIRO, M.L., PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., SCHERMERHORN, L.J.G. (1985): Rb-Sr whole-rock age of peralkaline acidic volcanics in the Macedo de Cavaleiros area, Trás-os-Montes (NE Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 71(2), 171-174.
- RODDICK, J.C. & COMPSTON, W. (1977): Strontium isotopic equilibration: a solution to a paradox. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 34, 238-246.
- RÖSLER, H.J. & LANGE, H. (1976): *Geochemische Tabellen*, 2nd ed. Enke Verlag, Stuttgart.
- SACHS, L. (1970): *Statistische Methoden*. Springer-Verlag, Berlin.
- SAGGERSON, E.P. (1975): *Identification Tables for Minerals in Thin Sections*. Longman, London - New York.
- SCHARBERT, H.G. (1984): *Einführung in die Petrologie und Geochemie der Magmatite, Bd. I: Allgemeine Probleme der magmatischen Petrologie und Geochemie*. Verlag

Franz Deuticke, Wien.

- SCHERMERHORN, L.J.G. (1955): The age of the Beira-Schists (Portugal). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 12, 77-100.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1956): The granites of Trancoso (Portugal): A study in micor-clinization. *Am. J. Sci.*, 254, 329-348.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1959): Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal). *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 37, 1-617.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1981): Framework and evolution of Hercynian mineralisation in the Iberian Meseta. *Leidse Geol. Meded.*, 52(1), 23-56.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1985): Cumulate crystallization of the Gerês Granite (North Portugal) and the origin of schlieren in granite. *Fortschr. Miner.*, 63, Beiheft 1, 290, Stuttgart 1985.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1987a): Granite fractionation by convective cumulation. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4), 617-618 (Proceedings of the ISGAM "International Symposium on Granites and Associated Mineralizations" Salvador, Bahia, Brasil, 21.-31. Jan. 1987).
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1987b): The Hercynian gabbro-tonalite-granite-leucogranite suite of Iberia: geochemistry and fractionation. *Geol. Rdsch.*, 76(1), 137-145.
- SCHERMERHORN, L.J.G. & KOTSCH, S. (1984): First occurrence of lawsonite in Portugal and tectonic implications. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 70(1), 23-29.
- SCHERMERHORN, L.J.G. & WALLFASS (1985): Ibergranite-Bericht 1985. Unveröffentlichter DFG-Bericht.
- SCHREIBER, M. (1985): Petrographie und Geochemie der Gneise und der herzynischen Granitoide im Gebiet von Miranda do Douro/NE-Portugal. *Berliner geowiss. Abh. (A)*, 61, Dietrich Reimer, Berlin.
- SCHROLL, E. (1974): *Analytische Geochemie - II*. Enke Verlag, Stuttgart.
- SCHÜTZ, W. (1985): Magmatismus und Metallogenese im zentralen Teil des SW-iberischen Pyritgürtels, Prov. Huelva, Spanien. X-Publikationen, EXpress Edition, Berlin.
- SONTAG, H. (1982): siehe TECHNISCHE UNIVERSITÄT BERLIN.
- STEMPROK, M. (1979): Mineralized granites and their origin. *Episodes*, Vol. 1979, N° 3 (UNESCO), 20-24.

- STEMPROK, M. (1987): Greisenization (a review). *Geol. Rdsch.*, 76(1), 169–175.
- TAYLOR, H.P. (1977): Water/rock interactions and the origin of H₂O in granitic batholiths. *J. geol. Soc. London*, 133(6), 509–558.
- TAYLOR, R.G. (1979): *Geology of tin deposits*. Elsevier, Amsterdam.
- TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. (1985): *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.
- TECHNISCHE UNIVERSITÄT BERLIN (1982): *Publikationspraxis*. (Hrsg. Helmut Sontag) Universitätsbibliothek Abt. Publikationen, Berlin.
- TIETZE, J. (1989): Geostatistische Untersuchungen und Vorratsschätzung des westlichen Bergbaugesbietes der Etibank nahe Keban.
- TINDLE, A.G. & PEARCE, J.A. (1981): Petrogenetic modelling of in situ fractional crystallization in the zoned Loch Doon pluton, Scotland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 196–207.
- TISCHENDORF, G. (1977): Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare-element mineralisation. In: Stempok, M., Burnol, L. & Tischendorf, G. (Eds.), *Metallization associated with acid magmatism*; Prague (*Geol. Surv.*), 2, 41–96.
- TRÖGER, W.E (1969): *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Teil 1 Bestimmungstabellen, Teil 2 Textband. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- TUTTLE, O.F. & BOWEN, N.L. (1958): Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈–KAlSi₃O₈–SiO₂–H₂O. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74, 1–153.
- UHLIG, S. (1984): Der Pluton von Boal (W–Asturien, Spanien) und seine Scheelitlagerstätte Penouta. *Z. dt. geol. Ges.*, 135, 345–371.
- VERSCHURE, R.H. (1978): A microscope-mounted drill to isolate microgram quantities of mineral material from thin and polished section. *Min. Magazine, Min. Soc.*, 42, 499–503.
- VETTER, U. & TESSENSOHN, F. (1987): S- and I-Type granitoids of North Victoria Land, Antarctica, and their inferred geotectonic setting. *Geol. Rdsch.*, 76(1), 233–243.
- WALLBRECHER, E. (1979): Methoden zum quantitativen Vergleich von Regelungsgraden und -formen strukturgeologischer Datenmengen mit Hilfe von Vektorstatistik und Eigenwert-Analyse. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 159(1), 113–149, Stuttgart.
- WALLBRECHER, E. (1986): *Tektonische und gefügeanalytische Arbeitsweisen*. Enke Verlag, Stuttgart.

- WALLFASS, C.M. (1985): Geochemistry of the Romeu Granite (NE Portugal): trace element fractionation of a leucogranite. *Fortschritte der Mineralogie*, **63**, Beiheft 1, 296.
- WALLFASS, C.M. (1987): The Romeu pluton, NE Portugal: constraints on the origin of leucogranite. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(4), 609-611 (Proceedings of the ISGAM "International Symposium on Granites and Associated Mineralizations" Salvador, Bahia, Brasil, 21.-31. Jan. 1987).
- WALLFASS, C.M. (1988): Element profile and origin of the Romeu leucogranite pluton (NE Portugal). *Geol. Rdsch.* **77**(3), 737-746.
- WATSON, E.B. & HARRISON, T.M. (1983): Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **64**, 295-304.
- WEBER, K. & BEHR, H.-J. (1983): Geodynamic interpretation of the Mid-European Variscides. In: H. Martin and W. Eder (Eds.), *Intracontinental Fold Belts*, 427-469. Springer, Heidelberg.
- WHITE, W.M. & PATCHET, J. (1984): Hf-Nd-Sr isotops and incompatible element abundances in island arcs: implications for magma origins and crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.* **67**, 167-185.
- WILDBERG, H.G.H. (1987): High level and low level plagiogranites from the Nicoya ophiolite complex, Costa Rica, Central America. *Geol. Rdsch.*, **76**(1), 285-301.
- WILSON, A.D. (1964): The sampling of silicate rock powders for chemical analysis. *The Analyst*, **89**, 18-30, London.
- WINKLER, H.G.F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5th ed., Springer, Berlin.
- WYLLIE, P.J., HUANG, W.L., STERN, C.R. & MAALOE, S. (1976): Granitic magmas: possible and impossible sources, water contents, and crystallization sequences. *Can. J. Earth Sci.*, **13**, 1007-1019.
- ZUSSMAN, J. (1977): *Physical methods in determinative mineralogy* 2nd ed. Academic press, London, New York, San Francisco.

ANHANG

Tab. 1: Romeupluton Gesamtgestein (RFA, AAS, Potentiometrie), CW-Proben	1
Tab. 2: Romeupluton Gesamtgestein (RFA), IBG-Proben	31
Tab. 3: Romeupluton Gesamtgestein - Mittelwerte der RFA	34
Tab. 4: Romeupluton Gesamtgestein (Rb, Sr - RFA und Massenspektrometer Amsterdam)	35
Tab. 5: Vergleich RFA Berlin/Amsterdam (Rb, Sr - Preßlinge/Pulver)	36
Tab. 6: Vergleich RFA Berlin/Amsterdam (Rb, Sr - Preßlinge)	37
Tab. 7: Romeupluton Mineralfraktionen (Verteilungskoeffizienten, RFA, MS)	38
Tab. 8: Normierungswerte Calde-Granit und Beiraschiefer	46
Tab. 9: Normierungswerte Primitiver Mantel	47
Karte aller Probenpunkte und der Gesteinstypen	48
Karte der geochemisch analysierten Proben	49
Probenpunktkarte des äquidistanten Beprobungsgitters (500-m-Abstand)	50
Kurzlebenslauf	51

Tab. 1: Romeupluton Gesamtgestein (RFA, AAS, Potentiometrie), CW-Proben

Probe Klasse	003* 6	005-5 7	009* 6	012-1 1	012-2 1	015* 9	016 1
SiO ₂ %		75.86	75.83	75.34	74.47	50.31	73.54
Al ₂ O ₃		13.42	14.16	14.38	14.24	10.94	14.98
Fe ₂ O ₃ T.		0.45	0.80	0.71	0.69	2.04	0.90
MgO		0.03	0.07	0.11	0.12	0.19	0.09
CaO		0.90	0.09	0.27	0.32	0.18	0.37
Na ₂ O		7.84	2.58	4.53	4.39	2.14	4.52
K ₂ O		0.11	4.35	3.82	3.95	4.04	3.86
TiO ₂		0.01	0.04	0.03	0.04	0.01	0.02
P ₂ O ₅		0.69	0.14	0.41	0.39	0.62	0.52
MnO		0.02	0.01	0.05	0.04	22.85	0.11
GV		0.36	1.50	0.76	0.82	5.94	0.86
Summe	0.00	99.69	99.57	100.41	99.47	99.26	99.77
Sc ppm	3	4	3	2	2	<1	4
V	19	3	2	2	2	5	2
Cr			<1	<1	<1		<1
Co	7	4	4	4	4	5	5
Ni			1	1	1		1
Cu	<1	4	3	2	1	19	<1
Zn	194	<1	27	64	34	2399	126
Ga	37	20	30	27	26	28	32
Rb	190	8	764	660	636	837	943
Sr	49	26	47	6	12	432	18
Y	34	4	12	14	15	11	19
Zr	83	13	17	13	11	16	12
Nb	12	9	14	11	10	10	17
Mo			3	3	3		3
Sn	25	<1	28	22	20	33	52
Cs			52	28	28		112
Ba	39	17	7	17	15	246	11
Hf	6	5	6	4	7	6	3
Ta	2	4	4	3	4	2	3
W	10	4	1	2	5	2	5
Pb	36	12	15	14	16	17	13
Th	12	2	5	4	4	4	4
U	54	4	3	16	18	147	10
La	12	6	<1	1	1	<1	1
Ce	35	19	17	19	19	21	20
Nd	26	16	17	16	19	17	17
A/CNK	0	0.92	1.55	1.19	1.18	1.33	1.22
Rb/Sr	3.88	0.31	16.26	110.00	53.00	1.94	52.39

* nicht repräsentative Proben (Chip-Analysen: von diesen Proben wurden nur ca. 50 g aufbereitet und Widia- oder Achatgefäß der Scheibenschwingmühle gemahlen, s. Kap. 2). Alle Elemente mit Ausnahme von Li und F wurden mit RFA, Li mit AAS und F mit Potentiometrie bestimmt (s. Kap. 1). Cr-, Ni-, Mo-Gehalte aus B-Proben; Granitklassen 1 - 8 s. Textteil S. 63 und S. 44ff., Klassen 9 - 11 wie folgt: 9: schwarzer, 10: grüner, 11: heller Kluffbelag. CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	017 1	048 1	049 1	050 1	052 1	058 1	059 1
SiO ₂ %	73.99	74.04	73.34	74.43	72.77	74.41	74.00
Al ₂ O ₃	14.59	14.82	15.14	14.92	15.84	14.49	14.58
Fe ₂ O ₃ T	0.81	0.83	0.77	0.67	0.89	0.83	0.82
MgO	0.08	0.10	0.11	0.09	0.13	0.09	0.06
CaO	0.27	0.36	0.36	0.29	0.35	0.36	0.28
Na ₂ O	4.46	4.37	4.34	4.46	4.25	4.61	4.63
K ₂ O	3.90	3.81	3.89	3.78	3.79	3.63	3.73
TiO ₂	0.02	0.04	0.06	0.03	0.06	0.02	0.02
P ₂ O ₅	0.44	0.45	0.40	0.40	0.37	0.48	0.47
MnO	0.06	0.06	0.03	0.03	0.05	0.04	0.05
GV	0.79	0.93	0.86	1.00	1.15	0.82	0.77
Summe	99.41	99.81	99.30	100.10	99.65	99.78	99.41
Sc ppm	4	3	2	5	4	2	2
V	3	3	2	3	4	2	1
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	4	5	4	4	4	6	4
Ni	1	1	1	1	1	1	1
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	91	46	66	72	70	84	107
Ga	30	30	31	31	38	28	31
Rb	761	785	718	735	677	612	731
Sr	5	22	11	24	10	26	6
Y	16	19	19	19	18	15	17
Zr	10	23	23	25	25	15	16
Nb	17	15	13	12	15	11	12
Mo	3	3	3	3	3	3	3
Sn	32	34	33	27	31	19	26
Cs	66	52	52	65	52	41	55
Ba	12	8	8	14	9	15	11
Hf	3	4	6	5	6	3	2
Ta	3	4	3	3	4	1	2
W	3	3	3	3	5	4	4
Pb	13	13	13	15	13	12	11
Th	4	5	5	6	7	3	2
U	15	24	17	26	31	16	16
La	1	1	1	2	1	<1	<1
Ce	20	21	23	26	23	20	20
Nd	17	19	16	20	16	16	15
Li	343			379		221	323
F	2100			2121		1516	1651
A/CNK	1.21	1.24	1.26	1.25	1.35	1.19	1.20
Rb/Sr	152.20	35.68	65.27	30.63	67.70	23.54	121.83

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	059-3 1	060 1	061 1	061-3* 6	062-1* 6	062-2-1* 11	062-2-2* 6
SiO ₂ %	73.48	74.39	74.54			70.70	71.39
Al ₂ O ₃	14.54	14.32	14.41			16.63	15.93
Fe ₂ O ₃ T	0.88	0.74	0.71			2.10	3.63
MgO	0.06	0.06	0.06			0.32	0.32
CaO	0.23	0.31	0.25			0.17	0.22
Na ₂ O	4.60	4.53	4.38			1.80	1.20
K ₂ O	3.74	3.73	3.89			3.65	3.54
TiO ₂	0.02	0.02	0.02			0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.46	0.48	0.40			0.16	0.16
MnO	0.18	0.06	0.04			0.02	0.05
GV	0.87	0.85	0.77			3.65	3.90
Summe	99.06	99.49	99.47	0.00	0.00	99.23	100.37
Sc ppm	3	<1	2	4	3	2	2
V	1	1	1	20	7	8	20
Cr	<1	<1	<1			2	5
Co	4	4	4	9	5		
Ni	1	1	1			4	5
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	1	3
Zn	107	112	86	115	111	169	177
Ga	31	30	29	27	34	30	30
Rb	738	776	848	122	811	799	724
Sr	6	10	22	102	26	24	16
Y	17	16	17	8	13	17	15
Zr	15	13	10	108	26	49	118
Nb	13	14	13	8	15	13	13
Mo	3	3	3				
Sn	27	25	39	11	42	36	29
Cs	52	52	52				
Ba	6	9	14	77	15	10	11
Hf	3	3	5	8	4	6	5
Ta	2	4	4	1	5	3	3
W	3	4	1	7	6		
Pb	11	11	12	34	17	10	12
Th	3	4	4	10	4	3	4
U	18	14	6	50	5	11	17
La	<1	<1	<1	10	2	<1	<1
Ce	18	17	22	32	25	20	21
Nd	16	16	19	21	16	19	19
A/CNK	1.21	1.19	1.21	0	0	2.30	2.57
Rb/Sr	123.00	77.60	38.55	1.20	31.19	33.29	45.25

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

* nicht repräsentative Proben, s. S. 1 von Tab. 1

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	069 1	072 1	073 1	074-1 1	074-3 6	075-1 1	075-2 1
SiO ₂ %	73.88	74.60	74.10	74.33	75.06	73.82	73.98
Al ₂ O ₃	14.91	14.86	14.70	14.63	14.07	14.53	14.71
Fe ₂ O ₃ T	0.72	0.81	0.75	0.77	0.80	0.86	0.72
MgO	0.05	0.09	0.07	0.10	0.09	0.05	0.06
CaO	0.36	0.34	0.20	0.31	0.34	0.21	0.23
Na ₂ O	4.68	4.50	4.37	4.39	3.79	4.53	4.63
K ₂ O	3.70	3.80	3.83	3.78	3.90	3.76	3.67
TiO ₂	0.01	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
P ₂ O ₅	0.53	0.45	0.37	0.42	0.47	0.52	0.49
MnO	0.03	0.05	0.03	0.05	0.06	0.06	0.05
GV	0.72	0.88	1.00	0.81	0.83	0.76	0.80
Summe	99.59	100.42	99.44	99.62	99.44	99.12	99.36
Sc ppm	1	3	4	1	2	2	2
V	3	3	3	2	2	2	<1
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	4	4	4	4	4	4	4
Ni	1	1	1	1	1	1	1
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	1	<1
Zn	97	86	83	71	71	99	80
Ga	31	30	30	29	27	30	28
Rb	779	729	684	673	677	842	736
Sr	41	7	28	13	25	5	3
Y	16	17	14	14	15	16	15
Zr	9	17	10	12	12	11	14
Nb	14	13	12	12	11	14	12
Mo	3	3	3	3	3	3	3
Sn	38	34	25	34	32	39	40
Cs	52	80	52	83	52	107	52
Ba	12	15	9	7	12	8	3
Hf	5	3	2	7	5	4	6
Ta	4	2	2	3	4	5	5
W	4	4	3	3	3	2	2
Pb	10	13	12	13	14	11	12
Th	3	4	3	3	4	4	4
U	17	20	4	9	13	15	10
La	1	2	<1	<1	1	<1	<1
Ce	19	23	20	21	19	21	21
Nd	16	17	14	17	15	14	17
A/CNK	1.21	1.22	1.26	1.23	1.27	1.22	1.23
Rb/Sr	19.00	104.14	24.43	51.77	27.08	168.40	245.33

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	075-6* 6	076 1	084 2	084-2 6	4 7	8 7	10 4
SiO ₂ %		73.49	74.75	73.43	74.45	73.08	71.03
Al ₂ O ₃		14.92	14.55	14.10	15.12	14.81	15.57
Fe ₂ O ₃ T		0.76	1.40	1.41	0.55	0.61	2.49
MgO		0.07	0.28	0.32	0.06	0.05	0.14
CaO		0.40	0.32	0.51	0.31	0.44	0.40
Na ₂ O		4.72	3.19	3.23	4.37	5.63	3.22
K ₂ O		3.53	3.96	4.82	3.76	2.96	4.30
TiO ₂		0.01	0.16	0.20	0.01	0.01	0.17
P ₂ O ₅		0.54	0.28	0.41	0.47	0.53	0.41
MnO		0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.05
GV		0.81	1.44	1.03	0.86	0.86	1.41
Summe	0.00	99.28	100.35	99.49	99.98	99.02	99.19
Sc ppm	3	3	6	4	1	3	5
V	2	1	12	11	2	2	1
Cr		<1	2	1	<1	<1	<1
Co	4	4	5	5	4	4	5
Ni		1	1	2	1	1	1
Cu	<1		<1	<1	3	<1	9
Zn	25	1	69	40	12	45	68
Ga	22	32	29	22	30	26	39
Rb	148	756	556	245	509	557	658
Sr	16	41	19	54	30	142	8
Y	6	18	14	8	11	11	11
Zr	15	15	55	66	10	10	42
Nb	5	13	11	10	14	13	21
Mo		3	2	2	3	3	3
Sn	9	31	26	19	13	16	28
Cs		52	42	27	52	17	56
Ba	26	19	39	153	20	38	14
Hf	3	6	6	6	6	3	3
Ta	3	4	2	2	4	2	3
W	1	1	8	7	3	3	5
Pb	20	10	20	31	19	10	10
Th	4	3	11	8	4	2	5
U	28	22	3	8	7	12	16
La	7	<1	11	7	<1	1	5
Ce	26	21	35	32	17	19	20
Nd	19	15	21	20	16	16	7
Li							363
F							2915
A/CNK	0	1.21	1.44	1.23	1.28	1.12	1.46
Rb/Sr	9.25	18.44	29.26	4.54	16.97	3.92	82.25

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

* nicht repräsentative Proben, s. S. 1 von Tab. 1

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	10-1 5	10-2 4	11-1 1	11-2 1	14 1	15 1	17 3
SiO ₂ %	73.88	70.78	74.58	73.77	74.30	73.79	72.70
Al ₂ O ₃	15.62	16.68	14.79	14.99	14.65	15.05	15.60
Fe ₂ O ₃ T	1.03	1.99	0.69	0.75	0.69	0.72	0.95
MgO	0.04	0.19	0.05	0.11	0.04	0.04	0.14
CaO	0.46	0.45	0.30	0.42	0.40	0.23	0.54
Na ₂ O	3.47	1.36	4.08	4.94	4.14	4.19	4.11
K ₂ O	4.24	5.21	3.78	3.85	3.96	3.78	3.66
TiO ₂	0.02	0.12	0.02	0.02	0.02	0.02	0.09
P ₂ O ₅	0.59	0.39	0.37	0.48	0.53	0.39	0.42
MnO	0.05	0.04	0.02	0.03	0.05	0.04	0.03
GV	0.12	1.80	0.91	0.76	0.78	0.94	1.22
Summe	99.52	99.01	99.59	100.12	99.56	99.19	99.46
Sc ppm	3	9	2	3	4	5	3
V	5	4	1	2	2	1	7
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	2
Co	4	5	<1	4	4	4	1
Ni	1	1	1	<1	1	1	<1
Cu	<1	3	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	96	98	80	97	34	82	65
Ga	35	64	29	29	28	29	28
Rb	775	728	718	719	732	716	588
Sr	53	7	19	26	19	9	17
Y	17	25	15	15	17	18	17
Zr	9	46	13	10	5	17	48
Nb	17	24	12	12	11	12	11
Mo	3	3	3	3	3	3	3
Sn	22	33	31	26	24	29	31
Cs	35	52	78	59	29	65	47
Ba	18	12	12	11	13	15	22
Hf	3	2	3	4	2	3	4
Ta	3	1	3	2	2	4	1
W	5	9	3	3	3	3	4
Pb	10	8	11	12	13	13	17
Th	6	3	4	5	3	3	10
U	5	22	7	13	8	4	3
La	<1	4	1	<1	1	1	11
Ce	17	23	14	18	17	18	24
Nd	16	6	16	16	16	16	17
A/CNK	1.40	1.92	1.30	1.15	1.24	1.32	1.33
Rb/Sr	14.62	104.00	37.79	27.65	38.53	79.56	34.59

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	18 1	22-3 1	23-1 6	23-2 6	23-3 1	28 1	30 1
SiO ₂ %	74.23	73.58	74.28	74.14	73.81	74.00	74.26
Al ₂ O ₃	14.73	15.08	15.09	15.08	14.99	14.62	14.19
Fe ₂ O ₃ T	0.74	0.77	0.68	0.69	0.81	0.75	0.65
MgO	0.05	0.10	0.03	0.05	0.06	0.06	0.13
CaO	0.39	0.37	0.35	0.30	0.33	0.41	0.36
Na ₂ O	4.24	5.09	3.99	3.87	4.64	4.20	4.07
K ₂ O	3.73	3.85	3.81	3.80	4.05	3.78	4.08
TiO ₂	0.03	0.01	0.06	0.06	0.02	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.45	0.46	0.36	0.35	0.45	0.43	0.38
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
GV	0.88	0.76	0.89	1.04	0.76	0.84	0.96
Summe	99.50	100.10	99.57	99.41	99.95	99.15	99.13
Sc ppm	3	3	3	5	2	2	3
V	2	1	6	5	3	2	2
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	4	4	4	4	4	4	4
Ni	1	1	1	1	1	1	2
Cu	<1	<1	<1	1	<1	<1	1
Zn	69	83	9	14	92	90	4
Ga	29	29	31	31	30	29	27
Rb	633	744	555	573	788	651	536
Sr	44	14	12	11	15	36	12
Y	15	15	14	14	17	15	12
Zr	16	11	23	21	13	10	10
Nb	11	12	12	12	13	11	10
Mo	3	3	3	3	3	3	3
Sn	26	27	18	19	30	23	13
Cs	37	53	18	21	60	49	18
Ba	14	15	18	16	14	14	20
Hf	4	3	5	4	5	4	3
Ta	1	2	4	3	3	2	1
W	4	5	6	4	3	3	4
Pb	14	11	16	16	12	13	15
Th	4	3	5	5	2	5	4
U	12	10	12	6	10	1	9
La	<1	1	<1	4	<1	3	1
Ce	19	19	21	21	20	19	19
Nd	18	17	15	17	14	14	15
A/CNK	1.26	1.14	1.33	1.37	1.19	1.24	1.21
Rb/Sr	14.39	53.14	46.25	52.09	52.53	18.08	44.67

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	31 1	32 1	33 3	34 5	35 5	36-1 5	38-1 5
SiO ₂ %	74.55	72.96	76.51	77.26	73.04	73.81	74.95
Al ₂ O ₃	14.45	15.23	12.91	13.01	15.09	14.64	14.71
Fe ₂ O ₃ T	0.59	0.80	0.78	0.81	1.17	0.81	0.62
MgO	0.10	0.26	0.13	0.04	0.12	0.16	0.01
CaO	0.23	0.43	0.49	0.19	0.34	0.47	0.23
Na ₂ O	4.21	4.02	3.69	3.77	3.52	3.76	3.83
K ₂ O	3.84	3.74	3.80	2.92	4.48	4.09	4.12
TiO ₂	0.03	0.05	0.06	0.02	0.05	0.03	0.02
P ₂ O ₅	0.40	0.40	0.40	0.22	0.36	0.41	0.30
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.06	0.02	0.02
GV	1.04	1.28	0.86	0.92	1.09	1.32	0.85
Summe	99.47	99.20	99.66	99.19	99.32	99.52	99.66
Sc ppm	3	2	2	3	3	5	1
V	<1	<1	4	4	3	1	<1
Cr	<1	<1	1	<1	<1	<1	<1
Co	6	6	6	4	6	4	5
Ni	1	1	<1	1	1	1	1
Cu	2	<1	<1	23	24	<1	<1
Zn	16	74	47	20	41	39	26
Ga	27	27	23	29	33	31	28
Rb	531	637	493	453	609	465	661
Sr	15	20	20	12	12	7	14
Y	12	17	12	7	14	8	13
Zr	13	17	27	18	14	11	5
Nb	11	11	9	11	15	12	12
Mo	3	3	2	3	3	3	3
Sn	17	27	22	14	22	15	21
Cs	17	60	48	16	18	18	52
Ba	16	14	22	12	14	8	28
Hf	4	4	3	3	4	2	2
Ta	4	3	2	3	<1	2	2
W	5	3	5	6	7	4	3
Pb	11	8	12	83	11	14	7
Th	2	3	3	4	1	4	1
U	11	30	2	8	4	2	<1
La	3	5	4	1	1	<1	2
Ce	21	15	19	19	18	18	17
Nd	7	6	7	17	7	18	5
Li	63	227					
F	985	2183					
A/CNK	1.26	1.33	1.17	1.34	1.34	1.28	1.32
Rb/Sr	35.40	31.85	24.65	37.75	50.75	66.43	47.21

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	42 1	43 3	44 1	45 1	46 1	46-1 1	49 1
SiO ₂ %	74.27	74.39	74.19	73.98	74.40	73.86	74.49
Al ₂ O ₃	14.76	14.64	14.94	14.84	14.37	14.63	14.76
Fe ₂ O ₃ T	0.72	0.79	0.75	0.74	0.72	0.71	0.73
MgO	0.03	0.12	0.09	0.09	0.04	0.04	0.12
CaO	0.39	0.33	0.25	0.35	0.40	0.42	0.23
Na ₂ O	4.47	4.00	3.98	4.99	4.39	4.47	4.20
K ₂ O	3.70	3.81	3.75	3.70	3.71	3.64	3.72
TiO ₂	0.03	0.05	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
P ₂ O ₅	0.50	0.38	0.40	0.41	0.44	0.52	0.37
MnO	0.06	0.04	0.02	0.02	0.04	0.05	0.02
GV	0.71	1.00	1.10	0.64	0.70	0.72	1.07
Summe	99.64	99.55	99.50	99.78	99.23	99.08	99.73
Sc ppm	2	2	4	2	4	2	<1
V	2	2	<1	3	1	1	1
Cr	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1
Co	<1	6	4	4	4	4	1
Ni	1	<1	1	<1	1	1	4
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	62	48	57	65	66	68	83
Ga	26	28	29	28	28	29	27
Rb	650	634	613	683	644	701	655
Sr	10	19	14	22	15	29	9
Y	14	9	13	14	14	16	15
Zr	3	22	9	14	11	10	17
Nb	9	11	11	11	10	11	12
Mo	3	3	3	3	3	3	3
Sn	28	24	22	28	23	24	28
Cs	76	37	46	62	60	52	41
Ba	14	21	10	10	7	9	14
Hf	5	1	3	3	2	4	4
Ta	4	5	2	3	2	2	3
W	3	4	3	5	3	4	2
Pb	14	10	12	13	13	11	7
Th	4	2	4	3	3	3	<1
U	11	4	2	15	23	21	1
La	1	4	<1	<1	<1	1	2
Ce	17	19	18	16	20	19	13
Nd	14	7	16	14	14	17	4
Li							130
F							946
A/CNK	1.22	1.30	1.35	1.15	1.20	1.21	1.30
Rb/Sr	65.00	33.37	43.79	31.05	42.93	24.17	72.78

Cf82-Proben von 001 - 090, Cf83 von 1 - 132, Cf84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	50 2	53 1	55 1	56 1	57-2 5	57-3 4	59 1
SiO ₂ %	74.50	73.29	73.67	74.36	74.11	70.28	74.40
Al ₂ O ₃	14.39	15.26	14.38	14.79	15.20	15.81	14.26
Fe ₂ O ₃ ^T	1.21	0.77	0.59	0.89	0.68	2.69	0.74
MgO	0.17	0.09	0.04	0.07	0.04	0.25	0.11
CaO	0.43	0.36	0.43	0.22	0.54	0.34	0.43
Na ₂ O	3.49	4.73	4.82	4.72	2.34	2.44	4.28
K ₂ O	3.72	3.76	3.88	3.88	4.89	5.56	3.74
TiO ₂	0.13	0.03	0.01	0.02	0.06	0.25	0.03
P ₂ O ₅	0.35	0.38	0.56	0.42	0.42	0.29	0.44
MnO	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
GV	1.05	0.91	0.69	0.72	1.40	1.47	0.87
Summe	99.47	99.60	99.09	100.12	99.70	99.41	99.33
Sc ppm	4	2	3	2	8	8	2
V	9	3	1	2	3	11	1
Cr	4	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	2	4	4	4	4	6	5
Ni	<1	1	1	1	1	1	1
Cu	1	<1	<1	<1	1	<1	1
Zn	49	33	70	93	18	319	75
Ga	28	30	28	29	37	43	26
Rb	483	613	660	858	356	482	674
Sr	16	13	115	16	10	7	41
Y	15	14	15	18	13	7	15
Zr	44	10	11	15	16	39	14
Nb	10	12	12	14	13	20	11
Mo	2	3	3	3	3	3	3
Sn	23	23	25	37	5	14	35
Cs	39	45	36	89	9	52	86
Ba	29	11	23	13	19	9	13
Hf	4	4	3	2	4	4	4
Ta	3	2	5	2	1	2	3
W	8	5	3	3	6	8	3
Pb	14	13	11	12	20	306	9
Th	6	2	3	4	3	8	1
U	5	2	4	5	6	7	1
La	10	<1	2	<1	4	3	2
Ce	26	17	16	17	22	24	12
Nd	17	17	17	18	17	22	5
Li	228						305
F	1777						1970
A/CNK	1.36	1.22	1.11	1.20	1.50	1.48	1.20
Rb/Sr	30.19	47.15	5.74	53.63	35.60	68.86	16.44

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	60 1	61 1	62 1	63 1	66 1	67 1	68 1
SiO ₂ %	74.30	74.17	73.82	73.61	73.95	73.82	73.96
Al ₂ O ₃	14.31	15.04	14.78	15.53	14.88	14.38	15.03
Fe ₂ O ₃ T	0.81	0.79	0.84	0.67	0.77	0.79	0.70
MgO	0.07	0.08	0.04	0.05	0.03	0.06	0.02
CaO	0.18	0.27	0.17	0.20	0.28	0.35	0.32
Na ₂ O	4.40	4.69	4.05	4.81	4.38	4.37	3.96
K ₂ O	3.77	3.82	3.86	4.22	3.64	4.01	3.83
TiO ₂	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.05
P ₂ O ₅	0.40	0.42	0.41	0.44	0.42	0.51	0.40
MnO	0.04	0.05	0.05	0.01	0.03	0.03	0.02
GV	0.95	0.90	1.07	0.78	0.96	0.79	0.99
Summe	99.25	100.25	99.11	100.34	99.36	99.14	99.28
Sc ppm	3	2	1	2	2	2	1
V	<1	2	1	2	1	3	2
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	4	4	6	4	5	4	4
Ni	1	1	1	1	1	2	1
Cu	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1
Zn	84	68	80	98	103	77	62
Ga	30	28	28	30	30	27	28
Rb	738	685	739	841	786	774	688
Sr	5	21	19	26	22	42	28
Y	15	16	15	17	16	11	17
Zr	14	7	11	12	8	18	14
Nb	13	11	13	16	14	13	11
Mo	3	3	3	3	3	3	3
Sn	32	27	31	43	43	42	27
Cs	70	65	59	98	138	94	47
Ba	11	16	14	15	15	9	14
Hf	3	2	4	3	2	4	4
Ta	4	3	3	5	2	3	3
W	4	3	6	2	4	5	4
Pb	12	13	8	11	8	13	14
Th	3	3	1	3	1	5	4
U	<1	3	3	11	1	23	2
La	<1	<1	2	<1	<1	<1	1
Ce	19	19	13	21	2	19	22
Nd	16	16	7	17	5	16	17
Li			299		365		
F			2155		2830		
A/CNK	1.23	1.22	1.33	1.21	1.28	1.18	1.34
Rb/Sr	147.60	32.62	38.89	32.35	35.73	18.43	24.57

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	70 1	71 3	72 1	73-1 1	73 1	74 1	75 1
SiO ₂ %	72.99	73.64	75.14	73.92	73.90	75.00	74.20
Al ₂ O ₃	15.50	14.91	14.74	14.71	14.73	14.56	14.78
Fe ₂ O ₃ T	0.58	0.80	0.77	0.72	0.74	0.76	0.89
MgO	0.01	0.09	0.01	0.11	0.05	0.03	0.05
CaO	0.38	0.39	0.31	0.22	0.36	0.26	0.38
Na ₂ O	5.00	3.83	4.14	4.10	4.03	3.79	4.41
K ₂ O	3.44	3.78	3.79	3.81	3.79	3.87	3.74
TiO ₂	0.01	0.07	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02
P ₂ O ₅	0.57	0.38	0.39	0.30	0.42	0.30	0.51
MnO	0.04	0.03	0.04	0.02	0.03	0.02	0.05
GV	0.87	1.08	0.88	1.17	0.96	0.99	0.74
Summe	99.39	99.00	100.25	99.11	99.04	99.62	99.77
Sc ppm	3	3	3	2	2	3	5
V	1	1	3	1	4	4	3
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	6	5	4	6	4	4	4
Ni	1	1	1	1	1	1	2
Cu	1	1	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	59	41	24	37	28	48	93
Ga	29	31	29	26	29	28	28
Rb	699	636	648	662	661	579	792
Sr	136	15	10	23	23	17	39
Y	7	10	15	8	14	14	10
Zr	12	35	19	9	9	12	15
Nb	13	13	12	12	12	10	13
Mo	3	3	3	3	3	3	3
Sn	17	28	27	25	24	25	40
Cs	44	37	31	36	53	53	89
Ba	16	16	17	17	20	16	9
Hf	3	3	3	2	3	3	2
Ta	4	2	3	2	2	2	3
W	4	6	6	7	4	4	6
Pb	5	10	15	8	12	13	11
Th	1	3	3	<1	3	4	4
U	7	4	9	4	6	1	3
La	2	6	3	4	<1	<1	<1
Ce	15	24	20	19	19	19	20
Nd	14	7	16	5	14	18	15
Li	109	246		146			
F	1391	1890		2064			
A/CNK	1.23	1.34	1.28	1.31	1.29	1.34	1.23
Rb/Sr	5.14	42.40	64.80	28.78	28.74	34.06	20.31

CM82-Proben von 001 - 090, CM83 von 1 - 132, CM84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	76 3	77 2	78 7	80 1	81 4	84 6	85-1 1
SiO ₂ %	74.48	74.98	74.82	74.39	69.65	73.93	75.06
Al ₂ O ₃	14.39	14.28	13.66	14.27	16.54	14.36	14.61
Fe ₂ O ₃ T	0.90	1.13	0.58	0.78	1.87	0.83	0.79
MgO	0.13	0.15	0.01	0.04	0.19	0.04	0.05
CaO	0.52	0.47	0.39	0.23	0.48	0.35	0.19
Na ₂ O	4.33	3.38	5.46	4.37	2.47	4.21	4.45
K ₂ O	3.80	3.75	3.10	3.75	5.88	4.03	3.63
TiO ₂	0.02	0.13	0.01	0.01	0.07	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.45	0.38	0.62	0.40	0.55	0.45	0.40
MnO	0.04	0.03	0.07	0.04	0.05	0.03	0.06
GV	0.85	1.07	0.46	0.88	1.46	0.89	0.87
Summe	99.91	99.75	99.18	99.16	99.21	99.14	100.12
Sc ppm	2	3	1	1	3	3	2
V	3	10	2	1	1	4	1
Cr	<1	2	<1	<1	<1	<1	<1
Co	4	5	4	4	7	5	5
Ni	1	1	3	2	1	3	1
Cu	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1
Zn	32	53	120	105	136	30	103
Ga	29	30	28	30	42	29	32
Rb	589	575	1111	771	797	812	954
Sr	26	18	27	39	54	21	15
Y	15	18	11	12	14	11	9
Zr	25	50	15	23	8	15	13
Nb	12	11	15	12	22	12	18
Mo	3	2	3	3	3	3	3
Sn	22	25	58	31	22	39	41
Cs	52	41	88	37	37	48	48
Ba	17	35	20	11	14	11	15
Hf	4	4	3	4	3	4	2
Ta	4	2	7	2	3	2	6
W	5	7	3	4	7	8	6
Pb	15	15	8	9	10	9	4
Th	7	11	4	4	2	3	2
U	16	9	18	12	8	1	2
La	3	7	1	<1	4	<1	5
Ce	22	30	21	19	21	17	20
Nd	16	20	17	14	5	13	4
Li							320
F							1950
A/CNK	1.18	1.36	1.05	1.22	1.46	1.20	1.26
Rb/Sr	22.65	31.94	41.15	19.77	14.76	38.67	63.60

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	85-2* 8	86 2	87-1 2	87-2 3	88 1	89 5	90 1
SiO ₂ %	59.15	74.93	74.77	74.20	74.14	72.46	74.39
Al ₂ O ₃	21.81	14.29	14.12	14.50	14.68	15.61	14.27
Fe ₂ O ₃ T	1.16	1.12	0.91	0.66	0.81	1.22	0.78
MgO	0.21	0.19	0.20	0.11	0.10	0.02	0.04
CaO	0.55	0.57	0.44	0.40	0.36	0.42	0.23
Na ₂ O	0.26	3.23	3.63	4.19	4.21	3.38	4.37
K ₂ O	14.25	3.88	3.77	3.80	3.73	4.58	3.75
TiO ₂	0.01	0.14	0.13	0.06	0.04	0.04	0.01
P ₂ O ₅	0.59	0.41	0.35	0.34	0.40	0.51	0.40
MnO	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.04
GV	1.45	1.08	1.09	0.90	0.71	1.15	0.88
Summe	99.49	99.88	99.44	99.18	99.20	99.42	99.16
Sc ppm	<1	4	3	3	2	4	1
V	2	7	5	3	4	5	1
Cr		2	3	2	<1	<1	<1
Co	5	7	6	5	4	4	4
Ni		1	<1	<1	1	1	2
Cu	2	<1	<1	<1	<1	6	<1
Zn	73	55	29	25	12	36	105
Ga	44	27	27	26	29	35	30
Rb	1843	587	519	553	603	784	771
Sr	52	28	14	17	18	18	39
Y	35	13	9	14	15	19	12
Zr	16	55	49	26	13	11	23
Nb	31	11	11	9	11	17	12
Mo		2	2	2	3	3	3
Sn	59	28	25	22	23	50	31
Cs		66	37	37	31	63	37
Ba	171	42	31	21	17	14	11
Hf	6	5	2	3	3	4	3
Ta	14	3	2	2	2	4	4
W	5	7	8	3	5	5	4
Pb	6	13	13	15	13	12	9
Th	3	7	3	8	4	4	4
U	10	19	8	4	11	8	12
La	<1	13	12	4	2	<1	<1
Ce	18	34	34	24	19	17	19
Nd	14	10	8	17	17	16	14
Li		344	260				
F		2491	1803				
A/CNK	1.29	1.35	1.30	1.24	1.26	1.38	1.22
Rb/Sr	35.44	20.96	37.07	32.53	33.50	43.56	19.77

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

* nicht repräsentative Probe, s. S. 1 von Tab. 1

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	90-1 1	91 1	92 1	93 4	94 1	94-1* 10	95 3
SiO ₂ %	73.41	73.59	74.29	72.79	74.34		74.65
Al ₂ O ₃	14.64	15.18	14.61	15.37	14.77		14.41
Fe ₂ O ₃ T	0.80	0.67	0.76	1.55	0.87		0.86
MgO	0.08	0.05	0.04	0.11	0.04		0.24
CaO	0.29	0.18	0.26	0.31	0.28		0.42
Na ₂ O	4.62	4.49	4.49	1.92	4.36		3.04
K ₂ O	3.67	3.45	3.65	5.41	3.72		4.02
TiO ₂	0.02	0.03	0.02	0.08	0.02		0.13
P ₂ O ₅	0.62	0.45	0.42	0.34	0.41		0.36
MnO	0.08	0.03	0.04	0.02	0.06		0.02
GV	0.88	1.14	0.78	1.55	0.80		1.43
Summe	99.11	99.26	99.36	99.45	99.67	0.00	99.58
Sc ppm	2	2	2	4	2	1	2
V	2	2	2	4	4	12	3
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1
Co	6	6	5	5	4	<1	6
Ni	2	1	1	2	1	<1	<1
Cu	1	<1	1	<1	<1	1	1
Zn	71	78	47	75	76	1169	34
Ga	29	25	29	38	29	20	27
Rb	974	826	927	464	665	85	530
Sr	15	12	65	6	5	8	10
Y	10	11	10	8	15	5	8
Zr	16	17	13	19	16	19	17
Nb	15	12	17	15	12	3	9
Mo	3	3	3	3	3		2
Sn	37	42	46	8	26	3	27
Cs	37	75	43	16	48		46
Ba	15	17	21	7	13	12	18
Hf	3	4	3	4	4	<1	2
Ta	4	2	5	2	1	1	1
W	2	5	7	7	6	<1	6
Pb	5	9	6	17	12	42	12
Th	<1	1	<1	4	3	3	2
U	14	4	4	5	18	202	2
La	5	3	6	<1	1	<1	9
Ce	20	20	20	19	20	<1	25
Nd	4	7	5	17	15	<1	5
Li	213	357					229
F	1501	2138					1939
A/CNK	1.21	1.33	1.24	1.60	1.26	0	1.42
Rb/Sr	64.93	68.83	14.26	77.33	133.00	10.63	53.00

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

* nicht repräsentative Probe, s. S. 1 von Tab. 1

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	96 3	97 1	98 1	99 1	101-1 1	101-2 7	102 5
SiO ₂ %	74.46	73.69	74.04	73.96	73.88	74.36	73.97
Al ₂ O ₃	14.26	14.67	14.56	14.57	14.86	14.82	14.35
Fe ₂ O ₃ T	0.94	0.75	0.85	0.76	0.71	0.94	0.68
MgO	0.16	0.09	0.07	0.07	0.03	0.12	0.01
CaO	0.46	0.30	0.27	0.39	0.33	0.42	0.22
Na ₂ O	3.69	4.27	4.43	4.15	4.35	3.96	4.78
K ₂ O	3.79	3.95	3.77	3.87	3.63	3.29	3.66
TiO ₂	0.10	0.02	0.02	0.03	0.02	0.07	0.01
P ₂ O ₅	0.35	0.49	0.48	0.42	0.45	0.45	0.50
MnO	0.03	0.05	0.08	0.03	0.07	0.05	0.12
GV	1.08	1.02	0.75	0.91	1.02	1.23	0.78
Summe	99.32	99.30	99.32	99.16	99.35	99.71	99.08
Sc ppm	4	2	2	3	2	3	3
V	6	1	1	1	1	4	3
Cr	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	6	5	6	6	5	4	<1
Ni	<1	1	1	1	1	1	1
Cu	<1	<1	<1	<1	1	<1	<1
Zn	44	81	86	50	73	105	48
Ga	28	28	28	27	29	29	31
Rb	537	755	743	732	863	783	1213
Sr	14	13	4	33	74	23	17
Y	18	19	19	19	23	19	28
Zr	42	10	11	11	13	27	15
Nb	11	12	12	13	15	14	15
Mo	2	3	3	3	3	3	3
Sn	24	32	29	32	30	30	40
Cs	38	67	62	35	30	52	48
Ba	26	12	11	14	20	32	14
Hf	4	4	3	2	4	5	1
Ta	1	4	2	5	5	3	2
W	10	5	7	5	3	3	5
Pb	16	9	8	9	7	14	5
Th	6	<1	1	1	2	8	2
U	14	7	11	3	3	5	13
La	12	8	7	8	9	3	4
Ce	30	20	19	18	18	23	13
Nd	7	5	5	6	6	18	17
Li	226	296		212	270	661	
F	1999	2251		2114	1390	3112	
A/CNK	1.30	1.24	1.23	1.24	1.27	1.37	1.17
Rb/Sr	38.36	58.08	185.75	22.18	11.66	34.04	71.35

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	103 1	110 3	111 3	112 2	113 2	114-2 4	115 1
SiO ₂ %	74.39	73.87	74.13	74.46	74.50	73.00	73.80
Al ₂ O ₃	14.40	14.42	14.47	14.27	14.17	15.46	15.27
Fe ₂ O ₃ T	0.75	0.73	0.96	1.12	1.17	1.11	0.70
MgO	0.03	0.12	0.11	0.27	0.17	0.03	0.11
CaO	0.32	0.41	0.41	0.45	0.41	0.37	0.33
Na ₂ O	4.17	4.02	3.99	3.66	3.36	2.52	4.29
K ₂ O	3.61	4.03	3.69	3.87	3.93	4.96	3.96
TiO ₂	0.01	0.05	0.06	0.14	0.13	0.02	0.03
P ₂ O ₅	0.55	0.43	0.52	0.38	0.39	0.45	0.45
MnO	0.13	0.05	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03
GV	0.85	0.90	0.95	1.28	1.17	1.47	1.09
Summe	99.21	99.03	99.34	99.93	99.43	99.42	100.06
Sc ppm	2	1	3	3	2	4	2
V	1	2	4	7	7	1	1
Cr	<1	2	1	2	2	<1	<1
Co	6	6	4	6	7	6	6
Ni	1	<1	<1	<1	<1	1	1
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	2	1
Zn	55	29	98	64	50	89	64
Ga	29	27	28	29	28	38	29
Rb	747	689	657	464	578	692	676
Sr	28	13	18	16	24	12	61
Y	19	19	10	17	19	18	18
Zr	15	29	29	62	59	14	10
Nb	12	12	13	11	12	16	13
Mo	3	2	2	2	2	3	3
Sn	20	30	44	20	32	20	28
Cs	20	33	37	33	55	27	58
Ba	15	29	29	43	34	16	12
Hf	3	4	5	4	4	2	4
Ta	2	3	5	2	2	4	4
W	6	4	6	8	5	5	4
Pb	7	11	20	15	15	6	9
Th	<1	4	6	8	7	1	2
U	5	17	7	3	7	5	3
La	8	13	1	17	18	9	8
Ce	17	22	20	35	32	18	16
Nd	5	5	18	7	8	4	5
Li	115	170		233	332	247	201
F	1151	1603		1787	2130	2420	1863
A/CNK	1.27	1.23	1.28	1.29	1.35	1.52	1.28
Rb/Sr	26.68	53.00	36.50	29.00	24.08	57.67	11.08

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	117 2	118 7	119 3	120 2	121 1	122 3	123 2
SiO ₂ %	74.83	75.02	73.95	74.54	74.40	73.76	75.01
Al ₂ O ₃	14.30	14.39	14.47	14.15	14.52	15.25	14.13
Fe ₂ O ₃ ^T	1.15	0.39	1.02	1.30	0.88	1.09	0.91
MgO	0.22	0.03	0.18	0.22	0.11	0.18	0.17
CaO	0.45	0.34	0.41	0.44	0.39	0.32	0.46
Na ₂ O	3.35	3.84	3.74	3.22	4.00	3.72	3.56
K ₂ O	3.96	3.93	3.74	3.86	3.74	4.01	3.84
TiO ₂	0.15	0.03	0.11	0.15	0.05	0.12	0.13
P ₂ O ₅	0.38	0.38	0.39	0.31	0.37	0.36	0.43
MnO	0.03	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.03
GV	1.23	0.89	1.12	1.14	0.97	1.34	1.03
Summe	100.05	99.26	99.17	99.36	99.45	100.18	99.70
Sc ppm	3	4	4	3	1	4	3
V	7	2	6	9	1	3	8
Cr	5	<1	2	3	<1	2	3
Co	5	4	5	1	6	6	6
Ni	<1	1	<1	<1	1	<1	<1
Cu	1	<1	<1	1	<1	<1	<1
Zn	47	67	75	85	72	50	23
Ga	27	27	29	28	28	30	27
Rb	554	591	552	471	616	619	509
Sr	17	13	24	32	29	8	20
Y	18	13	9	17	17	19	16
Zr	57	13	45	64	21	40	53
Nb	12	11	12	10	12	12	12
Mo	3	3	2	2	3	2	2
Sn	26	22	25	18	23	26	22
Cs	45	52	40	33	45	42	26
Ba	35	13	23	39	11	20	35
Hf	6	3	4	4	3	4	4
Ta	3	2	2	2	2	4	2
W	10	7	6	5	5	6	11
Pb	13	7	39	15	12	11	13
Th	8	3	7	9	2	6	8
U	6	1	4	3	29	3	5
La	16	1	7	15	9	15	18
Ce	33	18	27	26	17	27	32
Nd	9	17	13	18	4	6	8
Li	266	230		242	251	304	199
F	1950	1852		1853	2012	2405	1654
A/CNK	1.35	1.29	1.32	1.38	1.28	1.38	1.30
Rb/Sr	32.59	45.46	23.00	14.72	21.24	77.38	25.45

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	124-1 2	124-2 7	130 2	131 3	132 1	304 5	304 5
SiO ₂ %	74.17	74.33	74.35	72.87	75.82	74.26	74.56
Al ₂ O ₃	14.24	14.54	14.28	15.58	13.70	14.32	14.62
Fe ₂ O ₃ T	1.34	0.77	1.49	0.85	0.65	0.79	0.81
MgO	0.24	0.07	0.13	0.11	0.07	0.10	0.09
CaO	0.48	0.38	0.54	0.33	0.34	0.53	0.56
Na ₂ O	3.07	4.20	2.87	4.07	3.92	2.61	2.39
K ₂ O	3.88	3.70	4.32	3.94	3.61	5.33	5.32
TiO ₂	0.13	0.04	0.13	0.08	0.03	0.04	0.05
P ₂ O ₅	0.39	0.40	0.45	0.43	0.47	0.42	0.44
MnO	0.04	0.03	0.06	0.04	0.04	0.02	0.02
GV	1.28	0.99	1.03	1.03	0.96	1.10	1.22
Sunne	99.26	99.45	99.65	99.33	99.61	99.52	100.08
Sc ppm	3	2	2	4	4	3	5
V	7	2	8	3	2	3	6
Cr	3	<1	2	<1	<1	<1	<1
Co	6	6	5	5	6	2	2
Ni	<1	1	1	1	1	1	1
Cu	1	1	3	<1	<1	<1	<1
Zn	66	23	237	93	69	38	46
Ga	29	26	31	33	25	29	31
Rb	510	602	728	711	702	378	409
Sr	20	11	19	19	41	4	6
Y	18	17	20	20	17	12	14
Zr	60	15	54	31	5	19	21
Nb	11	11	13	13	11	11	12
Mo	2	3	2	3	3	3	3
Sn	24	20	25	30	34	8	8
Cs	38	27	53	54	52	12	12
Ba	37	14	36	11	13	11	13
Hf	4	3	2	4	1	4	2
Ta	2	3	3	3	3	2	2
W	9	9	5	3	3	4	3
Pb	13	11	17	10	9	14	16
Th	8	3	7	4	1	1	1
U	5	5	1	2	8	10	13
La	17	6	9	3	9	<1	1
Ce	34	18	33	25	15	11	10
Nd	9	5	19	17	3	9	8
Li	202	146					
F	1990	1730					
A/CNK	1.41	1.25	1.38	1.35	1.25	1.30	1.37
Rb/Sr	25.50	54.73	38.32	37.42	17.12	94.50	68.17

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	318 5	319 1	320 2	321 6	321-2 6	321-3 6	321-4 6
SiO ₂ %	73.71	74.85	74.30	77.56	74.37	74.90	67.76
Al ₂ O ₃	14.41	14.61	14.21	13.21	14.32	14.56	15.80
Fe ₂ O ₃ T	0.72	0.82	1.28	0.72	1.23	0.85	3.35
MgO	0.09	0.10	0.25	0.19	0.35	0.17	1.85
CaO	0.39	0.34	0.47	0.21	0.61	0.19	0.65
Na ₂ O	4.69	4.75	3.32	1.40	2.77	3.36	2.11
K ₂ O	3.70	3.64	3.82	5.69	4.05	4.04	4.95
TiO ₂	0.02	0.03	0.15	0.04	0.10	0.05	0.27
P ₂ O ₅	0.54	0.41	0.38	0.13	0.36	0.10	0.45
MnO	0.06	0.06	0.03	0.01	0.03	0.01	0.11
GV	0.76	0.74	1.34	1.23	1.46	1.37	1.82
Summe	99.09	100.35	99.55	100.39	99.65	99.60	99.12
Sc ppm	2	1	4	1	3	1	5
V	12	6	14	7	11	4	43
Cr	<1	<1	2	<1	<1	<1	19
Co	1	2	2	1	3	1	7
Ni	1	1	1	<1	<1	<1	11
Cu	<1	<1	<1	2	10	<1	11
Zn	92	73	64	55	120	49	266
Ga	24	26	26	21	27	25	26
Rb	803	615	459	484	537	509	1145
Sr	24	3	16	16	15	5	11
Y	21	11	14	11	18	10	25
Zr	38	20	61	13	45	13	50
Nb	157	13	10	7	12	10	10
Mo	3	3	2	3	2	3	2
Sn	86	22	15	10	16	16	24
Cs	86	62	56	19	36	33	214
Ba	29	4	31	15	27	11	48
Hf	4	4	2	3	4	4	2
Ta	113	4	3	1	2	1	1
W	19	3	5	3	6	3	2
Pb	13	12	15	18	12	7	9
Th	5	1	9	<1	5	2	4
U	15	13	10	1	3	1	4
La	3	1	13	2	5	3	6
Ce	17	7	25	8	18	10	14
Nd	11	13	18	9	11	11	12
A/CNK	1.16	1.18	1.36	1.49	1.42	1.42	1.58
Rb/Sr	33.46	205.00	28.69	30.25	35.80	101.80	104.09

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	322 4	324 1	325 2	328 1	329 1	330 1	331 1
SiO ₂ %	69.72	74.32	74.18	72.81	73.55	74.51	73.53
Al ₂ O ₃	16.24	14.51	14.86	15.87	14.56	14.55	14.79
Fe ₂ O ₃ T	3.19	0.68	1.45	0.92	0.86	0.85	0.86
MgO	0.33	0.10	0.28	0.07	0.10	0.10	0.10
CaO	0.55	0.29	0.51	0.38	0.35	0.33	0.33
Na ₂ O	2.94	4.58	3.28	4.72	4.73	4.58	4.97
K ₂ O	4.75	3.66	3.76	4.17	3.73	3.71	3.26
TiO ₂	0.27	0.03	0.17	0.02	0.04	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.39	0.39	0.38	0.51	0.46	0.49	0.38
MnO	0.05	0.04	0.04	0.07	0.05	0.05	0.06
GV	1.41	1.00	1.23	0.84	0.68	0.75	0.89
Summe	99.84	99.60	100.14	100.38	99.11	99.95	99.20
Sc ppm	8	1	3	1	2	1	<1
V	15	5	14	6	6	7	5
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	6	2	3	2	2	1	2
Ni	3	1	1	1	1	1	1
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	<1	12
Zn	197	61	79	116	71	30	29
Ga	42	26	30	29	25	25	27
Rb	587	635	481	929	712	632	550
Sr	5	9	13	8	5	2	3
Y	20	12	17	15	13	11	11
Zr	62	12	78	17	18	17	22
Nb	22	10	28	27	16	11	18
Mo	2	3	2	3	3	3	3
Sn	23	20	22	39	22	14	17
Cs	102	49	38	153	42	23	23
Ba	8	9	24	8	6	8	5
Hf	6	3	3	4	3	3	4
Ta	2	4	10	17	1	2	10
W	5	2	8	6	4	5	5
Pb	17	10	14	8	11	10	11
Th	6	<1	11	1	2	<1	2
U	11	6	10	7	12	8	21
La	6	2	12	1	2	<1	2
Ce	23	9	36	8	9	8	11
Nd	9	10	17	9	12	6	7
A/CNK	1.48	1.21	1.43	1.22	1.17	1.20	1.20
Rb/Sr	117.40	70.56	37.00	116.13	142.40	316.00	183.33

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	332 1	333 1	339 1	341 2	342 1	343 2	344 7
SiO ₂ %	73.93	72.82	74.70	74.27	73.72	74.34	74.27
Al ₂ O ₃	14.37	15.75	14.15	13.83	14.32	13.81	14.59
Fe ₂ O ₃ T	0.74	1.03	0.76	1.22	0.91	1.27	0.89
MgO	0.11	0.14	0.14	0.21	0.08	0.27	0.15
CaO	0.33	0.34	0.29	0.56	0.30	0.60	0.46
Na ₂ O	4.58	4.21	4.07	3.86	4.63	3.29	4.49
K ₂ O	3.80	3.94	4.02	3.80	3.68	4.09	3.46
TiO ₂	0.04	0.06	0.03	0.12	0.02	0.14	0.06
P ₂ O ₅	0.46	0.44	0.29	0.36	0.53	0.43	0.47
MnO	0.05	0.05	0.02	0.03	0.09	0.03	0.03
GV	0.71	1.06	0.99	0.82	0.93	1.06	1.07
Summe	99.12	99.84	99.46	99.08	99.21	99.33	99.94
Sc ppm	<1	1	<1	2	2	3	1
V	6	8	7	12	4	12	6
Cr	<1	<1	<1	2	<1	<1	<1
Co	2	2	2	2	2	3	2
Ni	1	1	<1	<1	1	<1	1
Cu	3	1	<1	<1	5	<1	<1
Zn	47	49	26	47	50	59	49
Ga	24	31	23	25	26	25	24
Rb	658	733	593	437	669	470	511
Sr	3	4	6	14	10	18	18
Y	11	15	11	13	13	15	10
Zr	14	26	17	47	21	56	18
Nb	11	22	9	9	11	9	11
Mo	3	3	3	2	3	2	3
Sn	18	29	15	11	16	17	15
Cs	31	37	25	21	27	49	40
Ba	3	9	8	23	13	37	20
Hf	3	3	3	3	4	3	2
Ta	3	10	2	2	1	3	3
W	4	5	3	8	4	4	5
Pb	10	9	11	16	9	15	12
Th	2	2	1	6	1	7	2
U	11	19	2	19	12	10	4
La	<1	<1	2	9	<1	10	4
Ce	11	13	8	21	7	26	13
Nd	9	11	5	11	6	12	9
A/CNK	1.17	1.33	1.22	1.20	1.18	1.26	1.22
Rb/Sr	219.33	183.25	98.83	31.21	66.90	26.11	28.39

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	345 2	346 2	347 2	348 3	349 1	350 3	351 2
SiO ₂ %	75.02	75.04	74.13	74.29	74.02	73.60	74.16
Al ₂ O ₃	13.72	13.88	13.96	14.49	14.48	14.90	14.17
Fe ₂ O ₃ T	1.37	1.38	1.36	0.82	0.75	0.71	1.17
MgO	0.26	0.26	0.26	0.15	0.10	0.10	0.23
CaO	0.60	0.54	0.42	0.49	0.38	0.42	0.46
Na ₂ O	3.48	3.56	3.19	4.13	4.32	4.13	3.52
K ₂ O	3.90	3.76	3.97	3.80	3.84	3.99	3.81
TiO ₂	0.16	0.16	0.14	0.07	0.04	0.06	0.15
P ₂ O ₅	0.34	0.38	0.31	0.39	0.42	0.43	0.37
MnO	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02
GV	0.92	0.92	1.26	1.01	0.89	1.02	1.09
Summe	99.80	99.90	99.03	99.67	99.28	99.40	99.15
Sc ppm	5	3	3	3	<1	1	2
V	14	14	13	6	5	7	12
Cr	2	<1	6	<1	<1	<1	<1
Co	2	3	2	1	2	2	2
Ni	1	<1	2	<1	<1	<1	<1
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	71	52	44	43	15	19	34
Ga	26	26	25	26	24	28	25
Rb	441	508	413	507	516	586	489
Sr	22	18	12	13	19	10	14
Y	15	15	12	14	12	15	14
Zr	60	62	51	30	17	32	55
Nb	9	10	9	9	10	11	10
Mo	2	2	2	3	3	2	2
Sn	15	20	13	14	13	16	17
Cs	51	72	30	32	22	23	42
Ba	36	29	27	12	12	10	28
Hf	4	3	4	4	4	3	2
Ta	2	2	4	2	2	3	2
W	5	4	5	2	5	5	5
Pb	19	22	17	11	13	13	14
Th	7	8	7	3	1	4	7
U	15	13	8	12	11	12	11
La	11	12	9	3	4	3	7
Ce	27	27	25	13	10	15	28
Nd	15	15	9	12	10	10	11
A/CNK	1.24	1.27	1.35	1.23	1.21	1.25	1.32
Rb/Sr	20.05	28.22	34.42	39.00	27.16	58.60	34.93

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	353 2	355 1	356 2	357 1	358 2	359 2	360 2
SiO ₂ %	75.03	74.58	74.93	74.37	74.74	74.50	74.47
Al ₂ O ₃	14.04	14.76	14.34	14.42	14.32	14.08	13.96
Fe ₂ O ₃ T	1.37	0.74	1.20	0.82	1.08	1.24	1.35
MgO	0.26	0.14	0.25	0.11	0.21	0.23	0.23
CaO	0.42	0.39	0.54	0.30	0.51	0.45	0.46
Na ₂ O	3.15	4.59	3.45	4.02	3.61	3.31	3.42
K ₂ O	3.82	3.67	4.00	3.93	3.94	4.00	3.79
TiO ₂	0.15	0.04	0.14	0.03	0.13	0.15	0.14
P ₂ O ₅	0.32	0.40	0.43	0.26	0.37	0.35	0.32
MnO	0.03	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.04
GV	1.24	0.84	1.11	1.11	1.06	1.19	1.15
Summe	99.83	100.19	100.42	99.39	99.99	99.52	99.33
Sc ppm	4	2	3	2	3	4	4
V	13	5	12	7	11	12	14
Cr	2	<1	2	<1	2	<1	<1
Co	3	2	2	2	2	3	2
Ni	1	1	1	1	1	1	2
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	54	41	29	61	32	42	73
Ga	26	26	25	25	25	25	25
Rb	460	640	507	533	526	486	407
Sr	13	7	17	16	19	13	19
Y	13	13	14	10	15	13	14
Zr	61	16	51	12	52	61	51
Nb	10	11	10	10	10	10	8
Mo	2	3	2	3	2	2	3
Sn	15	16	16	16	21	14	14
Cs	32	34	53	33	60	31	37
Ba	32	11	40	12	36	37	32
Hf	4	3	2	4	5	6	4
Ta	3	3	4	2	3	1	1
W	6	2	4	3	6	5	5
Pb	16	10	16	9	15	16	28
Th	8	1	8	2	7	8	6
U	13	7	4	1	6	9	11
La	11	3	8	4	12	10	10
Ce	28	9	24	9	27	26	24
Nd	17	6	15	9	13	13	15
A/CNK	1.39	1.21	1.31	1.26	1.29	1.33	1.32
Rb/Sr	35.38	91.43	29.82	33.31	27.68	37.38	21.42

CW82-Pröben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	361 2	362 2	363 1	364 1	365 1	366 1	367 1
SiO ₂ %	74.47	73.81	74.31	74.34	73.96	74.24	74.51
Al ₂ O ₃	13.78	14.21	14.31	14.78	14.54	14.18	14.13
Fe ₂ O ₃ T	1.26	1.23	0.99	0.79	0.80	0.81	0.72
MgO	0.25	0.23	0.09	0.08	0.06	0.09	0.07
CaO	0.54	0.50	0.32	0.34	0.46	0.45	0.33
Na ₂ O	3.40	3.44	4.27	4.73	4.66	4.47	4.48
K ₂ O	4.08	3.90	3.72	3.73	3.71	3.85	3.73
TiO ₂	0.14	0.15	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02
P ₂ O ₅	0.38	0.43	0.37	0.56	0.46	0.42	0.41
MnO	0.02	0.03	0.04	0.10	0.03	0.03	0.05
GV	1.03	1.15	0.96	0.72	0.78	0.79	0.79
Summe	99.35	99.08	99.41	100.19	99.49	99.36	99.24
Sc ppm	1	4	1	1	2	2	<1
V	12	14	7	5	6	5	6
Cr	2	2	<1	<1	<1	<1	<1
Co	3	1	2	1	2	2	2
Ni	1	1	1	1	1	<1	<1
Cu	<1	7	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	38	36	76	88	75	73	69
Ga	24	26	26	27	26	26	25
Rb	452	458	652	861	728	637	586
Sr	18	17	28	4	21	28	4
Y	14	13	12	13	13	12	14
Zr	60	61	17	9	15	15	16
Nb	9	9	12	13	12	12	10
Mo	2	3	3	3	3	3	2
Sn	14	15	20	29	23	18	11
Cs	34	33	73	91	71	61	35
Ba	44	43	10	5	6	8	8
Hf	4	4	3	3	4	1	3
Ta	2	<1	3	3	2	3	3
W	6	5	4	1	4	1	1
Pb	17	16	10	8	9	12	11
Th	8	7	3	1	2	<1	1
U	12	7	2	9	14	15	6
La	10	8	1	1	1	2	1
Ce	29	22	11	10	9	5	7
Nd	12	19	10	7	10	6	11
A/CNK	1.25	1.32	1.23	1.19	1.16	1.15	1.18
Rb/Sr	25.11	26.94	23.29	215.25	34.67	22.75	146.50

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	368 1	370 2	372 2	373 2	376 3	377 3	378 2
SiO ₂ %	74.51	75.26	75.28	74.98	74.25	75.23	74.87
Al ₂ O ₃	14.37	14.19	13.92	14.37	14.52	14.27	14.34
Fe ₂ O ₃ T	0.64	1.06	0.80	0.99	0.83	0.86	1.30
MgO	0.09	0.24	0.22	0.20	0.11	0.12	0.24
CaO	0.29	0.47	0.52	0.39	0.46	0.46	0.54
Na ₂ O	4.46	3.55	3.66	3.63	4.21	4.24	3.37
K ₂ O	3.96	3.77	3.84	3.90	3.90	3.82	3.83
TiO ₂	0.03	0.13	0.14	0.12	0.04	0.05	0.14
P ₂ O ₅	0.55	0.37	0.37	0.40	0.41	0.42	0.42
MnO	0.07	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03
GV	0.78	1.13	0.97	0.99	0.92	0.89	1.14
Summe	99.75	100.20	99.74	100.00	99.67	100.39	100.22
Sc ppm	<1	3	4	3	1	2	3
V	5	11	11	12	5	7	12
Cr	<1	<1	2	2	2	<1	2
Co	2	3	1	1	2	2	3
Ni	<1	<1	1	1	<1	1	1
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	54	49	23	18	64	21	62
Ga	24	26	26	27	26	25	26
Rb	729	482	492	484	618	534	485
Sr	11	13	14	16	14	9	14
Y	13	14	13	13	12	12	14
Zr	12	52	56	52	19	21	56
Nb	10	10	11	12	11	10	17
Mo	4	2	2	2	2	3	2
Sn	20	18	14	16	16	14	19
Cs	50	36	29	47	47	26	48
Ba	11	29	32	28	14	12	27
Hf	3	4	2	3	3	3	4
Ta	2	3	1	2	2	1	7
W	3	6	4	9	2	4	6
Pb	9	14	15	15	11	11	15
Th	<1	7	8	6	3	2	7
U	2	13	6	15	19	5	6
La	<1	8	12	6	<1	5	9
Ce	4	22	26	24	11	9	25
Nd	10	15	12	16	11	10	16
A/CNK	1.18	1.32	1.25	1.32	1.21	1.19	1.34
Rb/Sr	66.27	37.08	35.14	30.25	44.14	59.33	34.64

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	379 2	380 1	381 2	382 1	383 5	384 1	385 1
SiO ₂ %	73.84	74.49	75.01	74.10	76.51	74.49	73.93
Al ₂ O ₃	14.49	14.82	14.19	14.80	13.67	14.88	14.77
Fe ₂ O ₃ T	1.24	0.77	1.42	0.78	1.40	0.77	0.85
MgO	0.28	0.08	0.22	0.08	0.29	0.06	0.11
CaO	0.44	0.33	0.63	0.50	0.48	0.43	0.52
Na ₂ O	3.23	4.67	2.89	4.34	0.16	4.54	4.58
K ₂ O	4.01	3.78	4.27	3.67	5.49	3.71	3.68
TiO ₂	0.12	0.02	0.13	0.02	0.14	0.02	0.05
P ₂ O ₅	0.38	0.51	0.49	0.58	0.36	0.55	0.54
MnO	0.03	0.08	0.04	0.05	0.12	0.04	0.06
GV	1.29	0.77	1.15	0.88	0.73	0.82	0.83
Summe	99.35	100.32	100.44	99.80	99.35	100.31	99.92
Sc ppm	3	4	<1	2	4	2	2
V	11	5	15	5	12	3	6
Cr	2	<1	2	<1	2	<1	<1
Co	2	2	3	2	1	2	2
Ni	1	1	1	1	1	1	1
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	50	87	78	97	58	110	77
Ga	26	27	26	28	32	27	25
Rb	555	789	693	799	711	752	675
Sr	11	17	52	82	12	30	6
Y	14	13	16	15	14	18	14
Zr	49	17	56	19	54	24	19
Nb	11	13	11	13	10	12	12
Mo	2	3	2	3	2	3	3
Sn	18	21	16	20	26	16	26
Cs	47	57	33	44	50	37	80
Ba	24	5	45	14	48	9	9
Hf	5	3	5	3	5	3	3
Ta	2	4	2	2	2	1	4
W	5	3	11	5	6	1	3
Pb	15	8	16	8	9	9	10
Th	8	2	8	2	8	2	3
U	5	4	5	28	10	23	15
La	6	2	11	3	12	1	3
Ce	25	8	23	9	20	11	12
Nd	15	8	15	10	13	9	9
A/CNK	1.39	1.20	1.35	1.23	1.93	1.21	1.19
Rb/Sr	50.45	46.41	13.33	9.74	59.25	25.07	112.50

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	386-1 2	386-2 7	387 3	388 2	389 1	393 1	394 3
SiO ₂ %	74.45	74.89	74.71	74.02	73.76	73.96	74.45
Al ₂ O ₃	13.97	14.53	14.23	14.46	14.51	14.59	14.95
Fe ₂ O ₃ T	1.25	0.91	0.85	1.27	0.75	0.79	0.72
MgO	0.20	0.12	0.13	0.21	0.09	0.08	0.13
CaO	0.46	0.35	0.42	0.31	0.35	0.47	0.45
Na ₂ O	3.18	4.39	3.83	3.03	4.24	4.31	4.34
K ₂ O	4.13	3.84	3.92	4.05	3.79	3.85	3.77
TiO ₂	0.14	0.04	0.07	0.12	0.03	0.03	0.07
P ₂ O ₅	0.36	0.40	0.41	0.35	0.45	0.46	0.44
MnO	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04
GV	1.08	0.84	0.92	1.40	2.02	0.93	0.92
Summe	99.25	100.36	99.53	99.26	100.03	99.50	100.28
Sc ppm	2	1	4	3	2	<1	1
V	11	10	7	11	3	5	7
Cr	2	<1	2	2	<1	<1	2
Co	2	3	2	3	2	2	1
Ni	1	1	1	1	1	1	<1
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	55	34	71	47	90	39	20
Ga	26	23	26	27	27	27	27
Rb	564	555	640	621	741	630	542
Sr	15	9	19	15	18	28	9
Y	14	11	15	14	14	15	14
Zr	60	19	31	45	12	19	31
Nb	11	10	10	17	12	11	10
Mo	2	3	2	2	3	3	2
Sn	16	14	18	23	22	16	15
Cs	33	30	47	45	71	27	26
Ba	37	9	12	23	8	11	15
Hf	3	2	3	4	1	3	4
Ta	3	2	3	7	3	2	1
W	4	18	2	8	3	4	4
Pb	16	12	13	13	9	9	13
Th	7	1	4	6	1	1	3
U	4	4	12	6	2	5	11
La	11	<1	6	3	2	2	4
Ce	26	13	16	23	9	13	16
Nd	12	11	12	12	8	7	14
A/CNK	1.33	1.21	1.26	1.46	1.24	1.20	1.24
Rb/Sr	37.60	61.67	33.68	41.40	41.17	22.50	60.22

CH82-Proben von 001 - 090, CH83 von 1 - 132, CH84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	397 3	398 3	399 1	401 1	402 1	403 1	404 1
SiO ₂ %	75.94	73.75	74.69	73.98	74.46	73.70	74.69
Al ₂ O ₃	13.29	14.41	14.89	14.38	14.60	14.59	14.71
Fe ₂ O ₃ T	0.76	0.79	0.79	0.76	0.81	0.74	0.63
MgO	0.14	0.17	0.08	0.04	0.04	0.08	0.07
CaO	0.44	0.55	0.12	0.45	0.47	0.50	0.33
Na ₂ O	3.71	4.18	4.67	4.22	4.78	4.55	4.54
K ₂ O	3.39	3.76	3.62	3.67	3.47	3.92	3.74
TiO ₂	0.06	0.07	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.38	0.59	0.42	0.48	0.65	0.55	0.54
MnO	0.03	0.03	0.08	0.05	0.12	0.05	0.07
GV	0.89	0.97	0.89	1.05	0.83	0.87	0.93
Summe	99.03	99.27	100.27	99.10	100.25	99.58	100.28
Sc ppm	3	3	1	1	3	2	3
V	8	7	4	5	6	4	4
Cr	2	2	<1	<1	<1	<1	<1
Co	1	2	2	2	2	2	2
Ni	<1	<1	<1	1	<1	<1	<1
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	50	70	62	87	42	24	62
Ga	22	25	27	27	27	27	25
Rb	496	755	782	770	894	708	775
Sr	17	98	6	35	61	11	8
Y	12	14	13	13	14	14	14
Zr	26	29	18	15	18	17	10
Nb	17	13	13	12	15	13	10
Mo	2	2	3	3	3	3	3
Sn	25	29	20	17	27	17	17
Cs	60	49	33	31	31	20	30
Ba	19	23	7	9	14	10	6
Hf	4	4	4	4	4	<1	3
Ta	9	5	6	2	5	3	2
W	3	2	2	1	4	2	4
Pb	13	12	8	9	7	11	7
Tl	2	5	<1	2	3	2	1
U	2	5	1	17	9	11	9
La	3	7	1	2	<1	<1	1
Ce	14	15	11	7	8	9	11
Nd	13	7	8	12	10	7	9
A/CNK	1.26	1.21	1.26	1.23	1.17	1.15	1.21
Rb/Sr	29.18	7.70	130.33	22.00	14.66	64.36	96.83

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Fortsetzung Tab. 1

Probe Klasse	405 1	406 1	407 1	414 2	416 2	430 3
SiO ₂ %	74.65	74.18	74.67	75.11	74.77	73.80
Al ₂ O ₃	14.55	14.52	13.81	13.72	14.32	14.43
Fe ₂ O ₃ T	0.79	0.75	0.63	1.04	1.69	0.98
MgO	0.08	0.08	0.08	0.24	0.30	0.16
CaO	0.29	0.41	0.44	0.52	0.43	0.29
Na ₂ O	4.45	4.34	4.32	3.50	2.52	3.83
K ₂ O	3.79	3.86	3.78	3.66	4.17	4.02
TiO ₂	0.02	0.03	0.03	0.13	0.17	0.06
P ₂ O ₅	0.38	0.43	0.45	0.32	0.37	0.45
MnO	0.07	0.03	0.03	0.02	0.04	0.02
GV	0.88	0.96	0.80	0.99	1.70	1.13
Summe	99.95	99.59	99.04	99.25	100.48	99.17
Sc ppm	2	3	2	3	<1	3
V	4	5	5	13	17	8
Cr	<1	<1	<1	2	2	2
Co	2	2	1	2	3	2
Ni	1	<1	1	1	1	<1
Cu	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Zn	54	73	16	62	58	50
Ga	26	25	23	25	27	26
Rb	740	729	598	428	516	711
Sr	8	12	24	13	13	13
Y	13	15	11	13	14	12
Zr	14	11	14	57	63	22
Nb	12	12	10	10	12	13
Mo	3	3	3	2	2	2
Sn	18	28	15	13	16	24
Cs	27	51	25	40	33	37
Ba	6	2	8	27	38	15
Hf	2	3	2	5	5	1
Ta	3	3	2	1	1.3	4
W	4	1	3	6	9	3
Pb	9	8	10	13	15	11
Th	2	1	1	8	9	3
U	6	2	7	3	8	8
La	3	<1	<1	7	10	4
Ce	9	9	8	27	33	14
Nd	8	8	12	16	15	7
A/CNK	1.22	1.20	1.15	1.29	1.52	1.29
Rb/Sr	92.50	60.75	24.92	32.92	39.69	54.69

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430.

Tab. 2: Romeupluton Gesamtgestein (RFA), IBG-Proben

Probe Klasse	IBG-365 1	IBG-366 1	IBG-367 1	IBG-368 1	IBG-369 1	IBG-370 1	IBG-371 1
SiO ₂ %	73.23	73.51	73.50	73.68	73.39	71.26	72.86
Al ₂ O ₃	15.43	15.08	14.44	14.93	15.21	16.43	15.23
Fe ₂ O ₃ T	0.71	0.70	0.73	0.82	0.69	0.75	0.79
MgO	0.08	0.08	0.08	0.10	0.08	0.09	0.10
CaO	0.42	0.36	0.42	0.42	0.35	0.43	0.37
Na ₂ O	4.74	4.57	4.69	4.00	4.66	4.59	4.50
K ₂ O	3.71	3.75	3.80	3.94	3.74	3.89	3.89
TiO ₂	0.05	0.05	0.03	0.06	0.05	0.05	0.05
P ₂ O ₅	0.43	0.43	0.51	0.41	0.44	0.46	0.45
MnO	0.05	0.04	0.06	0.03	0.06	0.06	0.08
GV	0.89	0.82	0.78	0.88	0.84	1.05	0.87
Summe	99.74	99.39	99.04	99.27	99.51	99.06	99.19
Sc ppm	3	4	3	4	2	4	3
V	5	3	3	4	4	3	4
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	<1	<1	4	<1	<1	<1	<1
Ni	1	1	1	1	1	1	1
Cu	29	2	16	1	<1	<1	<1
Zn	86	72	97	47	54	66	70
Ga	28	30	29	31	27	37	29
Rb	645	664	712	721	626	672	715
Sr	14	7	11	13	9	5	7
Y	25	25	20	24	22	25	23
Zr	34	33	18	34	27	41	29
Nb	13	13	10	14	12	14	14
Mo	3	3	3	3	3	3	3
Sn	28	29	23	29	27	25	35
Cs	48	45	38	34	38	49	70
Ba	7	6	9	8	8	8	6
Hf	3	2	4	6	2	4	4
Ta	3	3	3	1	2	4	2
W	2	5	3	4	4	6	5
Pb	11	11	12	11	10	11	12
Th	4	4	4	4	3	7	4
U	11	11	18	30	14	39	20
La	7	5	2	5	5	7	6
Ce	17	20	16	17	17	19	20
Nd	17	16	16	13	16	17	14

Granitklassen 1 - 8 s. S. 63 und S. 44ff.

Cr-, Ni- und Mo-Gehalte aus B-Proben

Fortsetzung Tab. 2

Probe Klasse	IBG-372a	IBG-372b	IBG-374	IBG-375	IBG-376	IBG-377	IBG-378
	5	8	1	1	1	1	1
SiO ₂ %	71.03	79.88	72.88	73.24	72.39	73.21	73.47
Al ₂ O ₃	16.37	10.14	15.17	14.99	15.21	14.94	15.08
Fe ₂ O ₃ T	0.98	0.19	0.74	0.65	0.79	0.94	0.71
MgO	0.10	0.04	0.03	0.02	0.05	0.05	0.03
CaO	0.34	0.04	0.47	0.30	0.65	0.31	0.41
Na ₂ O	4.49	0.64	5.23	5.27	5.15	4.45	5.09
K ₂ O	4.41	7.45	3.59	3.62	3.65	4.00	3.72
TiO ₂	0.05	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
P ₂ O ₅	0.53	1.16	0.60	0.47	0.73	0.53	0.55
MnO	0.13	0.05	0.08	0.06	0.08	0.09	0.07
GV	1.01	0.32	0.61	0.57	0.68	0.71	0.58
Summe	99.44	99.92	99.41	99.20	99.40	99.25	99.73
Sc ppm	2	3	1	2	3	4	2
V	4	3	3	2	1	3	3
Cr	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Co	1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Ni	1	1	1	1	1	1	1
Cu	<1	<1	<1	129	<1	<1	<1
Zn	105	9	80	127	98	99	83
Ga	32	18	27	27	27	30	26
Rb	939	1547	770	797	842	969	804
Sr	6	10	26	21	22	13	22
Y	26	30	21	21	23	24	22
Zr	31	3	13	14	16	16	13
Nb	15	2	13	12	14	18	13
Mo	3	3	3	3	3	3	3
Sn	54	8	41	36	42	52	46
Cs	251	251	101	83	101	119	107
Ba	9	7	7	7	11	3	6
Hf	3	1	4	4	3	3	3
Ta	4	1	2	3	4	5	4
W	6	3	5	3	5	4	4
Pb	12	8	10	11	11	9	9
Th	5	?	2	3	2	2	2
U	13	<1	13	15	20	14	13
La	4	<1	2	5	6	2	5
Ce	23	16	15	17	17	16	13
Nd	13	10	15	13	14	16	12

Fortsetzung Tab. 2

Probe Klasse	IBG-379 1	IBG-380 1	IBG-381 1
SiO ₂ %	74.05	73.72	72.25
Al ₂ O ₃	14.82	15.02	15.88
Fe ₂ O ₃ T	0.76	0.71	0.52
MgO	0.03	0.05	0.01
CaO	0.30	0.30	0.35
Na ₂ O	4.65	4.71	6.23
K ₂ O	3.76	3.83	3.28
TiO ₂	0.01	0.02	0.01
P ₂ O ₅	0.45	0.48	0.44
MnO	0.04	0.06	0.03
GV	0.65	0.91	0.47
Summe	99.52	99.81	99.47
Sc ppm	1	2	3
V	4	2	3
Cr	<1	<1	<1
Co	<1	<1	<1
Ni	1	1	1
Cu	<1	<1	4
Zn	90	75	68
Ga	28	26	26
Rb	847	722	698
Sr	9	8	17
Y	24	22	20
Zr	14	16	17
Nb	14	11	11
Mo	3	3	3
Sn	47	22	26
Cs	111	37	66
Ba	6	8	9
Hf	4	1	4
Ta	3	4	3
W	3	3	2
Pb	10	10	11
Th	2	2	3
U	14	13	5
La	1	3	7
Ce	13	14	15
Nd	14	17	14

Tab. 3: Romeupluton Gesamtgestein - RFA, Typ 1, 2, 3

Typ n	\bar{x}	s	Min.	Max.	\bar{x}	s	Min.	Max.	\bar{x}	s	Min.	Max.
	R 103	R 103	R 103	R 103	C 37	C 37	C 37	C 37	T 22	T 22	T 22	T 22
SiO ₂ %	74.11	0.51	72.77	75.82	74.62	0.39	73.81	75.28	74.20	0.86	72.70	76.51
Al ₂ O ₃	14.69	0.36	13.70	15.87	14.17	0.25	13.72	14.86	14.51	0.61	12.91	15.60
Fe ₂ O ₃ T	0.77	0.08	0.58	1.03	1.23	0.17	0.80	1.69	0.85	0.11	0.66	1.09
MgO	0.08	0.03	0.01	0.26	0.23	0.04	0.13	<1.00	0.14	0.03	0.09	0.24
CaO	0.33	0.08	0.12	0.52	0.48	0.07	0.31	0.63	0.43	0.07	0.29	0.55
Na ₂ O	4.43	0.26	3.79	5.09	3.35	0.26	2.52	3.86	3.96	0.30	3.04	4.34
K ₂ O	3.77	0.14	3.26	4.22	3.91	0.15	3.66	4.32	3.83	0.15	3.39	4.03
TiO ₂	0.03	0.01	0.01	0.06	0.14	0.01	0.12	0.17	0.07	0.03	0.02	0.13
P ₂ O ₅	0.45	0.07	0.26	0.65	0.38	0.04	0.28	0.49	0.41	0.06	0.34	0.59
MnO	0.05	0.03	0.01	0.18	0.03	0.01	0.02	0.06	0.03	0.01	0.02	0.05
GV	0.89	0.17	0.64	2.02	1.14	0.16	0.82	1.70	1.02	0.15	0.85	1.43
Sc ppm	2.12	1.11	<1	5	3.01	1.13	<1	6	2.64	1.05	1	4
V	2.92	1.96	<1	8	11.16	2.73	5	17	4.95	2.19	1	8
Cr	0.20	0	<1	<1	2.01	1.24	<1	6	1.33	0.80	<1	2
Co	3.58	1.50	<1	6	3.22	1.75	1	7	3.64	2.01	1	6
Ni	0.99	0.47	<1	4	0.77	0.48	<1	2	0.38	0.34	<1	1
Cu	0.51	1.31	<1	12	0.55	1.20	<1	7	0.27	0.24	<1	1
Zn	69.00	25.68	4	126	56.30	34.66	18	237	49.50	22.43	19	98
Ga	27.98	2.26	23	38	26.65	1.67	24	31	27.18	2.46	22	33
Rb	714.39	94.15	516	974	509.41	69.86	407	728	598.95	74.65	493	755
Sr	22.02	21.45	2	136	17.89	7.20	11	52	19.18	18.24	8	98
Y	14.54	2.77	7	23	14.70	2.16	9	20	13.64	3.44	8	20
Zr	14.35	4.53	3	26	56.08	6.37	44	78	29.86	8.14	17	48
Nb	12.54	2.50	9	27	11.27	3.38	8	28	11.41	1.89	9	17
Mo	3.00	0.14	2	4	2.08	0.28	2	3	2.32	0.48	2	3
Sn	26.60	8.30	11	52	18.97	4.98	11	32	23.91	7.02	14	44
Cs	52.53	24.34	17	153	41.57	11.24	21	72	40.68	9.52	23	60
Ba	11.60	4.18	2	23	33.62	6.15	23	45	18.50	5.63	10	29
Hf	3.38	1.16	<1	7	3.84	1.14	2	6	3.36	1.00	1	5
Ta	3.21	2.03	1	17	2.69	1.84	<1	10	2.95	1.91	1	9
W	3.67	1.42	1	7	6.49	2.01	4	11	4.32	1.91	2	10
Pb	10.58	2.39	4	16	15.65	2.86	13	28	13.91	6.15	10	39
Th	2.47	1.49	<1	7	7.59	1.50	3	11	4.41	2.20	2	10
U	10.29	7.49	<1	31	8.19	4.44	1	19	7.64	5.49	2	19
La	1.85	2.26	<1	9	10.76	3.47	3	18	5.78	3.94	<1	15
Ce	15.54	5.30	2	26	27.92	4.30	21	36	19.59	5.80	9	30
Nd	11.75	4.78	3	20	13.78	3.73	7	21	10.82	4.34	5	18
A/CNK	1.23	0.50	1.37	1.14	1.33	0.35	1.58	1.22	1.27	0.78	1.40	1.25
Rb/Sr	32.44	4.39	258.00	7.16	28.47	9.70	37.00	14.00	31.23	4.09	61.63	7.70

Granitklassen s. S. 63 und S. 44ff.

Cr-, Ni- und Mo-Gehalte aus B-Proben

Tab. 4: Romeipluton Gesamtgestein (Rb, Sr - RFA und Massenspektrometer Amsterdam)

CW-Probennr. Granitklasse	CW82-12-1 R	CW82-17 R	CW82-58 R	CW82-59-3 R
Rb ppm (RFA)	661.85	767.16	622.30	747.54
Sr ppm (RFA)	3.33	2.53*	24.06	3.56*
Rb/Sr (RFA)	198.50	302.80	25.875	208.68
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	4.02488	6.8036	1.05226	4.2782
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	762.00	1402.00	77.40	818.00

CW-Probennr. Granitklasse	CW82-84-1 C	CW83-10-2 RB	CW83-33 T	CW83-43 T
Rb ppm (RFA)	543.69	758.94	501.19	639.53
Sr ppm (RFA)	23.53	3.76*	16.44	15.97
Rb/Sr (RFA)	23.113	195.52	30.500	40.054
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1.00639	4.00462	1.11394	1.25337
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	68.83	762.00	91.77	122.10

CW-Probennr. Granitklasse	CW83-50 C	CW83-70 R	CW83-71 T	CW83-86-2 C
Rb ppm (RFA)	486.92	716.61	650.27	595.77
Sr ppm (RFA)	12.93	142.46	11.87	26.38
Rb/Sr (RFA)	37.667	5.0324	54.816	22.595
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1.20413	0.79253	1.45279	0.97605
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	114.30	14.68 MIN	170.20	67.10

CW-Probennr. Granitklasse	CW83-87-1 C	CW83-87-2 T	CW83-98 R	CW83-110 T
Rb ppm (RFA)	530.54	559.00	760.36	707.72
Sr ppm (RFA)	11.53	15.47	1.50*	8.76
Rb/Sr (RFA)	46.013	36.794	511.200	80.806
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1.30654	1.20825	17.67640	1.82338
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	140.97	111.70	3936.00 MAX	259.50

CW-Probennr. Granitklasse	CW83-113 C	CW83-119 T	CW83-120-1 C	CW83-132 R
Rb ppm (RFA)	587.45	568.32	475.62	719.48
Sr ppm (RFA)	21.21	23.29	30.46	40.59
Rb/Sr (RFA)	27.714	24.412	15.623	17.731
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	1.05687	1.01663	0.92311	0.95392
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	82.94	72.77	46.16	52.54

* Analyse mittels Isotopenverdünnung

Tab. 5: Vergleich RFA Berlin/Amsterdam (Rb, Sr - Preßlinge/Pulver)

IBG-Nr.	Berlin ppm Rb	A'dam ppm Rb	Berlin ppm Sr	A'dam ppm Sr
365	645	724	14	15
366	664	776	7	7
367	712	747	11	17
368	721	787	13	11
369	626	727	9	9
370	672	730	5	4
371	715	785	7	6
372 a	939	1022	6	4
372 b	1547	1590	10	8
374	770	854	26	27
375	797	815	21	19
376	842	907	22	18
377	969	1028	13	14
378	804	858	22	23
379	847	888	9	8
380	722	824	8	8
381	698	701	17	12

Tab. 6: Vergleich RFA Berlin/Amsterdam (Rb, Sr - Preßlinge)

CW-Nr.	Granit-Klasse	Berlin ppm Rb	A'dam ppm Rb	Berlin ppm Sr	A'dam ppm Sr
82-84-1	C	530	544	26	24
83-50	C	479	487	16	13
83-87-1	C	519	531	14	12
83-113	C	578	588	24	21
83-120-1	C	471	476	32	31
83-86-2	C	587	596	29	26
83-87-2	C	569	569	18	16
83-110	T	689	708	13	9
83-43	T	634	640	19	16
83-71	T	636	650	15	12
83-119	T	565	568	26	23
82-17	R	762	767	6	3
82-59-3	R	744	748	7	4
83-98	R	743	760	4	2
82-58	R	616	622	27	24
82-12-1	R	660	662	7	3
83-102	R+ **	1213	1253	17	15
83-132	R	702	720	41	41
83-92	R **	927	955	65	66
83-70	R	699	717	136	143
83-10-2	RB	741	759	7	4
83-81	RB **	797	824	54	55
83-33	T	493	501	20	16

** nicht für Isochronenberechnung verwendet

RFA Berlin 1985, RFA aus Amsterdam auf ganze Zahlen gerundet

Tab. 7: Romeupluton Mineralfraktionen (Verteilungskoeffizienten, RFA, MS)

Tab. 7.1: Verteilungskoeffizienten von Mineralfraktionen

Probe Mineral Klasse	CW82-84	CW83-120	CW83-10	IBG-56	IBG-532	IBG-560	CW82-17
	BIOCHL 2	BIO 2	BIO 3	BIO 4	BIO 5	BIO 6	MSC 1
Fe ₂ O ₃ T%	18.56	22.35	12.88	10.69	4.39	3.14	5.20
MgO	18.14	12.86	6.93	11.33	5.90	0.46	4.25
TiO ₂	15.38	14.87	8.82	10.29	3.21	3.54	7.00
Sc ppm	-	-	-	8.00	1.75	-	4.00
V	20.42	9.78	-	7.00	2.39	1.14	>5.00
Cu	-	16.00	-	6.00	7.00	1.44	-
Zn	14.33	21.86	-	11.85	6.46	8.75	5.54
Ga	-	2.36	-	3.90	0.60	-	4.38
Rb	2.24	3.54	-	4.25	9.27	39.56	3.05
Sr	0.58	0.31	-	0.15	0.08	0.004	1.00
Y	(0.29)	3.06	-	2.41	1.27	4.88	4.40
Zr	2.95	3.56	-	1.94	0.25	2.98	2.56
Nb	(12.55)	9.00	-	10.80	2.40	16.78	5.62
Mo*	-	-	-	-	-	-	0.67
Sn	(2.96)	2.28	-	6.55	-	91.00	5.48
Cs	-	-	-	-	-	-	3.55
Ba*	2.00	2.72	-	1.68	6.81	0.61	0.58
Hf	-	0.75	-	1.40	0.67	-	0.67
Ta	-	3.00	-	5.33	-	24.00	-
Pb	(0.65)	0.67	-	0.92	0.44	1.45	0.63
Th	(0.73)	8.22	-	4.00	0.25	7.29	1.00
U	-	4.33	-	3.00	-	13.00	0.25
La	-	6.60	-	3.64	0.75	2.56	5.00
Ce	(1.83)	7.85	-	3.69	-	3.12	0.45
Nd	-	6.78	-	6.25	0.44	-	0.50

Probenklassen: 1 = Leukogranit Typ R, 2 = Leukogranit Typ C,
3 = Leukogranit Typ RB, 4 = Caldegranit
5 = Tonalit, 6 = Gabbro

Mineralfraktionen: BIO = Biotit, BIOCHL = Biotit+Chlorit,
MSC = Muscovit, KF = K-Feldspat,
PLG = Plagioklas

* durch Kontamination erhöht!

Fortsetzung Tab. 7.1

Probe	CW82-84	CW83-120	CW82-17	IBG-66	IBG-66	IBG-591	IBG-560
Mineral	MSC	MSC	KF	KF	PLG	PLG	PLG
Klasse	2	2	1	4	4	6	6
Fe ₂ O ₃ T%	1.11	1.77	-	-	-	-	-
MgO	2.79	3.18	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	2.31	-	-	-
TiO ₂	2.00	3.13	-	-	-	-	-
Sc ppm	1.50	5.33	3.00	-	-	0.32	0.41
V	1.25	3.33	-	-	1.19	0.07	0.04
Cu	-	-	-	-	-	-	1.44
Zn	0.94	2.32	0.12	0.10	0.33	0.12	0.15
Ga	3.55	-	0.81	1.00	-	1.46	1.44
Rb	1.51	2.83	0.60	1.60	0.23	1.00	0.22
Sr	0.47	0.09	0.50	1.35	1.60	1.35	2.01
Y	0.71	0.71	1.60	0.63	-	0.77	0.69
Zr	0.36	0.91	1.89	0.07	0.37	1.07	0.45
Nb	3.55	5.80	0.23	0.13	0.67	1.00	0.22
Mo*	1.00	-	0.67	-	-	1.00	-
Sn	0.65	5.06	0.15	0.55	3.36	-	-
Cs	2.36	-	0.44	-	-	-	-
Ba*	2.69	<0.38	0.50	2.08	3.83	1.13	0.34
Hf	0.67	-	0.67	0.60	-	>2.00	1.00
Ta	3.50	5.00	0.67	-	-	1.00	1.00
Pb	0.50	-	1.50	1.73	1.12	1.00	1.55
Th	0.27	-	-	0.08	1.54	-	0.43
U	-	2.00	0.08	0.17	2.00	-	-
La	-	-	6.00	0.23	<0.91	-	0.86
Ce	0.63	-	0.18	0.22	<0.44	-	0.70
Nd	0.86	-	1.00	0.25	-	-	-

Probenklassen: 1 = Leukogranit Typ R, 2 = Leukogranit Typ C,
 3 = Leukogranit Typ RB, 4 = Caldegranit
 5 = Tonalit, 6 = Gabbro

Mineralfraktionen: BIO = Biotit, BIOCHL = Biotit+Chlorit,
 MSC = Muscovit, KF = K-Feldspat,
 PLG = Plagioklas

* durch Kontamination erhöht!

Tab. 7.2: RFA Gesamtgestein Klasse 1 bis 6

Probe Klasse	CW82-17 1	CW82-84 2	CW83-120 2	CW83-10 3
SiO ₂ %	73.98	74.75	74.54	71.03
Al ₂ O ₃	14.59	14.55	14.15	15.57
Fe ₂ O ₃ T	0.81	1.40	1.30	2.49
MgO	0.08	0.28	0.22	0.14
CaO	0.27	0.32	0.44	0.40
Na ₂ O	4.46	3.19	3.22	3.22
K ₂ O	3.90	3.96	3.86	4.30
TiO ₂	0.02	0.16	0.15	0.17
P ₂ O ₅	0.44	0.28	0.31	0.41
MnO	0.06	0.02	0.03	0.05
GV	0.79	1.44	1.14	1.41
Summe	99.40	100.35	99.36	99.19
Sc ppm	1	6	3	5
V	<1	12	9	1
Cr*	50	161	101	42
Co	6	5	1	5
Ni*	6	11	7	5
Cu	<1	<1	1	9
Zn	89	69	85	68
Ga	26	29	28	39
Rb	762	556	471	658
Sr	6	19	32	8
Y	10	14	17	11
Zr	9	55	64	42
Nb	13	11	10	21
Mo*	8	*	12	*
Sn	33	26	18	28
Cs	66	42	33	56
Ba	12	39	39	14
Hf	3	6	4	3
Ta	3	2	2	3
W	5	8	5	5
Pb	8	20	15	10
Th	1	11	9	5
U	12	3	3	16
La	1	11	15	5
Ce	11	35	26	20
Nd	6	21	18	7
Li	343	-	242	363
F	2100	-	1853	2915

Probenklassen: 1 = Leukogranit Typ R, 2 = Leukogranit Typ C,
 3 = Leukogranit Typ RB, 4 = Caldegranit
 5 = Tonalit, 6 = Gabbro

* durch Kontamination erhöht!
 - : nicht gemessen

Fortsetzung Tab. 7.2

Probe Klasse	IBG-66 4	IBG-532 5	IBG-560 6	IBG-591 6
SiO ₂ %	73.41	62.95	49.69	50.39
Al ₂ O ₃	13.85	17.76	17.85	21.46
Fe ₂ O ₃ T	2.45	4.98	8.02	4.66
MgO	0.40	1.61	9.66	6.84
CaO	0.92	5.97	9.34	12.74
Na ₂ O	3.00	4.22	2.26	3.16
K ₂ O	4.80	0.61	1.28	0.10
TiO ₂	0.28	0.52	0.81	0.25
P ₂ O ₅	0.17	0.21	0.27	0.02
MnO	0.06	0.11	0.12	0.08
GV	0.49	0.36	0.56	0.62
Summe	99.83	99.30	99.86	100.32
Sc ppm	6	8	17	25
V	21	41	114	70
Cr*	130	*	*	*
Co	3	13	31	17
Ni*	7	*	*	*
Cu	<1	1	16	12
Zn	48	48	60	26
Ga	20	20	16	13
Rb	310	15	32	4
Sr	55	381	935	363
Y	32	11	16	13
Zr	110	105	111	15
Nb	15	5	9	2
Mo*	13	7	*	*
Sn	11	<1	1	1
Cs	-	-	-	<1
Ba	190	201	659	61
Hf	5	3	2	<1
Ta	3	<1	1	<1
W	7	3	<1	2
Pb	26	9	11	4
Th	13	4	7	<1
U	6	<1	1	2
La	22	4	36	<1
Ce	45	31	73	<1
Nd	20	18	33	5

Probenklassen: 1 = Leukogranit Typ R, 2 = Leukogranit Typ C,
 3 = Leukogranit Typ RB, 4 = Caldegranit
 5 = Tonalit, 6 = Gabbro

* durch Kontamination erhöht!
 - : nicht gemessen

Tab. 7.3: RFA Mineralfraktionen

Probe	CW82-84	CW83-120	IBG-66	IBG-532	IBG-560	CW82-17	CW82-84
Mineral	BIOCHL	BIO	BIO	BIO	BIO	MSC	MSC
Klasse	2	2	4	5	6	1	2
SiO ₂ %	32.96		35.85	35.98	34.20	49.02	46.99
Al ₂ O ₃	21.64		19.00	17.89	19.52	31.58	35.12
Fe ₂ O ₃ T	25.98		26.20	21.41	25.18	4.21	1.56
MgO	5.08		4.53	9.37	4.47	0.34	0.78
CaO	0.23		0.34	0.10	0.26	0.17	0.08
Na ₂ O	0.45		0.10	0.16	0.01	0.54	1.12
K ₂ O	7.09		8.86	8.74	8.64	10.03	9.41
TiO ₂	2.46		2.88	1.64	2.87	0.14	0.32
P ₂ O ₅	0.20		0.24	0.00	0.19	0.22	0.14
MnO	0.21		0.53	0.19	0.55	0.09	0.01
GV	3.62		1.14	2.00	1.70	2.80	4.34
Summe	99.92		99.67	97.48	97.59	99.14	99.87
Sc ppm	-	<1	48	14	<15	4	9
V	245	88	147	98	130	5	15
Cr*	172	60	37	29	35	1	4
Co	-	26	21	125	<20	6	8
Ni*	52	38	17	10	16	9	4
Cu	-	16	6	7	23	<1	<1
Zn	989	1858	569	310	525	493	65
Ga	-	66	78	12	-	114	103
Rb	1243	1665	1317	139	1266	2326	840
Sr	11	10	8	29	4	6	9
Y	(4)	52	77	14	78	44	10
Zr	162	228	213	26	331	23	20
Nb	(138)	90	162	12	151	73	39
Mo*	-	<1	<1	2	4	2	3
Sn	(77)	41	72	<1	91	181	17
Cs	-	-	-	<1	-	234	99
Ba*	78	106	320	1368	401	7	105
Hf	-	3	7	2	-	2	4
Ta	-	6	16	<1	24	15	7
W*	-	2	9	177	<10	86	121
Pb	(13)	10	24	4	16	5	10
Th	(8)	74	52	1	51	1	3
U	-	13	18	<1	13	3	<1
La	-	99	80	3	92	5	<1
Ce	(64)	204	166	<1	228	5	22
Nd	-	122	125	8	-	3	18

Probenklassen: 1 = Leukogranit Typ R, 2 = Leukogranit Typ C,
 3 = Leukogranit Typ RB, 4 = Caldegranit
 5 = Tonalit, 6 = Gabbro

Mineralfraktionen: BIO = Biotit, BIOCHL = Biotit+Chlorit,
 MSC = Muscovit, KF = K-Feldspat,
 PLG = Plagioklas

- : nicht gemessen * : durch Kontamination erhöht!

Fortsetzung Tab. 7.3

Probe Mineral Klasse	CW83-120 MSC 2	CW82-17 KF? 1	IBG-66 KF 4	IBG-66 PLG 4	IBG-591 PLG 6	IBG-560 PLG 6
SiO ₂ %	49.61	52.97	57.59	60.00	52.75	53.85
Al ₂ O ₃	31.51	14.54	17.23	21.65	29.82	27.97
Fe ₂ O ₃ T	2.30	0.09	0.02	0.06	0.43	0.71
MgO	0.70	0.02	0.01	0.01	0.30	0.68
CaO	0.29	0.27	0.29	2.79	11.87	11.36
Na ₂ O	0.88	7.22	2.27	9.51	3.19	3.69
K ₂ O	8.92	3.41	11.07	0.74	0.11	0.22
TiO ₂	0.47	0.01	0.01	0.01	0.04	0.06
P ₂ O ₅	0.30	0.42	0.18	0.12	0.01	0.11
MnO	0.05	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01
GV	2.79	0.50	0.33	4.51	0.50	0.46
Summe	97.82	79.48	99.01	99.41	99.03	99.12
Sc ppm	16	3	<1	<2	8	7
V	30	<1	<1	25	5	5
Cr*	<15	<1	2	<15	2	1
Co	<20	<1	<1	<20	1	16
Ni*	<5	1	<1	<5	1	9
Cu	<10	<1	1	<10	<1	23
Zn	197	11	5	16	3	9
Ga	-	21	20	-	19	23
Rb	1334	455	497	70	4	7
Sr	3	3	74	88	491	1882
Y	12	16	20	<3	10	11
Zr	58	17	8	41	16	50
Nb	58	3	2	10	2	2
Mo*	<3	2	2	<3	2	2
Sn	91	5	6	37	<1	<1
Cs	-	29	-	-	4	-
Ba*	<15	6	395	728	69	225
Hf	-	2	3	-	2	2
Ta	10	2	<1	<10	1	1
W*	1940	18	727	123	5	<1
Pb	<6	12	45	29	4	17
Th	<5	<1	1	20	<1	3
U	6	1	1	12	<1	<1
La	<20	6	5	<20	5	31
Ce	<20	2	10	<20	2	51
Nd	-	6	5	-	<1	23

Probenklassen: 1 = Leukogranit Typ R, 2 = Leukogranit Typ C,
 3 = Leukogranit Typ RB, 4 = Granit
 5 = Tonalit, 6 = Gabbro

Mineralfraktionen: BIO = Biotit, BIOCHL = Biotit+Chlorit,
 MSC = Muscovit, KF = K-Feldspat,
 PLG = Plagioklas

- : nicht gemessen * : durch Kontamination erhöht!

Tab. 7.4: Romeupluton Mineralfraktionen MS

Probe	CW83-87-1	CW83-120	CW83-10	CW83-120	CW83-117	CW83-87-1
Mineral	BIO	BIO	BIO	MSC	MSC	MSC
Klasse	2	2	3	2	2	2
SiO ₂ %	34.96	34.91	35.13	46.89	46.53	45.55
Al ₂ O ₃	19.15	19.84	19.63	34.72	33.80	32.82
Fe ₂ O ₃ T	27.15	29.06	32.08	2.85	2.13	2.00
FeOT	24.43	26.15	28.87	2.56	1.92	1.80
MgO	4.30	2.83	0.97	0.95	0.70	0.72
CaO	0.07	0.05	0.09	0.01	0.05	0.05
Na ₂ O	0.10	0.08	0.11	0.33	0.43	0.65
K ₂ O	9.48	9.39	8.79	9.97	9.76	9.85
TiO ₂	2.79	2.23	1.50	0.56	0.49	0.59
MnO	0.56	0.70	0.47	0.09	0.05	0.05
Summe	98.56	99.09	98.77	96.37	93.94	92.28

Probe	CW83-58-1	CW82-17	CW82-17-3	CW82-12	CW83-10	CW82-17
Mineral	MSC	MSC	MSC	MSC	MSC	KF
Klasse	1	1	1	1	3	1
SiO ₂ %	45.92	45.55	46.16	46.04	45.86	64.39
Al ₂ O ₃	31.91	37.14	33.35	33.70	33.16	18.80
Fe ₂ O ₃ T	4.17	2.92	2.88	3.03	2.77	0.00
FeOT	3.75	2.63	2.59	2.73	2.49	0.00
MgO	0.35	0.55	0.47	0.63	0.20	0.00
CaO	0.06	0.02	0.09	0.04	0.04	0.00
Na ₂ O	0.35	0.80	0.73	0.51	0.78	0.99
K ₂ O	10.04	9.41	9.29	9.42	9.64	15.81
TiO ₂	0.15	0.16	0.14	0.12	0.04	0.00
MnO	0.07	0.06	0.07	0.06	0.04	0.00
Summe	93.02	96.61	93.18	93.55	92.53	99.99

Probenklassen: 1 = Leukogranit Typ R, 2 = Leukogranit Typ C,
3 = Leukogranit Typ RB

Mineralfraktionen: BIO = Biotit, MSC = Muscovit, KF = K-Feldspat

Fortsetzung Tab. 7.4

Probe	CW83-120	CW83-87-1	CW83-120	CW82-17
Mineral	KF	KF	PLG	PLG
Klasse	2	2	2	1
SiO ₂ %	64.47	64.68	68.63	68.58
Al ₂ O ₃	19.38	19.15	19.52	19.47
CaO	0.05	0.00	0.15	0.00
Na ₂ O	0.74	0.48	11.60	11.99
K ₂ O	15.24	15.57	0.08	0.08
Summe	99.88	99.88	99.98	100.12

Probenklassen: 1 = Leukogranit Typ R, 2 = Leukogranit Typ C,
3 = Leukogranit Typ RB

Mineralfraktionen: BIO = Biotit, MSC = Muscovit, KF = K-Feldspat

Tab. 8: Normierungswerte Calde-Granit (CG) und Beiraschiefer (BS)

Probe x	CG n=7	BS n=26
SiO ₂ %	73.41	64.65
Al ₂ O ₃	13.85	17.35
Fe ₂ O ₃ T	2.45	6.12
MgO	0.40	2.11
CaO	0.92	0.21
Na ₂ O	3.00	1.28
K ₂ O	4.80	3.58
TiO ₂	0.28	0.86
P ₂ O ₅	0.17	0.12
MnO	0.06	0.05
Sc ppm	6	14
V	21	125
Cr	<1	97
Co	3	14
Ni	<1	31
Cu	<1	18
Zn	48	80
Ga	20	21
Rb	310	129
Sr	55	53
Y	32	32
Zr	110	190
Nb	15	13
Sn	11	3
Ba	190	665
Hf	5	6
Ta	3	1
W	7	6
Pb	26	18
Th	13	12
U	6	3
La	22	35
Ce	45	57
Nd	20	37

Beiraschiefer = Durchschnittswerte Schiefer und Grauwacken

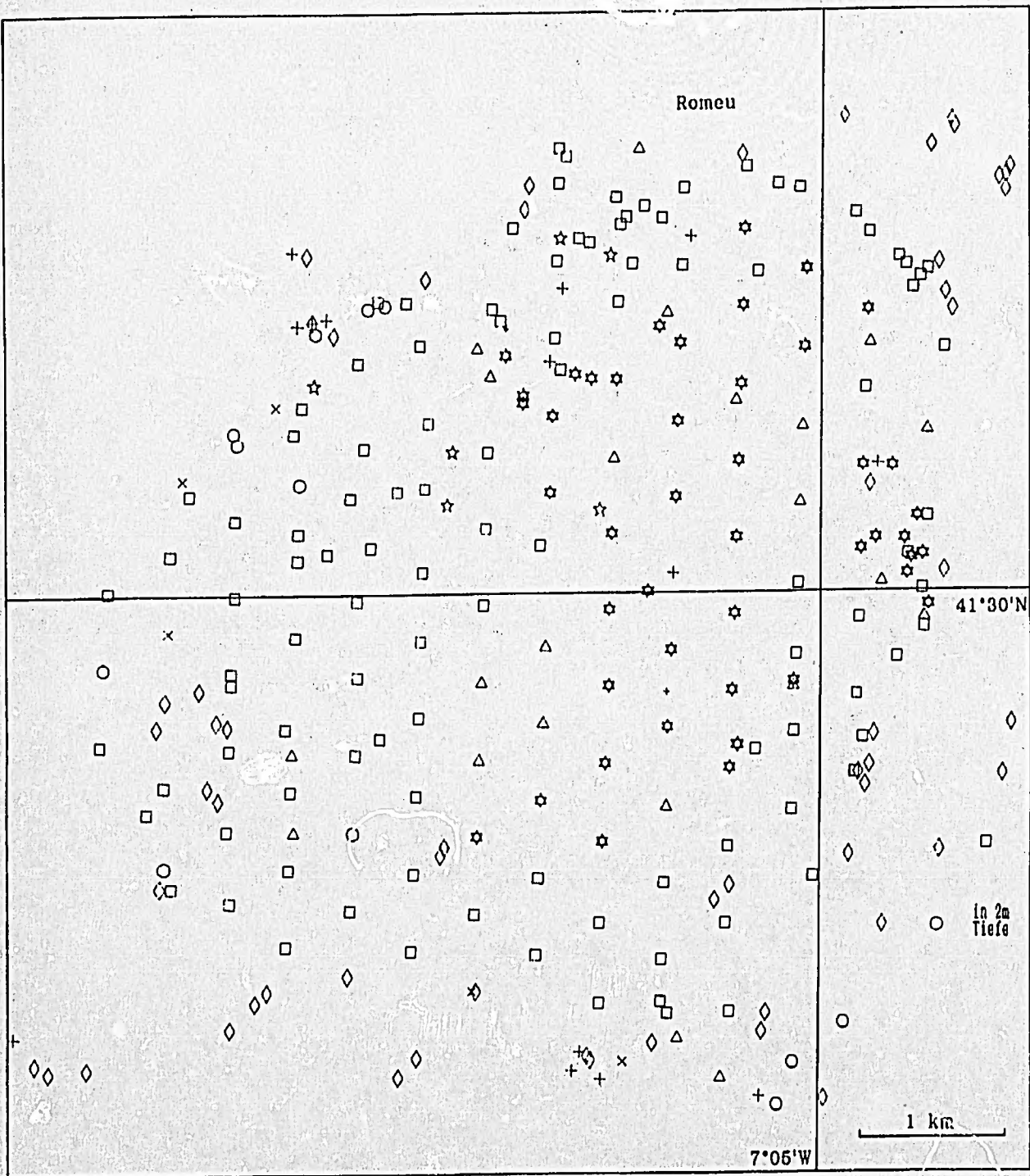
Tab. 9: Normierungswerte Primitiver Mantel

Cr	2770	ppm	Wed	Nd	1.232	ppm	Hofm
Ni	2000	ppm	T&McL	Nb	0.35	ppm	Sun
MgO	35.1	%	T&McL	Ta	0.04	ppm	T&McL
Co	100	ppm	T&McL	Sr	16.2	ppm	And
Fe ₂ O ₃	8.89	%	T&McL	Ce	1.9	ppm	Wood
Mn	1000	ppm	T&McL	La	0.570	ppm	And
= MnO	0.1291	%		Sn	0.150	ppm	Joch
SiO ₂	45.13	%	Hofm	K	252	ppm	Wood
Sc	9.3	ppm	Wed	= K ₂ O	0.0304	%	
Cu	16	ppm	Wed	Pb	0.193	ppm	Hofm
CaO	2.17	%	Wed	Ba	7.56	ppm	Wood
V	58	ppm	Wed	U	0.027	ppm	Wood
Ti	1260	ppm	And	Th	0.096	ppm	Wood
= TiO ₂	0.21	%		Rb	0.86	ppm	Wood
Al ₂ O ₃	2.77	%	Wed	Cs	0.019	ppm	Wood
Zn	37	ppm	And	W	0.0091	ppm	Joch
Y	3.26	ppm	And				
Ga	3	ppm	T&McL				
Zr	8.3	ppm	T&McL				
Na ₂ O	0.27	%	And	Mo	0.055	ppm	Joch
Hf	0.33	ppm	And	Li	2.15	ppm	Wän
P	64	ppm	Joch	F	19.4	ppm	Wän
= P ₂ O ₅	0.0147	%					

- And Anderson, D.L. (1983), J. Geophys. Res. 88, B41
- Hofm Hofmann, A.W. (1984), priv. Mitteilung.
- Joch Jochum, K.P., Hofmann, A.W. & Seufert, H.M. (1986), Fortschr. Min. 64, Bh. 1, S. 79.
- Sun Sun, S.-S. (1980), Phil. Trans. R. Soc. London, A297, S. 437.
- T&McL Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (1985), Continental Crust, S. 264.
- Wän Wänke, H., Dreibus, G. & Jagoutz, E. (1984), in Archean Geochemistry, S. 5.
- Wed Wedepohl, K.H. (1981), Fortschr. Min. 59, Bh. 1, S. 204.
- Wood Wood, D.A., Joron, J.-L., Treuil, M., Norry, M. & Tarney, J. 1979, Contr. Mineral. Petrol. 70, S. 334.

Karte aller Probenpunkte und der Gesteinstypen

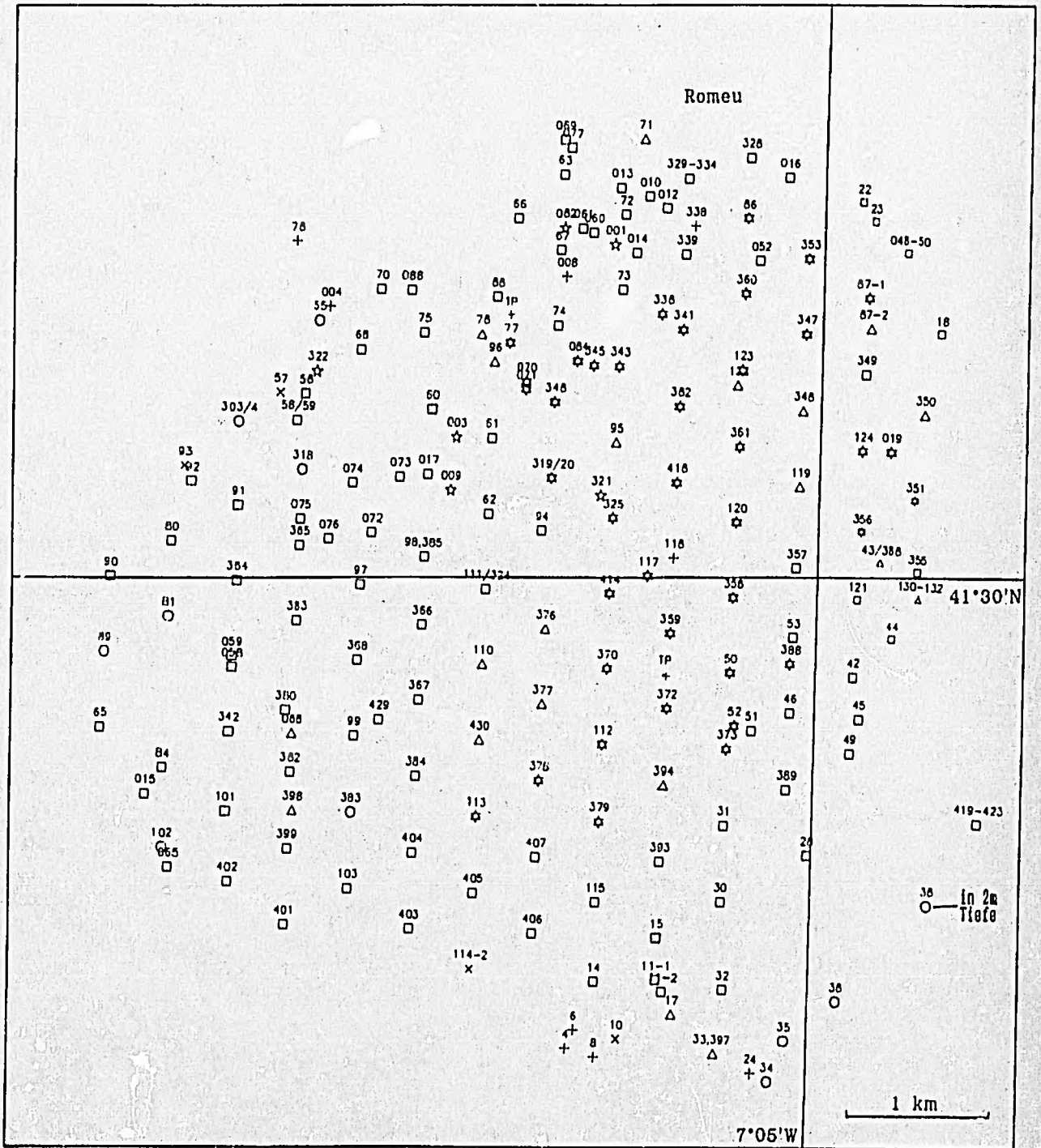
Legende (Granittypen Klasse 1 - 7 s. S. 44ff. und 63 des Textteils):
Quadrat = Klasse 1, 6-zackiger Stern = Klasse 2, Dreieck = Klasse 3,
schräges Kreuz = Klasse 4, Kreis = Klasse 5, 5-zackiger Stern =
Klasse 6, gerades Kreuz = Klasse 7, Raute = Nebengestein,
Topographischer Punkt: kleines Kreuz



Karte der geochemisch analysierten Proben

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430
(eng beieinander liegende Proben zusammengefaßt)

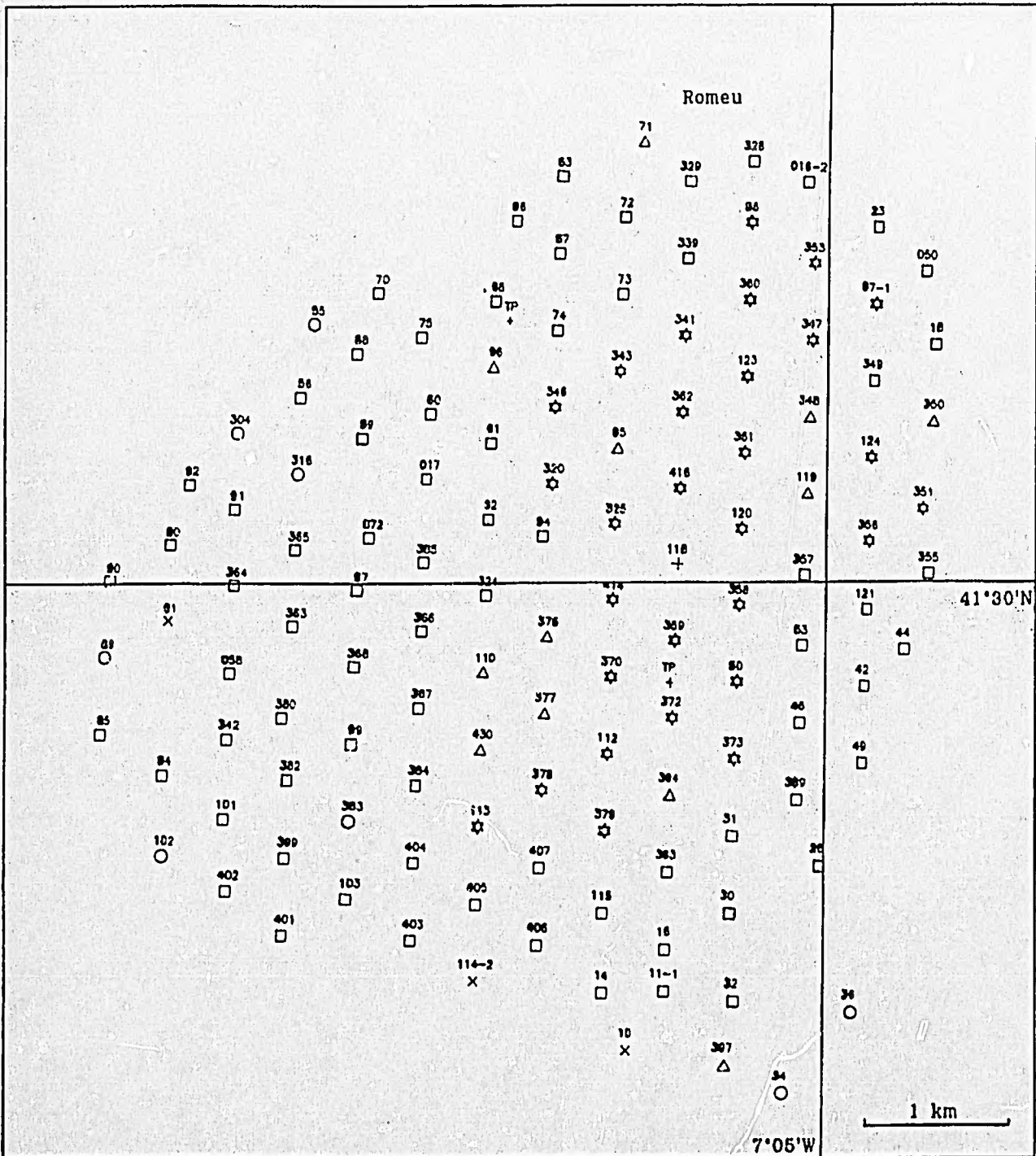
Legende s. S. 48 des Anhangs



Probenpunktkarte des äquidistanten Beprobungsgitters (500-m-Abstand)

CW82-Proben von 001 - 090, CW83 von 1 - 132, CW84 von 300 - 430

Legende s. S. 48 des Anhangs



Mein Lebenslauf wird aus Gründen des Datenschutzes in der elektronischen Fassung meiner Arbeit nicht veröffentlicht.