

**K-Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten und Sm-Nd-Modellalter  
prä- und synorogener schwach metamorpher Sedimente im  
Renoherzynikum  
Grundlegende Daten zur Quantifizierung orogener Prozesse am Beispiel  
der  
Varisziden**

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultäten  
der Georg-August-Universität zu Göttingen

vorgelegt von  
Wolfgang Küstner  
aus Frankfurt / Main

Göttingen 2000

D 7

**Referent:** Prof. Dr. B. T. Hansen

**Korreferent:** Dr. K. Wemmer

**Tag der mündlichen Prüfung:** 30. Oktober 2000

# INHALTSVERZEICHNIS

<b>I</b>	<b>EINLEITUNG UND ZIELSETZUNG .....</b>	<b>1</b>
<b>II</b>	<b>GEOLOGISCHER RAHMEN.....</b>	<b>3</b>
<b>II.1</b>	<b>Geodynamische Entwicklung der Varisziden .....</b>	<b>3</b>
<b>II.2</b>	<b>Regionalgeologischer Rahmen.....</b>	<b>6</b>
II.2.1	Nördliche Vortiefe.....	7
II.2.2	Renoherzynikum.....	7
II.2.3	Nördlichen Phyllitzone .....	10
II.2.4	Saxothuringikum .....	11
II.2.4.1	Mitteldeutsche Kristallinzone .....	11
II.2.4.2	Saxothuringisches Becken .....	14
<b>III</b>	<b>METHODIK.....</b>	<b>16</b>
<b>III.1</b>	<b>Probenaufbereitung .....</b>	<b>16</b>
III.1.1	Herstellung von Muskovitpräparaten .....	16
<b>III. 2</b>	<b>K-Ar Altersbestimmung.....</b>	<b>18</b>
III.2.1	Allgemeine Grundlagen.....	18
III.2.2	Bestimmung des $^{40}\text{K}$ .....	19
III.2.3	Bestimmung des radiogenen $^{40}\text{Ar}^*$ .....	21
III.2.4	Fehlerbetrachtung .....	23
<b>III.3</b>	<b>Sm-Nd-Modellalter .....</b>	<b>24</b>
III.3.1	Analyseverfahren.....	24
III.3.1.1	Probenaufbereitung .....	24
III.3.1.2	Feststoff-Massenspektrometrie .....	25
III.3.2	Berechnung von Sm-Nd Modellaltern.....	26
<b>III.4</b>	<b>Induktiv-gekoppelte-Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS) .....</b>	<b>31</b>
III.4.1	Probenaufbereitung.....	31
III.4.2	Messung.....	31
III.4.3	Fehlerbetrachtung .....	34
III.4.4	Auswertung.....	36

<b>IV</b>	<b>ERGEBNISSE UND INTERPRETATION .....</b>	<b>37</b>
<b>IV.1</b>	<b>Einleitung.....</b>	<b>37</b>
<b>IV.2</b>	<b>Ergebnisse.....</b>	<b>38</b>
IV.2.1	Statistik der Analysenergebnisse von rhenohertzynischen Sedimenten... 40	
IV.2.1.1	K-Ar-Abkühlalter detritischer Muskovite..... 40	
IV.2.1.2	Sm-Nd-Modellalter ..... 41	
IV.2.1.3	$\epsilon_{Nd}$ -Werte..... 42	
IV.2.1.4	Zusammenfassung..... 43	
<b>IV.3</b>	<b>Rhenohertzynische Detritustypen.....</b>	<b>43</b>
IV.3.1	Sedimente mit cadomischen K-Ar-Abkühlaltern ..... 44	
IV.3.2	Sedimente mit kaledonischen K-Ar-Abkühlaltern ..... 50	
IV.3.3	Sedimente mit frühvariszischen K-Ar-Abkühlaltern..... 53	
IV.3.4	Sedimente mit spätvariszischen K-Ar-Abkühlaltern..... 59	
<b>IV.4</b>	<b>Vergleichende Untersuchungen im Saxothuringikum.....</b>	<b>64</b>
IV.4.1	Zusammenfassung..... 69	
<b>V</b>	<b>SCHLUSSFOLGERUNGEN .....</b>	<b>71</b>
	<b>LITERATURVERZEICHNIS .....</b>	<b>74</b>
	<b>ANHANG .....</b>	<b>86</b>

## **VORWORT**

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. Hans Ahrendt, auf dessen Anregung diese Arbeit entstand. Ihm sei posthum für seine vielfältige Unterstützung gedankt. Hans Ahrendt war ein unermüdlicher Ideenlieferant, der sowohl im Gelände, als auch bei der Ausarbeitung methodischer Ansätze und der Interpretation der Datensätze ein immer kompetenter Ansprechpartner war.

Herrn Prof. Dr. B. T. Hansen danke ich für die Übernahme des Referates und die gute Betreuung. Herr Hansen nahm sich immer reichlich seiner knapp bemessenen Zeit für Diskussionen und für die Unterstützung meiner Arbeit und Ideen.

Ein großes Dankeschön an Herrn Dr. Klaus Wemmer für die Übernahme des Korreferates, aber auch für die Ar-Analysen (leider noch keine Einzelkorn-Messungen), für seine fruchtbar kritischen Bemerkungen und sein ständiges Interesse am Fortgang dieser Arbeit.

Einen herzlichen Dank möchte ich an Herrn Dr. Hermann Huckriede richten, der mich nicht nur mit seinem Ideenreichtum, seinen detaillierten regionalgeologischen Kenntnissen und seinem Überblick immer wieder neu beeindruckte.

Herrn Prof. Dr. W. Franke danke ich für die intensiven Diskussionen, bei denen er mit Tipps und kritischen Anmerkungen für hilfreiche Anregungen gesorgt hat.

Annett Büttner und Matthias Tischler danke ich für ihr überdurchschnittliches Engagement bei der Geländearbeit und im Labor. Ohne sie wäre die vergleichenden Untersuchungen im Saxothuringikum nicht zustande gekommen.

Dr. Klaus Simon hat die Messungen mit der ICP-MS durchgeführt und gab die entscheidenden Hilfestellungen bei der Auswertung und Interpretation der Daten. Herrn Dr. Thomas Becker sei für seine tatkräftige Unterstützung bei meinen ersten Gehversuchen in der Feststoff-Massenspektrometrie gedankt. Mit vielen Tipps und Tricks und ihrer Erfahrung im Bereich der Isotopengeochemie hatte Frau Dr. Barbara Bock einen nicht zu unterschätzenden Anteil am Gelingen dieser Arbeit. Frau Helgrit Semegen danke ich für die Kalium-Analysen.

Ohne den persönlichen Einsatz von Herrn Dr. M. Kosinowski wäre es wahrscheinlich nicht zu den Probennahmen bei der Preussag AG und der Wintershall AG gekommen.

Unter allen Kolleginnen und Kollegen, die für Fragen und Problemlösungen immer ein offenes Ohr hatten, möchte ich besonders Herrn Prof. Dr. J. Paul und Herrn Dr. Axel Vollbrecht hervorheben.

Der Deutschen Forschungsgesellschaft danke ich für die finanzielle Unterstützung im Rahmen des Schwerpunktprogrammes OROGENE PROZESSE.

## I EINLEITUNG UND ZIELSETZUNG

Die Arbeiten von HORSTMANN et al. (1990), WELZEL (1991), WELZEL et al. (1992) oder NEUROTH (1997) haben gezeigt, daß besonders die frühe metamorphe Entwicklung eines Orogens über dessen Abtragungsprodukte rekonstruiert werden kann, da die erodierten Einheiten in der Regel nicht von einer spätorogenen, temperaturbetonten Metamorphose überprägt werden. Gerade bei den Varisziden, die nur noch in einem tiefen Erosionsniveau vorliegen, können Teile der Krustenentwicklung nur über die bereits abgetragenen, heute aber noch in den Vorlandsedimenten erhaltenen Informationsträger nachvollzogen werden.

Als Informationsträger bieten sich aus geochronologischer Sicht detritische Muskovite an, die ihr im Liefergebiet erhaltenes K-Ar-Abkühlalter auch während des Transportes und der Verwitterung konservieren (FITCH et al. 1966, CLAUER 1981, WELZEL 1991). Postsedimentär können die Abkühlalter erst bei Temperaturen  $> 300^{\circ}\text{C}$  überprägt werden. Durch Korrelation dieser „Detritusalter“ mit geochronologischen Daten aus den heute noch nicht erodierten Einheiten der Varisziden mit paläogeographischen Rekonstruktionen, sedimentologischen und stratigraphischen Aspekten aus den Vorlandsedimenten, kann auf den Ablauf orogener Prozesse geschlossen werden.

Während die K-Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten Auskünfte über die letzten Phasen der hochmetamorphen Geschichte des Variszikums geben, sollte mit dieser Arbeit im Rhenoherynikum, mit Hilfe von Sm-Nd-Modellaltern, eine systematische Typisierung der frühen Geschichte, der an der Variszischen Orogenese beteiligten Krustensegmente erfolgen. MCCULLOCH & WASSERBURG (1978) haben nachgewiesen, daß sich die Sm/Nd-Verhältnisse von Sedimenten kaum von denen der Magmatite und Metamorphite aus deren Liefergebieten unterscheiden. Sie schlossen daraus, daß durch chemische Verwitterung, Transport, Sedimentation und Diagenese die Sm- und Nd-Isotopie nicht wesentlich verändert wird. Auf der anderen Seite reagiert das Sm-Nd-System sehr sensitiv, wenn z.B. in das Abtragungsprodukt alter Kruste juveniles Material gelangt. Somit spiegeln die Sm-Nd-Modellalter der klastischen Sedimente die Alter ihrer Ursprungsgesteine wider und können dabei orogene und/oder vulkanische Phasen nachweisen. In Kombination mit geochemischen Untersuchungen ist es möglich, die Liefergebiete petrographisch grob zu charakterisieren.

Das Ziel dieser Arbeit war es, mit Hilfe von K-Ar-Altersdatierungen und Sm-Nd-Modellalten Eckdaten für die Quantifizierung und Simulation orogener Prozesse zu liefern.

Mit diesen Eckdaten sollten Beiträge geleistet werden für die:

### **Rekonstruktion der Hebungs- und Exhumierungsgeschichte von Kristallingesteinen**

- Vergleichende K-Ar-Datierungen in Kombination mit Sm-Nd-Modellaltern und geochemischen Untersuchungen an den postulierten Liefergebieten sollen die vermutete Beziehung zwischen dem Abtragungsgebiet und dem Sedimentationsraum absichern oder widerlegen.
- Aus der Altersdifferenz zwischen K-Ar-Abkühlaltern und Sedimentationsaltern lassen sich minimale Exhumierungsgeschwindigkeiten ableiten.
- In dem Vertikalprofil durch eine klastische Sedimentabfolge signalisiert das erste Auftreten einer Alterssignatur die Freilegung einer geologischen Einheit, entweder durch isostatischen Aufstieg und Exhumierung oder durch frontale Akkretion.

### **Rekonstruktion der vor- und frühvariszischen Entwicklung**

Das Verständnis des Ablaufes von orogenen Prozessen impliziert die Kenntnis der Ausgangszusammensetzung und Lage der beteiligten Krustenblöcke. Häufig enthalten klastische Sedimente im Vorland von Orogenen Informationen über Gesteine, die im Liefergebiet bereits abgetragen oder durch Metamorphose und Deformation stark verändert worden sind. Isotopengeochemische Liefergebietsanalysen helfen die geologische Vorgeschichte des Liefergebietes zu verstehen und können somit entweder bisher unbekannte Ereignisse in einem bekannten Liefergebiet belegen, oder sogar auf andere Liefergebiete hinweisen.

Daraus lassen sich die folgenden Fragen formulieren:

- Wieviele unterschiedliche Krustensegmente sind als Detrituslieferanten für das Rhenoharzynikum unterscheidbar?
- Ab wann und wie lange liegen die unterschiedlichen Liefergebiete im Erosionsniveau?
- Sind mehrere und wenn wie viele unterscheidbare Liefergebiete gleichzeitig Detrituslieferanten?
- Welches räumliche und zeitliche Verteilungsmuster zeigen die klastischen Sedimente der unterschiedlichen Liefergebiete?

## II GEOLOGISCHER RAHMEN

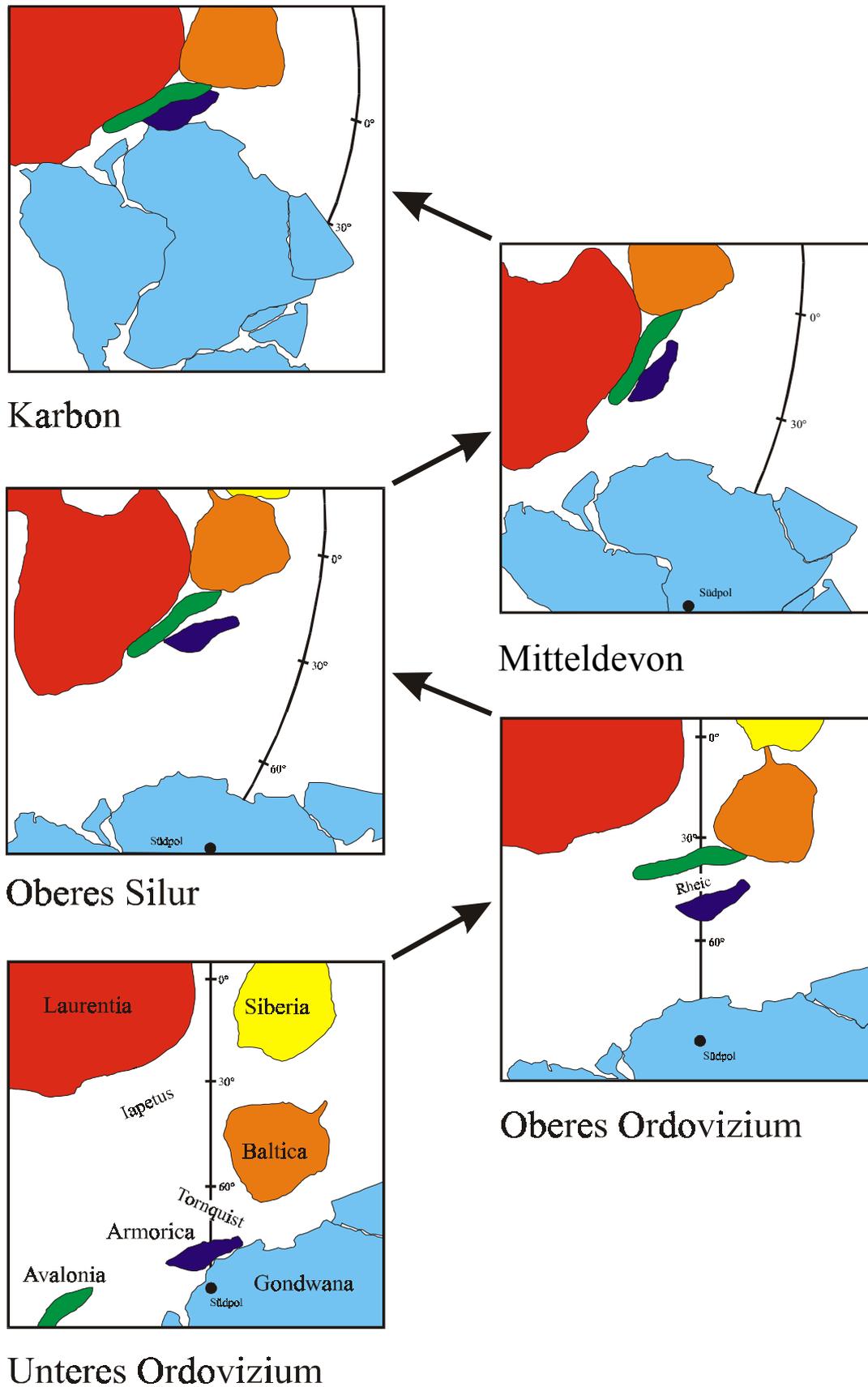
### II.1 Geodynamische Entwicklung der Varisziden

Die geodynamische Entwicklung der Varisziden wurde von den drei Makroplatten **Laurentia**, **Baltika** und **Gondwana** sowie mindestens von den zwei Mikroplatten **Avalonia** und **Armorika** bestimmt. Während die paläogeographischen Positionen von Laurentia, Baltika und Avalonia im unteren Paläozoikum relativ genau bekannt sind (TAIT et al. 1997), wird sowohl die Wanderkurve von Gondwana (BACHTADSE et al. 1995) als auch der tektonische Zusammenhang Gondwanas mit der Mikroplatte Armorika kontrovers diskutiert (TAIT et al. 1995). Auf der Grundlage neuerer, detaillierter paläomagnetischer Untersuchungen in Zentral- und Süd-Europa kann Armorika nicht als ein zusammenhängendes Terrane angesehen werden, sondern als Ansammlung von Mikroblöcken mit gleicher Driftgeschichte. Diese Ansammlung von Mikroblöcken oder Terranen wird als „**A**rmorican **T**errane **A**ssemblage“ (ATA) bezeichnet (BACHTADSE et al. 1998). Tektonisch befindet sich die Hauptdiskontinuität Armorikas zwischen Bohemia und den weiter westlich gelegenen Einheiten (Abb. II.2).

Einen Überblick der paläogeographischen Entwicklung im Paläozoikum geben z.B. BACHTADSE et al. (1998). Eine paläogeographische Rekonstruktion vom unteren Ordovizium bis zum Karbon, die sich in erster Linie auf paläomagnetische Daten stützt, ist in der Abb. II.1 dargestellt.

Im **unteren Ordovizium** trennte der Iapetus-Ozean Laurentia von Baltika und Gondwana sowie der Tornquist-Ozean Baltika von Gondwana. Aufgrund von paläomagnetischen (PERROUD et al. 1984) und paläontologischen (COCKS & FORTEY 1982) Befunden sowie anhand isotopengeochemischer Untersuchungen an detritischen Zirkonen (v. HOEGEN et al. 1990) kann davon ausgegangen werden, daß sich zu dieser Zeit Armorika noch am N-Rand von Gondwana in der Nähe des Südpols befand. In diesem Zusammenhang beschreiben BOEUF et al. (1971) glaziale Ablagerungen und SPJELDNAES (1961) Kaltwasserfaunen am Nordrand Gondwanas. Im unteren Ordovizium spaltet sich wahrscheinlich schon Avalonia vom Nordrand Gondwanas ab und driftet nach Norden.

Im **oberen Ordovizium** hat sich Armorika bereits von Gondwana getrennt und driftet Avalonia hinterher. Es wird angenommen, daß Avalonia ebenfalls im oberen Ordovizium mit Baltika kollidierte und darauf gemeinsam unter Subduktion des Iapetus nach Norden driften. Der zwischen Avalonia/Baltika und Armorika entstandene Ozean wird Rheic oder Rheischer



**Abb. II.1:** Paläogeographische Rekonstruktion der Lage von Laurentia, Baltika, Gondwana, Avalonia und Armorika vom unteren Ordovizium bis in das Karbon. Modifiziert nach BACHTADSE et al. (1998).

Ozean genannt (COCKS & FORTEY 1982, TRENCH & TORSVIK 1991, SOPER et al. 1992, TORSVIK et al. 1993, MEISSNER et al. 1994).

Im **Silur** führt die fortschreitende Konvergenz der Kontinente durch die Kollision von Laurentia mit Baltika zur Schließung des Iapetus und somit zur Kaledonischen Orogenese. Die Kollision von Baltika/Avalonia mit Laurentia findet nach FRANKE et al. (1995a) im tiefen Silur statt. TORSVIK et al. (1992) stellen dieses Ereignis in das mittlere Silur und MEISSNER et al. (1994) in das hohe Silur bis tiefe Devon. Der am Ende der Kaledonischen Ära bestehende große Nord-Kontinent wird als Laurussia oder Old-Red-Kontinent bezeichnet. Avalonia stellt dabei dessen Südrand dar. Im hohen Silur bis tiefen Devon dockt Armorika an Avalonia/Baltika an (TAIT et al. 1994, 1997) und leitet damit die Variszische Orogenese ein. Die beginnende Schließung des Rheischen Ozeans belegen unterdevonische Ostrakoden des Old-Red-Kontinents auf Armorika (MCKERROW 1994), bereits im Ems lassen sich die Faunen nicht mehr unterscheiden. Spätestens im Oberdevon ist die Subduktion des Ozeans abgeschlossen.

Im Rahmen der Variszische Orogenese kommt es im **Karbon** zur Kollision von Gondwana mit dem Old-Red-Kontinent, die im Perm den Superkontinent Pangäa hinterläßt.

Laurentia verbleibt im Paläozoikum mehr oder weniger in seiner äquatorialen Position (KENT & VAN DER VOO 1990). Die paläogeographische Lage Gondwanas vom Silur bis in das Oberdevon ist hingegen umstritten. BACHTADSE et al. (1995) diskutieren zwei geodynamische Modelle mit unterschiedlichen Wanderkurven.

Fixpunkte dieser Diskussion sind die gesicherten Polpositionen N-Afrikas im Ordovizium und S-Afrikas im Karbon. Das eine Modell geht von einer kontinuierlichen Nord-Drift Gondwanas vom Silur bis zum Oberdevon aus. Das alternative Modell berücksichtigt in diesem Zeitabschnitt eine Schleife in der Polwanderkurve. Daraus resultiert eine schnelle Nord-Drift Gondwanas im Silur, die eine Kollision mit den Nordkontinenten (Laurentia, Baltika, Avalonia und Armorika) am Ende des Silurs zur Folge hat. Anschließend soll sich im Unterdevon wieder ein Ozean im Bereich der Suture öffnen und Gondwana während des Devons nach Süden driften. Ab dem Oberdevon hat in beiden Modellen Gondwana eine nordwärts gerichtete Wanderkurve.

## II.2 Regionalgeologischer Rahmen

Die Varisziden stellen einen Teil einer paläozoischen Gebirgskette dar, die sich von den Appalachen über Marokko/Nordalgerien, West-, Mittel-, Südeuropa und Kleinasien bis einschließlich des Urals erstreckt. Die Ausdehnung des Orogens beträgt ca. 1000 km in der Breite und ca. 8000 km in der Länge.

Eine großräumige Einteilung der mitteleuropäische Varisziden in die drei geotektonischen Einheiten Rhenoherynikum, Saxothuringikum und Moldanubikum wurde bereits 1927 von F. KOSSMAT vorgenommen. In dieser Arbeit unterschied er rein deskriptiv nach Metamorphosegrad und stratigraphischem Inhalt, so daß seine Beobachtungen im Wesentlichen bis heute Bestand haben.

Das Moldanubikum wird vornehmlich durch hochmetamorphe Serien und postkinematische Granite gekennzeichnet, während das nordwestlich anschließende Saxothuringikum schwach- bis mittelgradig metamorphe, paläozoische Serien, spätorogene Granite und eine hochmetamorphe Zone an seinem Nordrand (Mitteldeutsche Schwelle nach BRINKMANN 1948) aufweist. Nordwestlich schließt sich das Rhenoherynikum an, das mit sehr schwach- bis schwachmetamorphen, überwiegend jungpaläozoischen Serien den externen Falten- und Überschiebungsgürtel des Orogens darstellt. Plattentektonisch gedeutet werden die Zonengrenzen als Suturen (z.B. WEBER 1986a,b) mit bedeutenden NW-gerichteten Überschiebungen und Deckenbaustrukturen.

Aus plattentektonischer Sicht repräsentieren heute die an der Variszischen Orogenese beteiligten Terrane und Kontinente folgende orogene Einheiten und Länder:

### Plattentektonischer Überblick

- Laurentia: Nordamerika, Grönland, NW-Schottland
- Baltika: Baltischer Schild, Russische Tafel
- E-Avalonia: London-Brabant-Massiv, autochtones Rhenoherynikum, (Mitteldeutsche Kristallinschwelle?)
- Armorika: Armorikanisches Massiv, Tepla-Barrandium, Saxothuringisches Becken, (Teile der Mitteldeutschen Kristallinschwelle)
- Gondwana: Afrika, Südamerika, Indien, Australien, Antarktis

Die mitteleuropäischen Varisziden gliedern sich von Norden nach Süden wie folgt (Abb. II.2):

- **Nördliche Vortiefe** (Aachen, Niederrhein, Westfalen)
- **Renoherzynikum** (Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Flechtlinger-Höhenzug)
- **Nördliche Phyllitzone** (Soonwald, Taunus, Wippraer Zone, Pakendorfer Zone)
- **Mitteldeutsche Kristallinschwelle** (Nordvogesen, Pfälzer Wald, Odenwald, Spessart, Ruhlaer Kristallin, Kyffhäuser, Dessauer Kristallin)
- **Saxothuringikum** (Sächsisches und Thüringisches Schiefergebirge inklusiv Erzgebirge, Fichtelgebirge, Sächsisches Granulitmassiv)
- **Moldanubikum** (mittlere und südliche Vogesen, Schwarzwald, Böhmisches Masse)

### II.2.1 Nördliche Vortiefe

Nordwestlich des Renoherzynikums, sensu strictu, hat bereits KOSSMAT (1927) ein Vorland erkannt. Diese Nördliche Vortiefe wird auch Westfälische Zone genannt und zeichnet sich durch synorogene, z. T. kohleführende klastische Sequenzen aus. Als externer Teil des Vorlandbeckens wird die Nördliche Vortiefe heute zum Renoherzynikum gezählt.

### II.2.2 Renoherzynikum

Östlich des Rheinischen Schiefergebirge (Abb. II.2) erstreckt sich das Renoherzynikum über das Werra-Grauwacken Gebirge, den Harz zu der Flechtlinger Scholle (FRANKE & ENGEL 1982; HOLDER & LEVERIDGE 1986) und wahrscheinlich bis zum Moravo-Silesikum (ENGEL & FRANKE 1983; FINGER & STEYRER 1995). Westlich der Ardennen läßt sich das Renoherzynikum bis nach Süd-Cornwall und Süd-Irland verfolgen (ENGEL et al. 1983b; FRANKE & ENGEL 1982; HOLDER & LEVERIDGE 1986). DALLMEYER & MARTINEZ-GARCIA (1990) sehen eine Verlängerung bis nach Süd-Portugal .

Der Hauptteil der Renoherzynikums wird von unter- bis mitteldevonischen Schelfklastika und Karbonaten aufgebaut, die den südlichen passiven Plattenrand des Old-Red-Kontinents repräsentieren. Der Abtragungsschutt des nördlich gelegenen Liefergebietes hat einen ausgedehnten Schelf aufgebaut, der im Unterdevon den Raum des gesamten Rheinischen

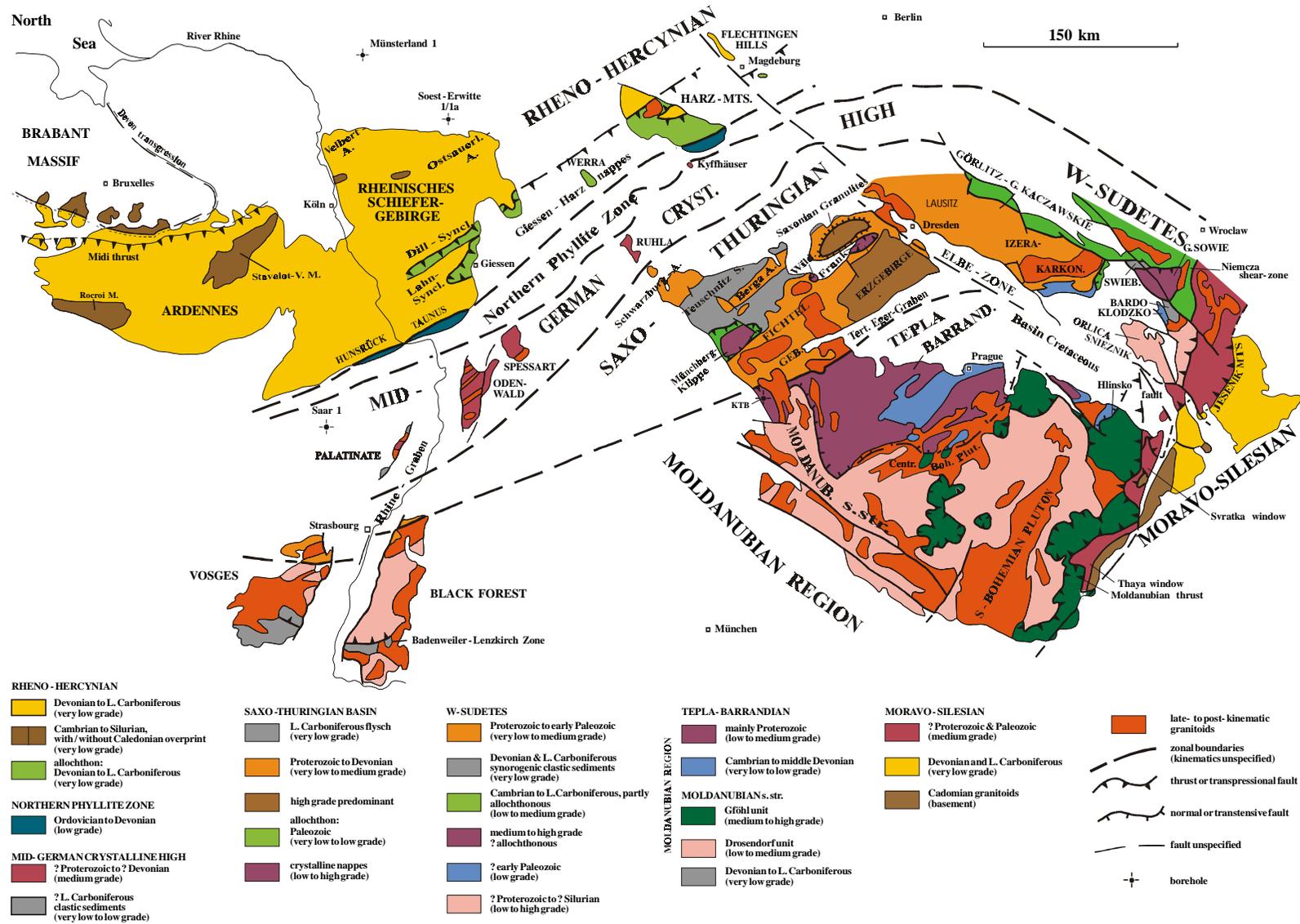


Abb. II.2: Geologische Übersichtskarte der mitteleuropäische Varisciden. Geologie nach DALLMEYER et al. 1995.

Schiefergebirges einnahm und dabei Mächtigkeiten von mehr als 5.000 m erreichte (LANGENSTRASSEN 1983). Die Schelfklastika werden von hemipelagischen Tonschiefern und frühkarbonischen Flyschen überlagert.

Diese Sedimente wurden weiträumig von Deckeneinheiten überfahren, deren Reste in Form der Gießener-Decke (ENGEL et al. 1983a,b) und Südharz-Selke- oder Ostharz-Decke (REICHSTEIN 1965) heute noch im Erosionsniveau liegen. Diese allochthonen Einheiten bestehen vornehmlich aus kondensierten Peliten und ersten oberdevonischen bis unterkarbonischen Flyschen, die frühdevonische MOR-Type Metabasalte (GRÖSSER & DÖRR 1986; PLATEN et al. 1989, WEDEPOHL et al. 1983; Zusammenfassung bei FLOYED 1995) überlagern. Die allochthonen Einheiten werden als der ozeanische Teil des Rhenohertzynischen Beckens gedeutet, der über die passiven Kontinentalrandsequenzen auf das Vorland überschoben wurde.

Das kontinentale Basement des Schelfes ist wahrscheinlich überall cadomisch überprägt (FRANKE et al. 1995a). Argumente dafür liefern isotopische Altersbestimmungen von MEISL et al. (1989) im Süd-Hunsrück am Gneis von Wartenstein mit  $550 \pm 20$  Ma (K-Ar und Ar/Ar an Hornblenden und Glimmern), sowie Pb/Pb-Altersbestimmungen an Einzelzirkonen mit  $574 \pm 3$  Ma (MOLZAHN et al. 1998). Dem Gneis lagern dort direkt Klastika der Gedinne-Stufe auf (KLÜGEL et al. 1994). Einen weiteren Beleg bietet die Eckergneis-Scholle am Brocken-Pluton im Harz, die eine Überprägung um 560 Ma aufweist (BAUMANN et al. 1991). Zwischen Ordovizium und Devon gibt es im Rhenohertzynikum keine Indizien für eine Kaledonische Orogenese.

Ab dem Unterdevon setzt die Dehnung der Kruste am passiven Südrand von Avalonia ein. Zeugen dafür sind submariner Vulkanismus, der mit Trachiten und Rhyolithen im späten Unterdevon beginnt (z.B. KIRNBAUER 1991) und von hauptsächlich basischen Vulkaniten bis in das Unterkarbon fortgesetzt wird. Dabei liegt das Maximum des basaltischen Vulkanismus in der oberen Givet-Stufe. Da die Krustendehnung nicht homogen erfolgte, entstanden Bereiche mit größerer Krustendehnung und Absenkung, die mit bedeutendem Vulkanismus verbunden waren und Bereiche mit geringer Krustenausdünnung und Absenkung. Als Resultat entstand im gesamten Rhenohertzynikum eine komplizierte Topographie des Beckenbodens mit der entsprechenden kleinräumigen Faziesverteilung.

Durch die anhaltende Konvergenz von Armorika zu Avalonia kam es im hohen Devon bis tiefen Karbon zur Schließung des Rhenohertzynischen Ozeans und damit verbunden auch zu einem Liefergebietswechsel. Die Abtragungsprodukte der nördlich gelegenen Kaledoniden werden von Flyschsedimenten aus einem südlich gelegenen Liefergebiet abgelöst. Das

Herkunftsgebiet dieser Flysche war lange Zeit ein kontroverser Diskussionspunkt. So wurde die Mitteldeutsche Kristallinschwelle z.B. von ENGEL et al. (1983a) und FRANKE & ENGEL (1986) als Liefergebiet angesehen, wohingegen SOMMERMANN (1990) und BENDER et al. (1994) aufgrund von petrographischen und geochemischen Untersuchungen den heutigen Kernbereich der Mitteldeutschen Kristallinschwelle als Liefergebiet der Flysche ausschlossen. Das potentielle Liefergebiet darf nach SOMMERMANN (1990) neben cadomischen Magmatiten nur schwach- bis unmetamorphe altpaläozoische Sedimente enthalten. Im Gegensatz dazu wird in der vorliegenden Arbeit das Liefergebiet der Flysche als MP- bis HP-metamorph angesehen. Belege dafür sind Druckabschätzungen über das Si/Al-Verhältnis an detritischen Muskoviten von HUCKRIEDE et al. (1999). Weiterhin belegen zahlreiche K-Ar-, Ar/Ar-, U-Pb- und Pb/Pb-Datierungen (vergl. Kap. II.2.4.1), daß die heute aufgeschlossene Mitteldeutsche Kristallinschwelle mit ihren Abkühlaltern von ca. 330 Ma im Oberdevon/Unterkarbon noch nicht im Erosionsniveau lag und somit zu dieser Zeit kein Liefergebiet für den rhenoherynischen Flysch (Abkühlalter um 370 Ma) darstellen konnte.

Die Front der Klastika des südlich gelegenen Liefergebietes erreichte im hohen Tournai das parautochthone Vorland (STOPPEL & ZSCHEKED 1971) und wanderte darauf weiter nach Norden (FRANKE & ENGEL 1986). Im Namur C wurde die Sedimentationsrate größer als die Absenkungsrate, was zu der paralischen, kohleführenden Molassesedimentation im Ruhrgebiet führte.

### II.2.3 Nördlichen Phyllitzone

Der südliche Rand des Rhenoherynikums wird von der **Nördlichen Phyllitzone (NPZ)** gebildet. SCHOLTZ (1930) definierte sie als eine schmale metamorphe Zone, die das Rhenoherynikum im Norden von der Mitteldeutschen Kristallinschwelle im Süden trennt (Abb. II.2). Die Nördliche Phyllitzone verläuft von SW nach NE von Düppenweiler, einem isolierten Aufschluß SE' des Hunsrück, über den Süd-Hunsrück, Süd-Taunus, die Wippraer Zone im SE-Harz bis zur Pakendorfer Zone, die ca. 40 km SE' durch Bohrungen nachgewiesen ist. Die NPZ ist am NW-Rand durch Überschiebungen gekennzeichnet, während der SE' Teil nicht aufgeschlossen ist (ANDERLE et al. 1995). Sie besteht aus Sedimenten und Vulkaniten, die durch eine karbonische (ca. 325 Ma) Deformation unter grünschieferfaziellen Bedingungen (3-6 kbar/300°C) geprägt sind (ONCKEN et al. 1995).

Die paläogeographische Zuordnung der Protolith der NPZ ist heterogen und teilweise unsicher, wohingegen sich ihre tektonometamorphe Entwicklung ähnelt (KLÜGEL 1995,

ONCKEN et al. 1995). Im Süd-Hunsrück werden Teile der NPZ als metamorphe Äquivalente der rhenoherynischen Schelfklastika angesehen. Der Süd-Taunus besteht hauptsächlich aus Meta-Vulkaniten, die einem spätsilurischen/frühdevonischen magmatischen Bogen zugerechnet werden (MEISL 1995). Im Harz (Wippraer Zone) enthält die NPZ metamorphe Äquivalente der allochthonen Harzgeröder Zone mit exotischen silurischen und devonischen Gesteinen. Weiter südöstlich befinden sich ordovizische klastische Metasedimente und Intraplatten-Metavulkanite (ANDERLE et al. 1995). Teile der Wippraer Zone interpretieren AHRENDT et al. (1996) als überschobene saxothuringische Oberplatte.

Die Nördliche Phyllitzone wird als eine tektonische Collage angesehen, die wahrscheinlich aus Überresten des distalen SE-Teils des rhenoherynischen passiven Plattenrandes besteht, sowie aus Gesteinen, die einen silurischen magmatischen Arc indizieren und exotischen sedimentären Sequenzen, die vielleicht von der armorikanischen Mikroplatte stammen (ANDERLE et al. 1995).

#### II.2.4 Saxothuringikum

Das Saxothuringikum wird im Westen von der Süddeutschen Scholle durch die NW-SE verlaufende Fränkische Linie begrenzt. Im Osten trennt die ebenfalls NW-SE streichende Elbe-Zone das Saxothuringikum von dem Westsudetisch-Lausitzer Anteil (Lugikum) der Varisziden. Die SE-Grenze zum Moldanubikum ist durch den tertiären Eger-Graben gekennzeichnet. Den nordwestlichen Teil des Saxothuringikums bildet die Mitteldeutsche Kristallinzone, den südöstlichen Teil das Saxothuringische Becken (Abb. II.2).

##### II.2.4.1 Mitteldeutsche Kristallinzone

Nach SE grenzt das Rhenoherynikum an den NW-Teil des Saxothuringikums nach KOSSMAT (1927). Die Mitteldeutsche Kristallinzone wurde von Kossmat nicht separat benannt, aber später von SCHOLTZ (1930) als eigenständige Einheit erkannt und von BRINKMANN (1948) als **Mitteldeutsche Schwelle** bezeichnet. Nach der Nomenklatur von RÖLLIG (1991) wird unterschieden zwischen der Mitteldeutschen Schwelle (MDS), die im Devon und Karbon eine paläogeographische Einheit darstellte und der Mitteldeutschen Kristallzone (MKZ). Die MKZ wird als tektonisches Strukturelement am NW-Rand des Saxothuringikums gesehen, das in sich inhomogen aufgebaut ist und wahrscheinlich aus unterschiedlichen allochthonen Einheiten oder Terranes besteht (WEBER 1995).

Als westlichster Nachweis der MKZ wird das Basement des permo-karbonischen Saar-Nahe Beckens angesehen, das durch die Bohrung Saar I (Abb. II.2) belegt ist. Nach Osten erstreckt sich die MKZ über Aufschlüsse des westlichen Rheintalgrabens, den Odenwald, den Spessart, das Ruhlaer Kristallin, den Kyffhäuser bis zu den Bohrungen im Dessauer Kristallin. Weiter östlich ist die MKZ ausschließlich durch Bohrungen und geophysikalische Untersuchungen bekannt (z.B. WEBER 1995).

Die MKZ ist in Ihrer Längserstreckung bezüglich Metamorphosegrad und Zusammensetzung äußerst inhomogen aus Metamorphiten und Magmatiten zusammengesetzt. Die Metamorphite reichen von Metasedimenten und Migmatiten bis hin zu metamagmatischen Gesteinen. Als Magmatite enthält die MKZ sowohl mafische und intermediäre, als auch saure Plutonite. Sie unterscheiden sich weiterhin durch ihr Intrusionsalter (prä- und synvariszisch) sowie anhand ihrer spät- oder postkinematischen Deformation (HIRSCHMANN 1995).

Hauptsächlich besteht die MKZ aus kalkalkalinen Magmatiten und amphibolitfaziellen Metamorphiten (z.B. HIRSCHMANN & OKRUSCH 1988, LAUE et al. 1990).

Silurische Kalkalkali-Magmatite sind aus dem Basement des Saar-Nahe Beckens (SOMMERMANN 1993), aus dem Süd-Taunus (SOMMERMANN et al. 1992, 1994) und aus dem Spessart (LIPPOLT 1986) bekannt.

Amphibolitfazielle Metamorphite bis 9 kbar sind im Spessart, Kyffhäuser und Ruhlaer Kristallin aufgeschlossen, während in anderen ausgedehnten Bereichen der MKZ nur Drucke von < 1 bis 5 kbar bestimmt wurden (NASIR et al. 1991, OKRUSCH 1995, ONCKEN 1997, ZEH 1996). Im Odenwald konnte die Peak-Metamorphose mit U-Pb-Altern an Zirkonen auf ca. 340-330 Ma datiert werden. Die Platznahme der Granite erfolgte dort um 375 Ma und die basischen Magmatite intrudierten vor ca. 365 Ma. Die schnelle Hebung dieses Bereiches der MKZ fand vor ca. 320 Ma, lokal auch 10 bis 20 Ma früher statt (TODT et al. 1995).

Vereinzelte Alter um 370 Ma (z.B. K-Ar an Hornblenden von KREUZER & HARRE 1975), die eine Frühphase der variszischen Metamorphose datieren, müssen vorsichtig interpretiert werden. Glaubwürdigere konkordante U-Pb-Alter an Zirkonen und K-Ar-Alter an Biotiten ergeben Alter um 330 Ma.

Nach ONCKEN (1997) liegen alle geochronologischen Daten des östlichen Odenwaldes, des Spessarts und der Rhön, die an Hornblenden, Muskoviten und Biotiten gemessen wurden, im Bereich zwischen 324 und 318 Ma und belegen damit eine sehr schnelle Abkühlung nach der Peak-Metamorphose.

Diese Werte sind mit den Altern der Peak-Metamorphose der benachbarten Nördlichen Phyllitzone identisch (KLÜGEL 1995). Im Ruhlaer Kristallin sind die Abkühlalter mit

ca. 330 Ma (ZEH et al. 1995, ZEH et al. 1997) geringfügig älter und wiederum identisch mit den Altern der nahegelegenen Nördlichen Phyllitzone im Harz (AHRENDT et al. 1996).

Zusammenfassend belegen die zahlreichen Datierungen der MKZ, daß die Abkühlung des heutigen Anschnittes der MKZ unter 350-300°C etwa im Visé (ca. 330 Ma) stattfand:

<b>Odenwald</b>	U-Pb an Zirkonen ( <u>konkordant</u> ) ca. <b>335</b> Ma (TODT et al. 1995) Ar/Ar an Biotiten <b>340-305</b> Ma (KIRSCH et al. 1988) K-Ar an Biotiten <b>336-321</b> Ma (HELLMANN et al. 1982) K-Ar an Biotiten <b>330-320</b> Ma (KREUZER & HARRE 1975) K-Ar an Biotiten, Muskoviten <b>325-293</b> Ma (LIPPOLT 1986)
<b>Spessart</b>	K-Ar Alter an Hornblenden, Muskoviten und Biotiten <b>324-318</b> Ma (NASIR et al. 1991) Pb/Pb Evap. <b>330</b> Ma (ANTHES & REISCHMANN 1997) K-Ar an Biotiten, Muskoviten <b>322-317</b> Ma (LIPPOLT 1986)
<b>Bohrungen</b>	
<b>E' des Spessarts</b>	K-Ar an Muskoviten von <b>323-315</b> Ma (SCHMIDT et al. 1986)
<b>Ruhla</b>	Ar/Ar an Biotiten, Muskoviten und Pb/Pb Evap. ca. <b>340-290</b> Ma (ZEH et al. 1997)
<b>Kyffhäuser</b>	K-Ar an Muskoviten und Biotiten ca. <b>333</b> Ma (MARHEINE 1997) Pb/Pb Evap. <b>330-323</b> Ma (ANTHES & REISCHMANN 1996) K-Ar an Biotiten ca. <b>340</b> Ma (SEIM 1967)
<b>Flechtlinger Scholle</b>	K-Ar an Muskoviten und Biotiten <b>337-329</b> Ma (MARHEINE 1997) Pb/Pb Evap. ca. <b>330</b> Ma (ANTHES & REISCHMANN 1996) Pb/Pb Evap. ca. <b>330</b> Ma (HAMMER et al. 1996)

Die geodynamische Entwicklung der Mitteldeutschen Kristallzone wird kontrovers diskutiert. Aus klassischer Sicht wird die MKZ als aktiver Plattenrand Armorikas verstanden, der die synorogenen oberdevonischen bis unterkarbonischen Flysche des Rhenohertzynikums lieferte (z.B. ENGEL & FRANKE 1983a,b). Eine andere Sichtweise, die in der vorliegenden Arbeit eindeutig favorisiert wird, fordert ein älteres, cadomisch geprägtes Liefergebiet mit MP- bis HP-metamorphen Gesteinen für die Flysche und stellt die durch

Überschiebungstektonik induzierte Platznahme der MKZ in das Oberkarbon (SOMMERMANN 1990, BENDER et al. 1994, KROHE 1994, HENK 1995, HUCKRIEDE et al. 1998, 1999).

#### II.2.4.2 Saxothuringisches Becken

Das Saxothuringische Becken dominieren schwach metamorphe Sedimente (low grade) und Vulkanite, die in einem kambrischen bis devonischen Rift-Becken abgelagert wurden, das sich im Devon bis tiefen Karbon schloß (FRANKE 1995).

Die Untergliederung des Saxothuringischen Beckens wird anhand von SW-NE verlaufenden Synklinal- und Antiklinalstrukturen vorgenommen, die im oberen Visé entstanden sind (BLÜMEL 1995). Von Norden nach Süden sind dies (Abb. II.2)

- der Schwarzburger Sattel,
- die Teuschnitz-Ziegenrücker Mulde,
- der Berga Sattel,
- die Vogtland-Mittelsachsen Mulde,
- der Fichtelgebirge-Erzgebirge Sattel und
- die Waldsassen Mulde.

Das Saxothuringische Becken besteht hauptsächlich aus parautochthonen klastischen Sedimenten und vulkanischen Gesteinen, die vom Kambrium bis zum Ordovizium auf einem passiven Kontinentalrand abgelagert wurden. Dieses kontinentale Basement konnte jedoch noch nicht nachgewiesen werden, da es entweder als integraler Bestandteil der metamorphen Mitteldeutschen Kristallinschwelle verborgen blieb oder von ihr überfahren wurde. Weiterhin denkbar ist auch, daß Blattverschiebungen die saxothuringischen Gesteine und die MKZ zufällig in ihre heutige benachbarte Position brachten (FRANKE 1995, FALK et al. 1995).

Die frühpaläozoischen Schelfablagerungen werden von hemipelagischen, spätordovizischen bis frühkarbonischen Sedimenten, Intraplattenvulkaniten und unterkarbonischen distalen Flyschen überlagert. Diese **parautochthone** Sequenz wurde am NW' Rand des Saxothuringischen Beckens abgelagert und wird als **Thüringische Fazies** bezeichnet.

Demgegenüber werden die **allochthonen** Abfolgen des Saxothuringischen Beckens als **Bayerische Fazies** zusammengefaßt, die an einem aktiven Kontinentalrand abgelagert und anschließend als Akkretionskeil auf die Thüringische Fazies überschoben wurden. Es

sind Tiefwasserablagerungen und proximale Flysche des Saxothuringischen Beckens, die sich heute in dem liegenden Teil der tektonischen Klippen von Münchberg, Wildenfels und Frankenberg finden. Der hangende Teil dieser invers gestapelten Deckeneinheiten besteht aus frühordovizischen MORB-type Gesteinen, die vor ca. 395 Ma eklogitfaziell überprägt wurden und verschiedenen MP-metamorphen Gesteinen mit Zirkon-, Hornblende- und Glimmeraltern zwischen 380 und 365 Ma (FRANKE et al. 1995a). Die SE' gelegenen Liefergebiete der allochthonen Serien setzten sich aus kambrischen bis frühordovizischen, neritischen klastischen Sedimenten zusammen. Die Tiefwasserablagerungen werden von ordovizischen, bimodalen Intraplatten-Vulkaniten, turbititischen Sandsteinen, silurischen bis frühkarbonischen Tonschiefern und proximalen Flyschen überlagert.

Der ozeanische Teil des Saxothuringischen Becken ist in Form von Eklogiten in der kristallinen Münchberger Decke erhalten geblieben.

### **III        METHODIK**

#### **III.1      Probenaufbereitung**

Da die Qualität und die Menge der Proben sehr heterogen waren, wurde auch die Probenaufbereitung individuell angepaßt. Das Spektrum reichte von mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen mit 500 µm großen Glimmern über weiche Tonschiefer mit stark schwankenden Glimmergehalten bis hin zu fast glimmerfreien Quarziten. Die Probenmenge sollte möglichst etwa 10 kg betragen. Besonders bei einigen Bohrkernen stand jedoch nur deutlich weniger Material zur Verfügung.

##### Waschen und Vorzerkleinern

Zuerst wurden die Proben gewaschen und falls notwendig mit einem Hammer vorzerkleinert. Eventuelle Verunreinigungen und/oder Verwitterungskrusten wurden dabei beseitigt. Von dem gereinigtem Material wurde jeweils ein Handstück zur Dokumentation und für die Anfertigung von Dünnschliffen zurückbehalten. Anschließend wurde die gesamte Probe, in Abhängigkeit der Probenmenge, entweder mit einem Backenbrecher der Firma STUTEVANT oder mit einer Scheibenschwingmühle der Firma SIEBTECHNIK zerkleinert. Die Mahlzeit in der Scheibenschwingmühle variierte je nach Gesteinstyp zwischen 10 und 30 Sekunden.

##### Gesamtgesteins-Abgriff

Für die geochemischen Untersuchungen und Bestimmung der Sm-Nd-Modellalter wurden mit Hilfe eines Probenteilers repräsentative Gesamtgesteins-Abgriffe von ca. 200 g durchgeführt. Dieses Material wurde in einer Kugelmühle der Firma FRITSCH 20 Minuten in Achattöpfen analysenfein gemahlen.

#### **III.1.1    Herstellung von Muskovitpräparaten**

In einem ersten Test wurde etwas Probenmaterial naß durch einen Siebturm mit den Maschenweiten 1000, 500, 250, 125 und 63 µm gesiebt, um festzustellen in welcher Fraktion die Hellglimmer angereichert waren. Anschließend wurde je nach Glimmergehalt von 1 bis 10 kg der Probe die glimmerreiche Fraktion naß abgesiebt, was die weiter zu bearbeitende Probenmenge auf ein Bruchteil reduzierte. Bei hohen Glimmergehalten wurde dieses Vorkonzentrat in einem „Mica-Jet“ weiter angereichert. Dieser ist eine senkrecht stehende

Gegenstromanlage aus Glas in die das Probenmaterial seitlich eingebracht wird. Durch einen aufwärts gerichteten Wasserstrom werden Mineralkörner und Gesteinsbruchstücke in Abhängigkeit ihres Auftriebsverhalten separiert. Schichtsilikate haben aufgrund ihrer plättchenförmigen Kornform ein günstigeres Auftriebsverhalten als gleich große runde Körner gleicher Dichte. Durch die Regulierung des Wasserstroms wird der „Mica-Jet“ so eingestellt, daß die Glimmer nach oben transportiert und über einen Abfluß in einen Siebturm gespült werden. Eine detaillierte Beschreibung des „Mica-Jet“ gibt z.B. HORSTMANN (1987).

Bei glimmerarmen Proben hat es sich als sinnvoll erwiesen, vor dem „Mica-Jet“ das Material weiter vorzukonzentrieren. Hierfür wurde die glimmerreiche Siebfraction in einem geeigneten Becherglas in Suspension gebracht und über ein Sieb dekantiert sobald fast nur noch Glimmer in der Wassersäule schwammen. Mit dieser einfachen Methode ließen sich relativ schnell aus glimmerarmen Proben hoch angereicherte Glimmerkonzentrate herstellen, sofern genügend Material zur Verfügung stand.

Für die weiteren Anreicherungs-schritte wurden die Glimmerkonzentrate bei 60°C getrocknet. Zur Entfernung von rundlichen Körnern hat sich der „Trockenrütteltisch“ bewährt. Auf ein Blatt Papier wird ein Teil der Probe gegeben, anschließend etwas schräg gehalten und wie ein Rütteltisch bewegt. Plättchenförmige Minerale bleiben dabei auf ihren Basisflächen liegen, während runde Minerale oder Aggregate abwärts rollen.

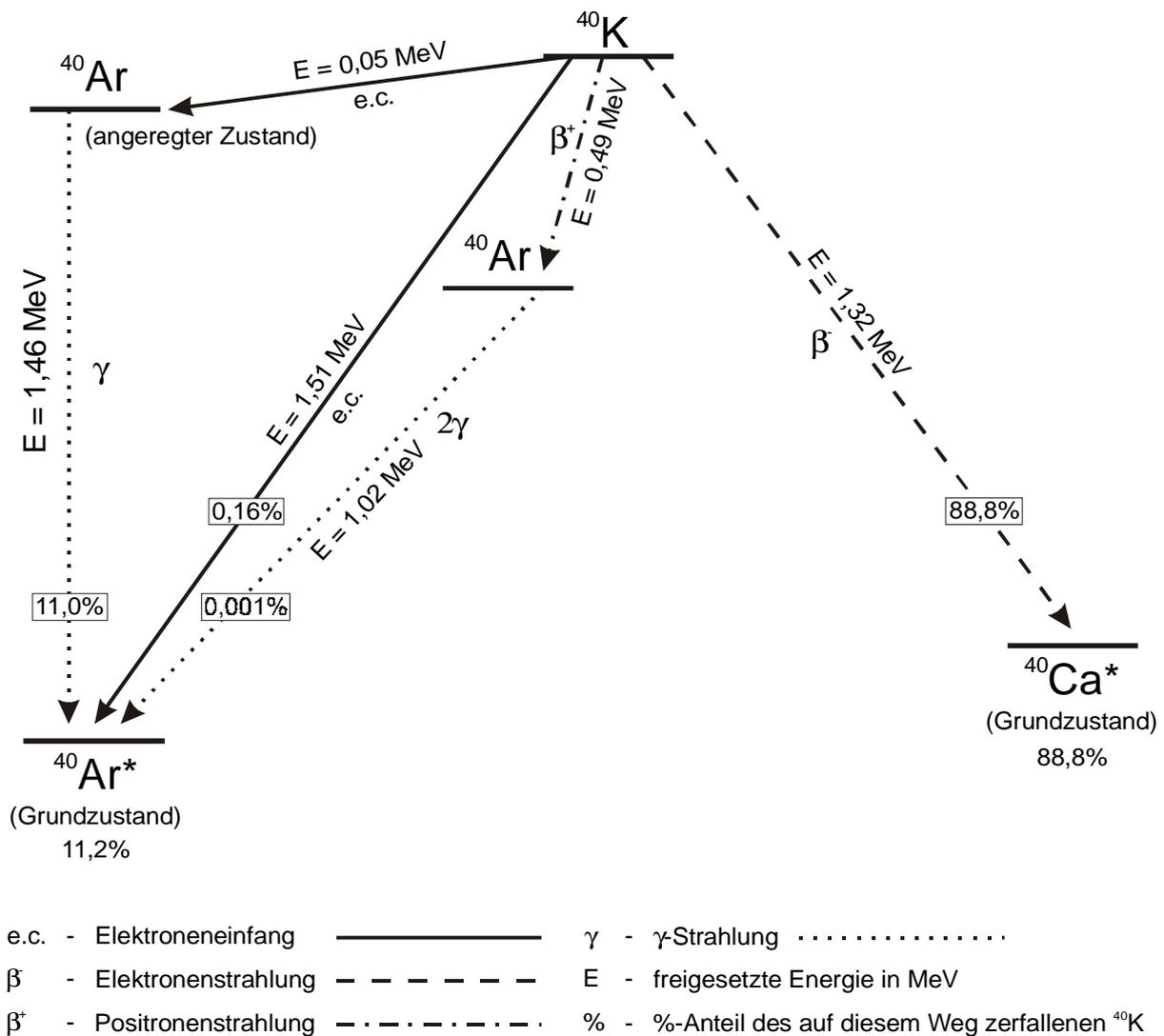
Für die Abtrennung der Muskovite von Biotiten und Chloriten wurde ein Magnetscheider der Firma FRANTZ, Model L1 verwendet, der die Minerale anhand ihrer unterschiedlichen magnetischen Suszeptibilität separiert. Zuerst wurden Biotite und Chlorite bei einem Magnetstrom von ca. 0,4 bis 0,6 A und einer Schienenneigung von jeweils 25° in beiden Ebenen von den Muskoviten abgetrennt. In einem zweiten Durchgang wurden die Muskovite bei ca. 1,3 A in die magnetische Fraktion gezogen und dabei von Mineralen mit geringerer magnetischer Suszeptibilität getrennt.

Die letzten Verunreinigungen wurden unter dem Binokular ausgelesen und das Präparat darauf ca. drei Minute unter Ethanolbedeckung in einem oberflächenrauen Porzellanmörser gerieben, um die Probe zu reinigen und Verwitterungs-ränder zu entfernen. Nach der Trennung der Muskovite von ihrem Abrieb durch ein 80 µm Einwegsieb und einer letzten Kontrolle unter dem Binokular lag ein Muskovit-Präparat mit einem Reinheitsgrad > 99 % vor (WELZEL 1991).

### III. 2 K-Ar Altersbestimmung

#### III.2.1 Allgemeine Grundlagen

Die K-Ar-Alterbestimmung basiert auf dem dualen radioaktiven Zerfall des  $^{40}\text{K}$  zu  $^{40}\text{Ca}$  ( $\beta^-$ -Zerfall;  $\lambda_{\beta^-}$ ) und  $^{40}\text{Ar}$  (Elektroneneinfang bzw. Positronenstrahlung;  $\lambda_{\epsilon}$ ) mit einer Halbwertszeit von  $1,25 \times 10^9 \text{ a}$  ( $\lambda = 5,543 \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ ). Diese Halbwertszeit erlaubt Datierungen in einem relativ großen Zeitabschnitt von weniger als einer Millionen bis zu einigen Milliarden Jahren. K ist ein häufiges Element in vielen gesteinsbildenden Mineralen und das Tochterprodukt Ar als inertes Gas läßt sich chemisch leicht extrahieren und auch in geringen Konzentrationen präzise messen.



**Abb. III.2.1:** Zerfallsschema des  $^{40}\text{K}$  (nach DALRYMPLE & LANPHERE 1969, ergänzt nach FAURE 1986)

Das Zerfallschema ist in der Abb. III.2.1 dargestellt. Das Zerfallsschema und die Grundlagen der K-Ar-Altersbestimmung werden bei DALRYMPLE & LANPHERE (1969) und FAURE (1986) ausführlich behandelt und sollen in der vorliegenden Arbeit nur kurz erläutert werden.

Die K-Ar-Altersgleichung muß aufgrund des dualen Zerfalls von  $^{40}\text{K}$  mit dem Faktor  $(\lambda_{\text{ges}}/\lambda_{\epsilon})$  korrigiert werden, da für eine Datierung nur der Anteil des  $^{40}\text{Ar}^*$  am Gesamtzerfall berücksichtigt werden darf.

$$t = \frac{1}{\lambda_{\text{ges}}} \times \ln \left( \frac{^{40}\text{Ar}^*}{^{40}\text{K}} \times \left( \frac{\lambda_{\text{ges}}}{\lambda_{\epsilon}} \right) + 1 \right)$$

Das berechnete Alter ist nur dann geologisch relevant, wenn das gesamte  $^{40}\text{Ar}$  aus dem radioaktiven Zerfall von  $^{40}\text{K}$  entstanden ist oder aus der atmosphärischen Kontamination stammt, die entsprechend korrigiert wird. Zusätzlich muß das Kristallgitter nach Unterschreitung der Schließungstemperatur geschlossen geblieben sein, damit ein Ar- und/oder K-Verlust oder Einbau ausgeschlossen werden kann. Weiterhin darf bei der Mineralneubildung kein ererbtes „Exzess-Argon“ eingebaut worden sein.

### III.2.2 Bestimmung des $^{40}\text{K}$

Die Kaliumbestimmungen wurden am IGDL der Georg-August-Universität Göttingen durchgeführt und sollen hier nur kurz erläutert werden. Eine detaillierte Beschreibung des Analyseverfahrens gibt z.B. NEUROTH (1997).

Die Bestimmung der  $^{40}\text{K}$ -Gehalte erfolgte nach dem Verfahren von HEINRICHS & HERRMANN (1990). Die  $^{40}\text{K}$ -Konzentration wird dabei aus der  $\text{K}_2\text{O}$ -Analyse unter Berücksichtigung der Isotopenhäufigkeitsverteilung des Kaliums berechnet. Die Kaliumbestimmung erfolgte grundsätzlich als Doppelbestimmung, wobei pro Aufschlußserie jeweils ein internationaler Standard und eine Blindprobe mit gemessen wurden.

#### Aufschluß

Für die Säureaufschlüsse wurden je nach Probenmenge 2 x 5 mg bis max. 2 x 50 mg in Teflonbecher eingewogen. Die Aufschlüsse erfolgten durch Zugabe von je 5 ml HF (40 %) und 1 ml  $\text{HNO}_3$  über Nacht bei 120°C und geschlossenem Deckel. Nach dem Abkühlen wurden die Säuren ohne Deckel bei 120°C abgeraucht, um anschließend den Rückstand mit

2 ml HCl (37 %) aufzunehmen und in einen 100 ml Meßkolben zu überführen. Als Ionisationspuffer für die Alkalimetalle wurden 4 ml Caesiumchlorid (12,5 %) sowie als interner Standard des Flammenphotometers 10 ml Li-Lösung (700 ppm) zugegeben und der Meßkolben mit VE-Wasser bis zu der Eichmarke aufgefüllt.

### Messung

Die Kaliummessungen erfolgten mit einem Flammenphotometer der Firma EPPENDORF (ELEX 63/61). Das Meßprinzip beruht auf der Erkennung von charakteristischen Spektrallinien, die bei der Ionisation von Atomen oder Molekülen entstehen. Die Intensität der Spektrallinien eines Elements ist dabei proportional zu der Konzentration in der gemessenen Lösung. Vor einer Meßserie wurde der Flammenphotometer über eine Eichkurve kalibriert. Die Kontrolle während der Messungen stellen Wiederholungsmessungen je eines Eichpunktes nach jeder Doppelbestimmung sicher.

Geräteeinstellungen:

Flamme	Luft/Acetylen
Wellenlänge	K: 766.49 nm; Na: 589 nm
Integrationszeit	2 s
Wiederholungsmessungen	5
Meßbereich	0-100 ppm

### Auswertung

Von den Rohdaten wurden zuerst die Blindwerte abgezogen, um anschließend mit Hilfe der Eichreihen die K<sub>2</sub>O-Konzentrationen in den Lösungen und unter Berücksichtigung der Einwaagen die K<sub>2</sub>O-Gehalte in den Proben zu bestimmen. Hierbei wurden die K<sub>2</sub>O-Werte nicht mit den mitgemessenen internationalen Biotitstandard Mica-Fe (8,75 Gew.-% K<sub>2</sub>O) korrigiert. Dieser dient nur zur Kontrolle systematischer Fehler.

Für die Fehlerbetrachtung wurden die Standardabweichung und der Variationskoeffizient nach folgenden Formeln berechnet:

Standardabweichung: 
$$SA = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1}}$$

Variationskoeffizient: 
$$S = \frac{SA \times 100}{\bar{x}} [\%]$$

$x_i$  = Einzelwert

$\bar{x}$  = Mittelwert aller Messungen

$n$  = Anzahl der Messungen

Für die  $K_2O$ -Bestimmung einer Probe wurde der Mittelwert der Doppelbestimmung verwendet. Da in die K-Ar-Altersgleichung der  $^{40}K$ -Gehalt eingeht, muß erst die Gesamtkaliummenge nach der Formel

$$K_{\text{ges}} = 0,8302 K_2O \text{ [Gew. - \%]}$$

bestimmt werden. Anschließend kann der  $^{40}K$ -Gehalt aus dem  $K_{\text{ges}}$  berechnet werden, da die Isotopenzusammensetzung des Kaliums in allen natürlichen Stoffen identisch ist (COOK 1943, KENDALL 1960, BURNETT et al. 1966).

$^{39}K$	92,25810 atom-%
$^{40}K$	0,01167 atom-%
$^{41}K$	6,73020 atom-%

Der  $^{40}K$ -Gehalt beträgt demnach:

$$^{40}K = 0,0001167 K_{\text{ges}} \text{ [Gew. - \%]}$$

### III.2.3 Bestimmung des radiogenen $^{40}Ar^*$

Die Bestimmung des  $^{40}Ar^*$ -Gehaltes erfolgte über die Messung der Ar-Isotopie nach dem Prinzip der Isotopenverdünnung. Hierzu wurde dem extrahierten Argon ein an  $^{38}Ar$  hoch angereicherter Spike zugegeben, dessen Menge und Isotopenzusammensetzung genau bekannt sind.

Die Gasextraktion und die Reinigung der Edelgase erfolgten im Göttinger Labor des IGDL an modifizierten Extraktionslinien, die auf der Konstruktion einer Purifikationslinie nach FLISCH (1982) basieren (WEMMER 1991). Die Anlage besteht im Wesentlichen aus zwei separaten Reinigungslinien mit je zwei  $TiO_2$ -Getteröfen und je einem Aktivkohleofen. Das Vakuum erzeugen zwei Starcell-Ionengetterpumpen, eine Turbo-Molekularpumpe sowie zwei SORB-

AC-Pumpen. Das gereinigte Edelgas wird mit einem Massenspektrometer vom Typ VG 1200 C der Firma VAKUUM GENERATORS gemessen. Die Signale werden von einem Faraday-Kollektor mit einem Ableitwiderstand von  $10^{11}\Omega$  sequentiell aufgenommen und mit einem Digital-Voltmeter (SOLATRON) digitalisiert. Der Meßvorgang und die Datenregistrierung sind programmgesteuert.

Bei der Messung werden die Massen 40, 38 und 36 sowie der Untergrund auf der Masse 36,5 in jeweils acht Datensätzen aufgenommen. Die Signalintensität zum Zeitpunkt  $t_0$  wird über eine lineare Regression extrapoliert. Von den Meßwerten werden die vor jeder Analysenserie mitbestimmten Blanks subtrahiert und mit einem konstanten gerätespezifischen Faktor korrigiert.

Zur Berechnung des radiogenen  $^{40}\text{Ar}^*$  muß von der Gesamtmenge des gemessenen  $^{40}\text{Ar}$  der nicht radiogene Anteil  $^{40}\text{Ar}$  subtrahiert werden, der aus der Atmosphäre, dem Spike und eventuell aus Lufteinschlüssen im Kristallgitter stammen. Für die Quantifizierung der gemessenen Signale über die Isotopenverdünnung wurde ein Spike mit folgender Isotopie zugesetzt (SCHUMACHER 1975):

$^{40}\text{Ar}$	0,0099980 atom-%
$^{38}\text{Ar}$	99,9890000 atom-%
$^{36}\text{Ar}$	0,0009998 atom-%

Die Isotopie des atmosphärischen Argons beträgt nach NIER (1950):

$^{40}\text{Ar}$	99,60 atom-%
$^{38}\text{Ar}$	0,063 atom-%
$^{36}\text{Ar}$	0,337 atom-%

Mit diesen Daten kann nach der Formel von DALRYMPLE & LANPHERE (1969:57) der  $^{40}\text{Ar}^*$ -Anteil aus den gemessenen Ar-Verhältnissen berechnet werden:

$$^{40}\text{Ar}^* = ^{38}\text{Ar}_s \left\{ \left( \frac{^{40}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}} \right)_m - \left( \frac{^{40}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}} \right)_s - \frac{\left[ 1 - \left( \frac{^{38}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} \right)_m \left( \frac{^{36}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}} \right)_s \right]}{\left[ \left( \frac{^{38}\text{Ar}}{^{36}\text{Ar}} \right)_m \left( \frac{^{36}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}} \right)_a - 1 \right]} \times \left[ \left( \frac{^{40}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}} \right)_a - \left( \frac{^{40}\text{Ar}}{^{38}\text{Ar}} \right)_m \right] \right\}$$

m: Verhältnisse des gemessenen Proben-Argons

s: Verhältnisse des Spike-Argons

a: Verhältnisse des atmosphärischen Argons

### III.2.4 Fehlerbetrachtung

Der Gesamtfehler aus den einzelnen Analyseschritten wird mit Hilfe eines Rechenprogrammes nach der Formel von COX & DALRYMPLE (1967) abgeschätzt:

$$s = \sqrt{(s_k)^2 + (s_s)^2 + \left(s_{40/38}\right)^2 \times \left(\frac{1}{r}\right)^2 + \left(s_{38/36}\right)^2 \times \left(\frac{1-r}{r}\right)^2}$$

- s: Variationskoeffizient der Altersdatierung
- s<sub>k</sub>: Variationskoeffizient der K<sub>2</sub>O-Bestimmung
- s<sub>s</sub>: Variationskoeffizient der Spikekalibrierung
- s<sub>40/38</sub>: Variationskoeffizient des <sup>40/38</sup>Ar-Verhältnisses
- s<sub>38/36</sub>: Variationskoeffizient des <sup>36/38</sup>Ar-Verhältnisses
- r: Anteil des radiogenen <sup>40</sup>Ar\* am gesamten <sup>40</sup>Ar

Der Variationskoeffizient der Bestimmung der Ar-Isotopie wird durch Messungen des Biotitstandards HD-B1 bestimmt. Er liegt nach WEMMER (1991) unter 1 %. Darin enthalten sind die Fehler der Spikekalibrierung, der Bestimmung der Isotopenverhältnisse und der mittlere Einwaagefehler. Somit kann die Abschätzung des Gesamtfehlers s auf den Variationskoeffizient der K<sub>2</sub>O-Bestimmung (s<sub>k</sub>) und des Anteils des radiogenen <sup>40</sup>Ar\* am gesamten <sup>40</sup>Ar (r) verbunden mit einem einprozentigen Pauschalfehler reduziert werden:

$$s = \sqrt{(s_k)^2 + \left(\frac{0,01}{r}\right)^2}$$

In der Regel wird der Gesamtfehler der K-Ar-Altersbestimmung von dem Fehler der K<sub>2</sub>O-Analyse dominiert. Unter der Annahme einer GAUß'SCHEN Normalverteilung entspricht ein Fehlerintervall von ± s einer Wahrscheinlichkeit von 68,14% (1s). Durch Multiplikation mit dem Faktor zwei erhöht sich die Wahrscheinlichkeit des berechneten Fehlerintervalls auf 95,44% (z.B. SCHÖNWIESE 1985). Für alle K-Ar-Altersangaben in der vorliegenden Arbeit gilt: Alter ± 2s (2σ).

### III.3 Sm-Nd-Modellalter

#### III.3.1 Analyseverfahren

##### III.3.1.1 Probenaufbereitung

100 mg der analysenfein gemahlten Proben (s. Kap. III.1) wurden auf 0,1 mg genau in verschleißbare PTFE-Becher eingewogen.

Zur Bestimmung der Sm- und Nd-Konzentration im Gesamtgestein wurde den Proben, in Abhängigkeit der zu erwarteten Konzentrationen, zwischen 50 und 150 mg des am IGDL gebräuchlichen  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$ -Doppelspike Nr. 1 auf 0,1 mg genau zugegeben. Die Isotopenverhältnisse des Doppelspikes sind in der nachfolgenden Tabelle III.3.1 aufgeführt.

##### $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$ -Doppelspike Nr. 1 ( $2\sigma$ der Isotopenverhältnisse < 0,003 %)

<b>Nd-150</b>	$0,0128481 \pm 0,0000283$ ( $1\sigma$ ) [ $\mu\text{mol/g}$ ]		
<b>Sm-149</b>	$0,0039945 \pm 0,0002668$ ( $1\sigma$ ) [ $\mu\text{mol/g}$ ]		
$^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ :	0,8904777	$^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ :	0,8276739
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ :	0,4921712	$^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ :	0,7558346
$^{150}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ :	199,6356	$^{149}\text{Sm}/^{152}\text{Sm}$ :	253,4230
$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ :	0,4374502	$^{147}\text{Sm}/^{152}\text{Sm}$ :	0,972570

**Tab. III.3.1:** Isotopenverhältnisse des  $^{149}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$ -Doppelspikes Nr. 1 aus GERDES (1997)

Für die Aufschlüsse wurden den Proben ein Gemisch aus 2 ml  $\text{HNO}_3^{***}$  (65 %), 3 ml  $\text{HF}^{***}$  (40 %) und 3 ml  $\text{HClO}_4^{***}$  (70 %) zugegeben und anschließend in einer Druckaufschluß-Apparatur der Fa. PICOTRACE 12 h bei  $150^\circ\text{C}$  aufgeschlossen. Nach dem Abkühlen wurden die Aufschlußbecher mit einem Abrauchkopf versehen und das Säuregemisch 36 h bei  $180^\circ\text{C}$  abgeraucht. In einer zweiten Aufschlußphase wurden den Proben jeweils 6 ml 6N  $\text{HCl}^{***}$  zugegeben und anschließend 12 h bei  $150^\circ\text{C}$  abgeraucht. Die beim Abrauchen entstehenden Säuredämpfe wurden mit Hilfe einer Wasserstrahlpumpe durch eine mit  $\text{NaOH}$  gefüllten Waschflasche abgesogen und damit neutralisiert. Die Aufheizzeit der Druck- und Abrauchphasen betrug jeweils 3 h, die Abkühlphasen waren unregelmäßig.

Danach wurden die Proben mit jeweils 3,2 ml 2,5N  $\text{HCl}^{***}$  aufgenommen und auf zwei 1,5 ml PE-Reaktionsgefäße verteilt.

Vor der Elementseparation durch Bandeluation wurden die Proben 10 Minuten bei 11.000 U/min zertrifugiert, um das Ionenaustauscherharz nicht mit in den Lösungen verbliebenen Partikeln zu kontaminieren. In einem ersten Schritt wurden die SEE auf mit 14 ml Harz gefüllten Kationenaustauschersäulen (BIORAD® AG 50WX8, 200-400 mesh) abgetrennt und in Teflon-Bechern aufgefangen. Nach dem offenen Abrauchen der Säure bei 120°C auf einer Heizplatte in einer Reinstluftkapelle wurde die SEE-Fraktion mit 0,5 ml 0,18N HCl aufgenommen. In einem zweiten Schritt wurde zur Trennung von Sm und Nd 1,5 ml eines mit Di-2-Ethyl-Hexyl-Phosphorsäure (HDEHP) beschichtetes Teflonpulver als Ionenaustauscher verwendet. Den Sm- und Nd-Fractionen wurden vor dem Eindampfen je 5 µl 0,5N H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub> zugegeben. Bedingt durch den hohen Siedepunkt der Phosphorsäure konzentrieren sich nach dem Abrauchen bei 120°C die Proben in der Phosphorsäure und lassen sich somit sehr leicht aus den Teflonbechern pipettieren.

Für alle Säulen wurden Eichkurven erstellt und in diesem Zusammenhang alle Normalitäten der verwendeten Säuren auf ± 0,01N eingestellt.

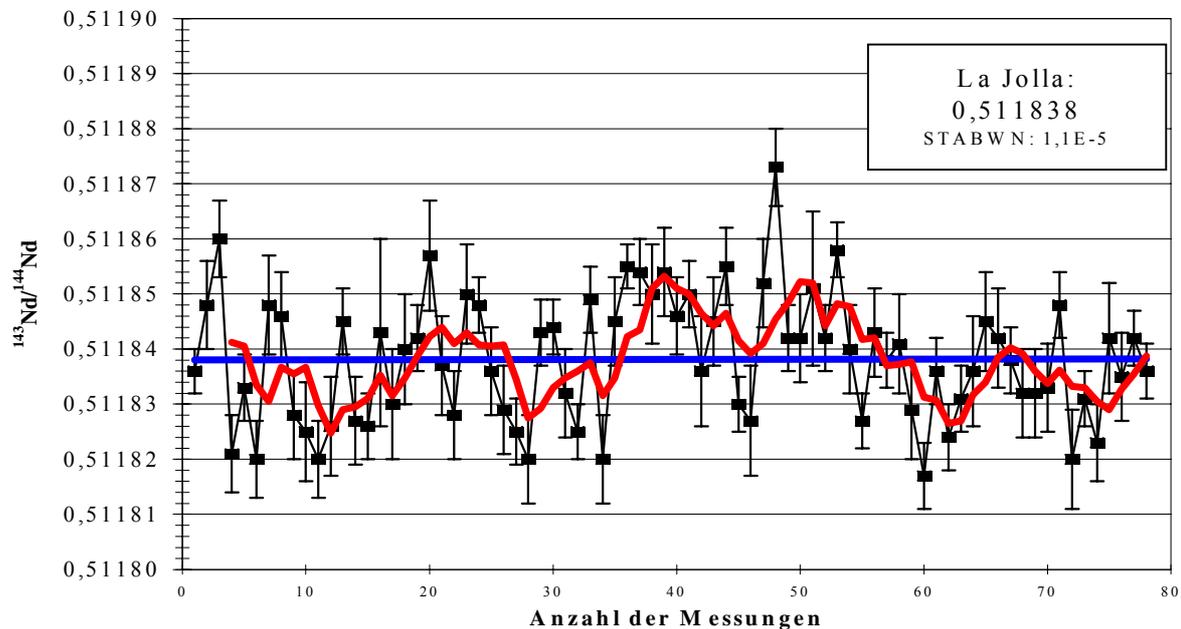
### III.3.1.2 Feststoff-Massenspektrometrie

Die Sm- und Nd-Isotopenverhältnisse wurden am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre (IGDL) der Georg-August-Universität Göttingen an einem Finnigan MAT 262 RPQ+ Thermion-Massenspektrometer (TIMS) statisch gemessen. Für die TIMS Messungen wurden die Sm- und Nd-Fractionen mit 5 µl HNO<sub>3</sub> auf Re-Doppelfilamente geladen. Die Fraktionierungskorrektur der <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd-Verhältnisse erfolgte nach einem linearen Fraktionierungsgesetz mit einem <sup>146</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd-Verhältnis von 0,7219.

Mehrfachmessungen des La Jolla-Standards (N = 78) über einen Zeitraum von 25 Monaten ergaben ein <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd-Verhältnis von  $0,511838 \pm 0,000011(1\sigma)$ . Der Literaturwert beträgt 0,511858 und liegt somit um  $2 \times 10^{-5}$  höher. Mit diesem Wert wurden in der vorliegenden Arbeit alle Nd-Messungen korrigiert, was zu einer Erhöhung der Modellalter um ca. 2 % und der ε<sub>Nd</sub>-Werte um < 0,5 Einheiten führt. Die Auswirkung der Korrekturen sind damit so gering, daß sie die Interpretation der Daten nicht beeinträchtigen.

Von den aufgeführten 78 Nd-Standard-Messungen sind 25 im Rahmen der vorliegenden Arbeit durchgeführt worden, die mit einem durchschnittlichen <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd-Verhältnis von  $0,511837 \pm 0,000011(1\sigma)$  keine bemerkenswerten Abweichungen von der Gesamtzahl der Standard-Messungen aufweisen. Aus dem Diagramm der Abb. III.3.1 ist weiterhin zu ersehen, daß es im Untersuchungszeitraum zu keinem Drift, also keinem systematischen An-

oder Abstieg der  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse kam, was durch die blaue, abszissen-parallele Trendlinie im Diagramm veranschaulicht ist. Die rote Trendlinie gibt die gleitenden Durchschnittswerte (vier Perioden) wider.



**Abb. III.3.1:** Ergebnisse der Mehrfachmessungen ( $N = 78$ ) der  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnisse des La Jolla-Standards über einen Zeitraum von 25 Monaten mit der Angabe des Mittelwertes, des gleitenden Durchschnittes und der Standardabweichung.

Der Gesamtblindwert für Nd lag unter 100 pg. Dies entspricht weniger als 0,01 % des aufgeschlossenen Neodyms und war damit so niedrig, daß die Isotopie der Proben nicht nennenswert beeinflusst wurde.

### III.3.2 Berechnung von Sm-Nd Modellaltern

Sm und Nd sind Lanthanoide, die zu den leichten SEE zählen und somit in die Ce-Gruppe gehören. Sm und Nd haben jeweils sieben stabile Isotope, die in der Tabelle III.3.2 mit ihren relativen Häufigkeiten dargestellt sind.

Sm und Nd haben eine Ionenladung von +3 und einen Ionenradius von  $\text{Nd} = 1,08 \text{ \AA}$  und  $\text{Sm} = 1,04 \text{ \AA}$ . Aufgrund des etwas größeren Ionenradius ist Nd für den Erdmantel inkompatibler als Sm. Wegen der sehr ähnlichen chemischen Eigenschaften von Sm und Nd variiert das Sm/Nd-Verhältnis in Gesteinen oder Mineralen nur sehr wenig von ca. 0,2 bis 0,35. Extreme sind der Syenit mit einem Sm/Nd-Verhältnis von 0,11 und der Granat mit 0,54.

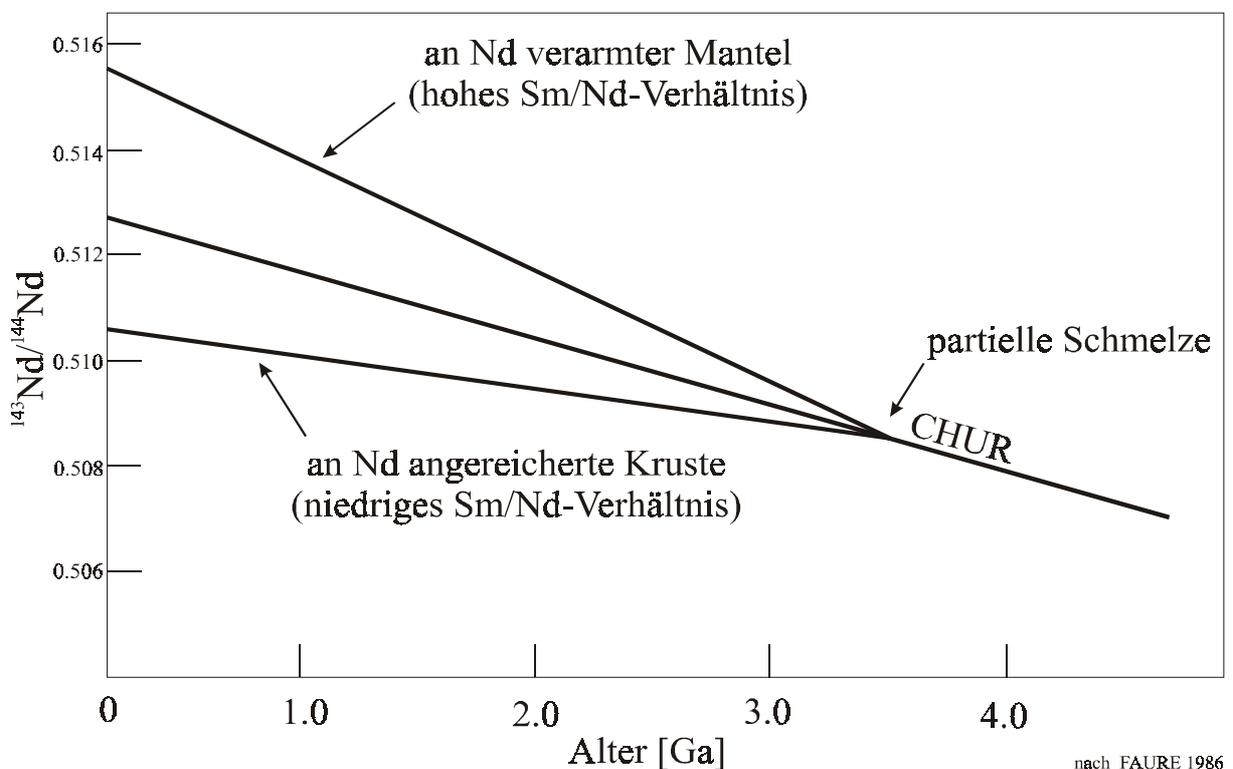
Die Nd-Konzentration in Gesteinen der Kruste und des Mantels liegen gewöhnlich zwischen 10 und 50 ppm, die Sm-Konzentration entsprechend niedriger.

		$^{144}\text{Sm}$ 3,1%			$^{147}\text{Sm}$ 15,0%	$^{148}\text{Sm}$ 11,2%	$^{149}\text{Sm}$ 13,8%	$^{150}\text{Sm}$ 7,4%	$^{151}\text{Sm}$	$^{152}\text{Sm}$ 26,7%		$^{154}\text{Sm}$ 22,8%
$^{142}\text{Nd}$ 27,1%	$^{143}\text{Nd}$ 12,2%	$^{144}\text{Nd}$ 23,9%	$^{145}\text{Nd}$ 8,3%	$^{146}\text{Nd}$ 27,1%	$^{147}\text{Nd}$	$^{148}\text{Nd}$ 5,7%		$^{150}\text{Nd}$ 5,6%				

**Tab. III.3.2:** Sm- und Nd- Isotope mit ihrer relativen Häufigkeit.  $^{151}\text{Sm}$  und  $^{147}\text{Nd}$  sind radioaktiv und haben sehr kurze Halbwertszeiten. Sie müssen deshalb in der Geochronologie nicht berücksichtigt werden. Der  $\alpha$ -Zerfall von  $^{147}\text{Sm}$  zu  $^{143}\text{Nd}$  ist die Basis für eine Datierung mit dem Sm-Nd-System.

Das Sm-Nd-System wird erst seit Mitte der Siebziger Jahre eingesetzt. Der Grund liegt in der äußerst langen Halbwertszeit, die eine hohe Meßgenauigkeit erfordert, wie sie erst mit modernen Massenspektrometern möglich ist.  $^{147}\text{Sm}$  zerfällt durch  $\alpha$ -Zerfall zu  $^{143}\text{Nd}$  mit einer Halbwertszeit von  $1,06 \times 10^{11} \text{ a}$  ( $\lambda = 6,54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ ).

Die Entwicklung der Nd-Isotopie von CHUR (Chondritic Uniform Reservoir) ist in der nachfolgenden Abbildung III.3.2 dargestellt.



**Abb. III.3.2:** Entwicklung der Nd-Isotopie in einem Chondritic Uniform Reservoir.

Unter der Annahme, daß es bei der Kondensation des solaren Nebels zu keiner Fraktionierung kam, haben Chondrite (CHUR) die gleiche Nd-Isotopie wie die Gesamterde (Bulk Earth). Seit Entstehung der Erde ist das  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Verhältnis nur geringfügig angestiegen, da aufgrund der hohen Halbwertszeit nur wenig  $^{147}\text{Sm}$  zu  $^{143}\text{Nd}$  zerfallen ist. Die heutige Isotopie beträgt  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,512638$  (GOLDSTEIN et al. 1984) und  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUR}} = 0,1967$  (JACOBSEN & WASSERBURG 1980). Durch partielle Aufschmelzung kam es schon früh in der Erdgeschichte zu einer Separation von Kruste und Mantel. Da Nd das inkompatiblere Element ist, stieg im Mantel, im Verhältnis zu Bulk Earth, das Sm/Nd-Verhältnis an. Der Mantel verarmte zunehmend an Nd. In diesem Zusammenhang wird von einem **D**epleted **M**antle (DM) gesprochen. Als Konsequenz hat die Erdkruste ein niedrigeres Sm/Nd-Verhältnis als Bulk Earth, ist also an Nd angereichert.

### $\epsilon_{\text{Nd}}$

Da die Variation im  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  sehr gering ist und die Nd-Isotopie von CHUR zu jedem Zeitpunkt zurückgerechnet werden kann, hat es sich als hilfreich herausgestellt nur noch die Abweichungen in bezug auf CHUR zu betrachten. Um diese Werte handlicher zu machen, werden sie mit 10.000 multipliziert und als  $\epsilon_{\text{Nd}}$  bezeichnet. Das  $\epsilon_{\text{Nd}}$  von CHUR beträgt zu jeder Zeit 0. Aufgrund der Inkompatibilität von Nd haben Mantelderivate positive  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -Werte und krustale Gesteine negative  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -Werte (Abb. III.3.3).

### Modellalter

Unter einem Modellalter versteht man die Zeit, zu der ein Gestein die selbe Isotopenzusammensetzung hatte wie das Material, das zum Vergleich herangezogen wird. Als Vergleichsmaterial bietet sich der Depleted Mantle an, da krustale Proben von ihm separiert wurden.

Um zu einem Modellalter zu gelangen wird die heute gemessene Isotopie einer Probe bis zum Schnittpunkt der Entwicklungslinie des gewünschten Bezugsreservoirs zurückgerechnet. Die Abb. III.3.4 macht deutlich, daß bei einer krustalen Probe das Modellalter, bezogen auf CHUR ( $T_{\text{CHUR}}$ ) immer jünger sein muß als ein auf den Depleted Mantle bezogenes Modellalter ( $T_{\text{DM}}$ ). Ein  $T_{\text{DM}}$  gibt den Zeitpunkt, seit dem sich das betrachtete krustale Gestein vom Mantel separiert hat. Man spricht deshalb auch von einem Krustenverweilalter oder „Crustal Residence Time“.

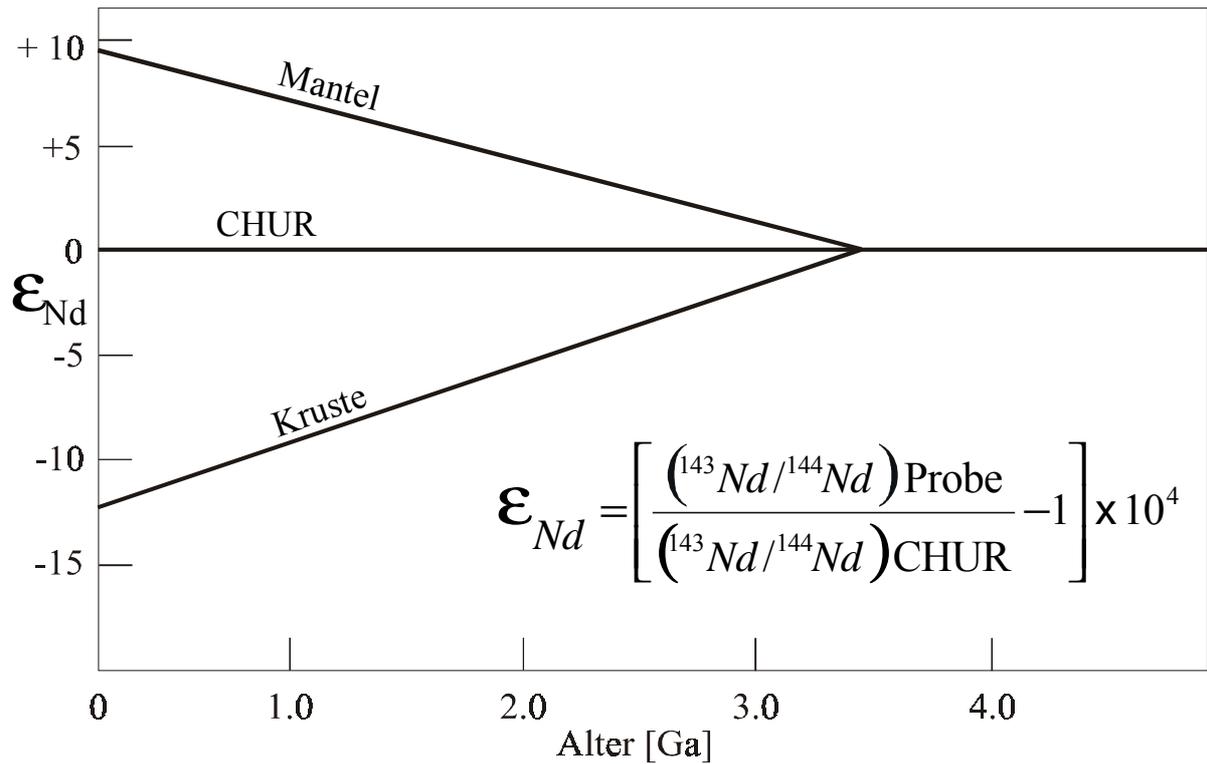


Abb. III.3.3: Isotopische Entwicklung von CHUR, Kruste und Mantel im  $\epsilon_{Nd}$ -Diagramm.

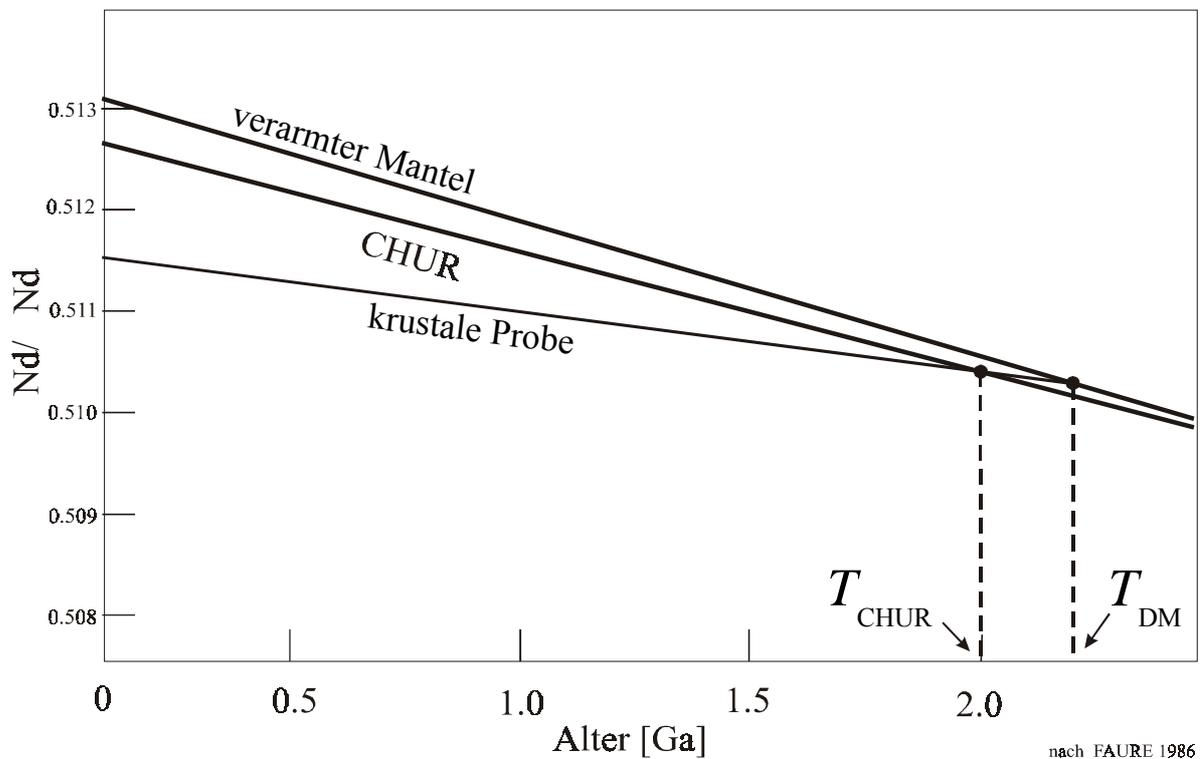


Abb. III.3.4: Kalkulation eines Modellalters für ein krustales Gestein.

Die Berechnung eines auf den Depleted Mantle bezogenen Modellalters  $T_{DM}$  ist in der Abb. III.3.5 dargestellt. Soll sich das Modellalter auf CHUR beziehen, müssen die Parameter des Depleted Mantle durch die von CHUR ersetzt werden.

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Probe}} - \left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{dm}}}{\left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Probe}} - \left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{dm}}} + 1 \right]$$

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[ \frac{\left( \frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Probe}} - (0,51315)_{\text{dm}}}{\left( \frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}} \right)_{\text{Probe}} - (0,217)_{\text{dm}}} + 1 \right]$$

**Abb. III.3.5:** Berechnung eines Depleted Mantle Modellalters ( $T_{DM}$ ).

Für die Berechnung von Sm-Nd-Modellalter wurden in dieser Arbeit folgende Isotopenverhältnisse verwendet:

DM	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,51315$	(PEUCAT et al. 1988)
	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,217$	(TAYLOR & MCLENNAN 1985)
CHUR	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,512638$	(GOLDSTEIN et al. 1984)
	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1967$	(JACOBSEN & WASSERBURG 1980)

### Fehlerbetrachtung

Das Sm-Nd-System wird durch Erosion, Transport, Diagenese bis hin zu hochgradiger Metamorphose nicht wesentlich beeinträchtigt. Die Isotopie der untersuchten Sedimente spiegelt demnach die Isotopie des Liefergebietes wider, das sehr heterogen zusammengesetzt sein kann. Dies ist ein großer Vorteil, weil gerade nicht einzelne Provinzen im Liefergebiet datiert werden, sondern die durchschnittliche Isotopie eines Liefergebietes, die im Idealfall für dieses charakteristisch ist.

Vor diesem Hintergrund kann für eine Fehlerbetrachtung der Modellalter lediglich die Reproduzierbarkeit der Analyse angegeben werden. Bei den Doppelbestimmungen lagen die Abweichungen der  $T_{DM}$  unter einem Prozent. Für eine geologisch relevante Aussage sollten Modellalter nicht genauer als auf 100 Ma und  $\epsilon_{Nd}$ -Werte nicht genauer als auf einen  $\epsilon_{Nd}$ -Wert angegeben werden.

### III.4 Induktiv-gekoppelte-Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS)

#### III.4.1 Probenaufbereitung

100 mg des analysefein gemahlene Gesamtgesteinspulvers wurden auf  $\pm 0,1$  mg genau in PTFE-Tiegel eingewogen. Der Totalaufschluß erfolgte mit 3 ml  $\text{HNO}_3^{***}$  (65 %), 3 ml  $\text{HF}^{***}$  (40 %) und 3 ml  $\text{HClO}_4^{***}$  (70 %). In einer ersten Druckphase wurden die Proben nach einer dreistündigen Aufheizphase 12 Stunden bei  $150^\circ\text{C}$  aufgeschlossen. Nach dem Abkühlen der Apparatur wurde ein Abrauchkopf montiert und das Säuregemisch nach einer wiederum dreistündigen Aufheizphase 36 Stunden bei  $180^\circ\text{C}$  abgeraucht. Die dabei anfallenden Säuredämpfe wurden wie in Kap. III.3.1 beschrieben neutralisiert. Auf die eingetrocknete, abgekühlte Probe wurden ein Tropfen  $\text{H}_2\text{O}^{***}$  und 2 ml  $\text{HNO}_3^{***}$  (65 %) gegeben und die Lösung darauf sofort mit einigen ml  $\text{H}_2\text{O}^{***}$  verdünnt. Der Probe wurden darauf 200  $\mu\text{l}$  einer 10 ppm In-Re-Lösung als interner Standard zugegeben. In einer zweiten Druckphase wurde die Probe zur besseren Löslichkeit 3 Stunden bei  $80^\circ\text{C}$  angewärmt. Die abgekühlte Lösung wurde anschließend in einen 100 ml Quarzkolben überführt und bis zur Eichmarke mit  $\text{H}_2\text{O}^{***}$  aufgefüllt. Danach wurde die Lösung in eine PE-Flasche überführt, die zuvor mit 2 %iger  $\text{HNO}_3$  angesäuert war und mit der Probenlösung zweimal konditioniert wurde.

100 mg Probe lagen somit in 100 ml Lösung vor, was einem Verdünnungsfaktor von 1:1.000 entspricht (1 ppm im Gestein = 1 ppb in der Lösung). Die Konzentration des internen  $^{115}\text{In}$ - $^{185}\text{Re}$ -Standards (STROH 1992) in der Lösung betrug 20 ppb.

#### III.4.2 Messung

Neben den Seltenen Erden Elementen (SEE) wurden die Elemente Sc, Ni, Y, Zr, Nb, Lu, Hf, Ta, Re, Pb, Th, U mit der ICP-MS des Geochemischen Institutes vom Typ VG-PlasmaQuad gemessen.

Die Probenlösung wird mit einer peristaltischen Pumpe über ein Zerstäubersystem mit Argon als Trägergas als Aerosol in die Torch (Fackel) eingebracht. Das Argon wird dort zu einem induktiv gekoppelten Plasma, das bei der ICP-MS als Ionenquelle dient. Bei Temperaturen bis  $8.000^\circ\text{K}$  wird dabei die Probe nahezu vollständig ionisiert. Die Energie für das Plasma liefert ein um die Torch herum angebrachter Hochfrequenzgenerator mit Induktionsspule.

Zwischen dem unter Normaldruck stehenden Plasma und dem unter Hochvakuum arbeitenden Massenspektrometer befindet sich als Interface eine Expansionskammer, die von zwei Lochblenden begrenzt wird (Sampler Cone und Scimmer Cone). Der Druckunterschied zwischen dieser Kammer und der Torch führt zu einem „absaugen“ von nicht ionisierten Atomen bzw. neutralen Teilchen. Der Ionenstrahl wird durch eine Ionenoptik fokussiert und an einem Photonenstop vorbei in das **Q**uadrupol **M**assenfilter (QM) gelenkt. Der Photonenstop filtert die im Plasma entstanden Photonen heraus, die durch die elektrostatischen Linsen der Ionenoptik nicht abgelenkt werden. Der Ionenstrahl wird im QM entsprechend dem Massen/Ladungsverhältnis der verschiedenen Ionen zerlegt. Das Quadrupol besteht aus vier parallel angeordneten zylindrischen Molybdän-Stäben, an denen eine Wechselspannung mit einer Gleichspannung so überlagert wird, daß jeweils die gegenüberliegenden Stäbe gleich und benachbarte Stäbe entgegengesetzt gepolt sind. Ausschließlich Ionen mit einem spezifischen Massen/Ladungsverhältnis können das Quadrupol passieren und gelangen zum Detektor. Durch Variation der Gleich- und Wechselspannungsamplituden im ms-Bereich kann das QM mit einer Auflösung von 0,3 amu eine sequentielle Multielementanalyse in Sekunden aufnehmen.

Im anschließenden Multiplier lösen die durchgelassenen Primärionen Kaskaden von Sekundärionen aus und verstärken somit die elektrischen Impulse, die von einem Vielkanalzähler (4096 Kanäle) weiterverarbeitet werden. Jeder Kanal ist einer bestimmten Masse zugeordnet. Im Peak-Jump Meßmodus werden nur die interessierenden Isotope mit mindestens 3 Kanälen über der Peakmitte aufgenommen. Die in den jeweiligen Kanälen aufintegrierten Impulse werden nach jedem Run an den Steuerrechner weitergegeben.

Die Meßreihe beginnt mit einem Blank ( $\text{HNO}_3$ -Säureblank), zur Bestimmung der Nachweisgrenze, die sich aus der dreifachen Standardabweichung errechnet. Unter der Nachweisgrenze wird die geringste Elementkonzentration verstanden, die definitiv in einer Probe nachgewiesen werden kann. In der Abb. III.4.1 sind die Mittelwerte der elementspezifischen Nachweisgrenzen mit der Standardabweichung der Mittelwerte dargestellt. Sie lagen für alle untersuchten Elemente unter 0,5 ppm, für die SEE unter 0,2 ppm.

Zur Kalibrierung der Meßwerte werden darauf drei Standards mit chondritischer, basaltischer und granitischer Zusammensetzung gemessen und anschließend ein Blindwert, mit dem die Bestimmungsgrenze aus der zehnfachen Standardabweichung berechnet wird. Die Bestimmungsgrenze entspricht der geringsten quantitativ verlässlichen Elementkonzentration in einer Probe. Die Bestimmungsgrenzen sind in der Abb. III.4.2 mit den

Standardabweichungen der Mittelwerte zusammengefaßt. Sie lagen unter 0,6 ppm, bei den SEE unter 0,3 ppm.

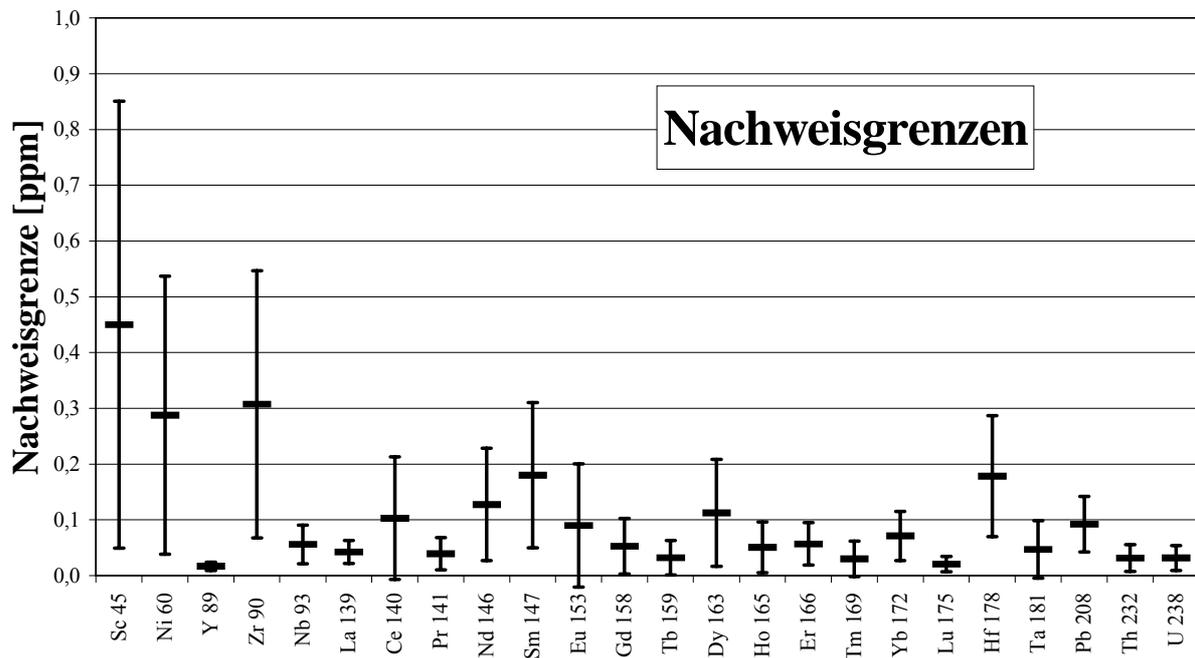


Abb. III.4.1: Elementspezifische Nachweisgrenzen mit den Standardabweichungen der Mittelwerte.

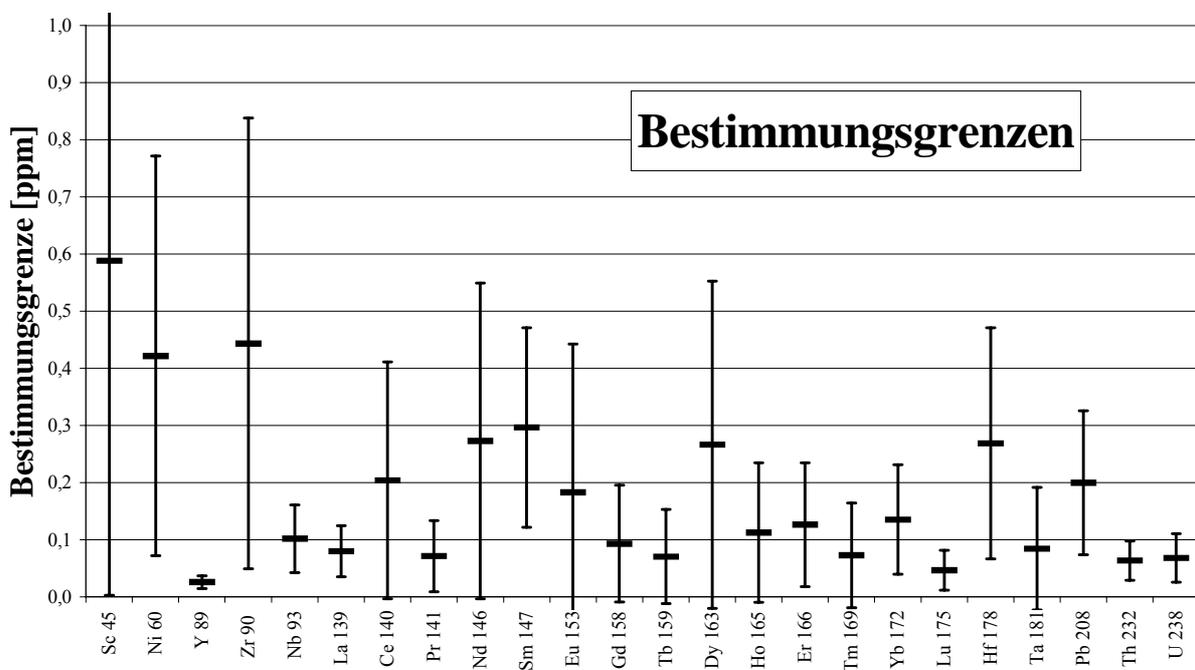


Abb. III.4.2: Elementspezifische Bestimmungsgrenzen mit den Standardabweichungen der Mittelwerte.

### III.4.3 Fehlerbetrachtung

Zur Bestimmung der externen Reproduzierbarkeit wird nach den ersten drei Proben und darauf alle zehn Messungen der internationale Standard JG-2 (Japan Granit) gemessen. Nach jedem Block, der aus drei Proben, dem internationalen Standard und wiederum drei Proben besteht, folgt eine Qualitätskontrolle der Messung durch einen Blindwert, der basaltischen Kalibrierlösung und wiederum einen Blindwert. Mit den Blindwerten werden mögliche Memoryeffekte erkannt und mit der Kalibrierlösung kann der Gerätedrift korrigiert werden.

Da jedes Element dreifach gemessen wird, ist es möglich den internen Fehler, also die interne Reproduzierbarkeit durch die Standardabweichung, in Prozent anzugeben. In der Abb. III.4.3 sind die internen Fehler mit und ohne Driftkorrektur angegeben. Die großen Unterschiede kommen durch die Elementkonzentrationen und durch spezifische Elementeigenschaften zustande. So ist der hohe Eu-Fehler durch die geringe Konzentration um ca. 0,2 ppm zu erklären. Mit der Driftkorrektur liegen die internen Fehler, mit Ausnahme des Eu, unter 5 %.

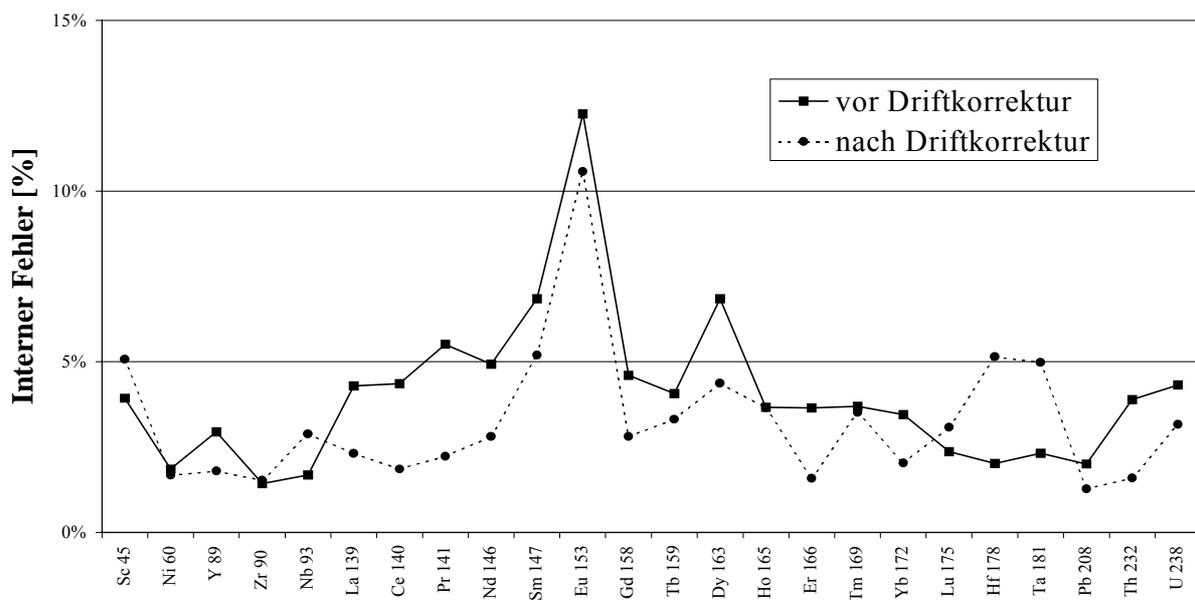


Abb. III.4.3: Elementspezifische interne Fehler mit und ohne Driftkorrektur.

Die auf den internationalen Standard JG-2 (Japan Granit) bezogenen externen Fehler sind in der Abb. III.4.4 aufgeführt. Die großen Unterschiede der externen Fehler haben die selben Ursachen, wie die Unterschiede der internen Fehler. Zusätzlich muß aber auch berücksichtigt werden, daß der JG-2 Standard augenscheinlich teilweise schlecht bestimmt ist. In der Abb. III.4.5 sind die chondritnormierten SEE-Muster auf der Grundlage der Literaturwerte und der in dieser Arbeit gemessenen Werte gegenüber gestellt. Besonders die negative Holmium-Anomalie der Literaturwerte erscheint unrealistisch, so daß die großen externe Fehler der

Holmium- oder Erbium-Bestimmungen nicht überbewertet werden müssen. Auf dieser Grundlage liegt der externe Fehler der driftkorrigierten SEE-Bestimmungen, bis auf Europium, unter 10 %. Für die in der vorliegenden Arbeit weiterhin verwendeten Elemente Thorium und Scandium müssen externe Fehler zwischen 20 und 40 % berücksichtigt werden.

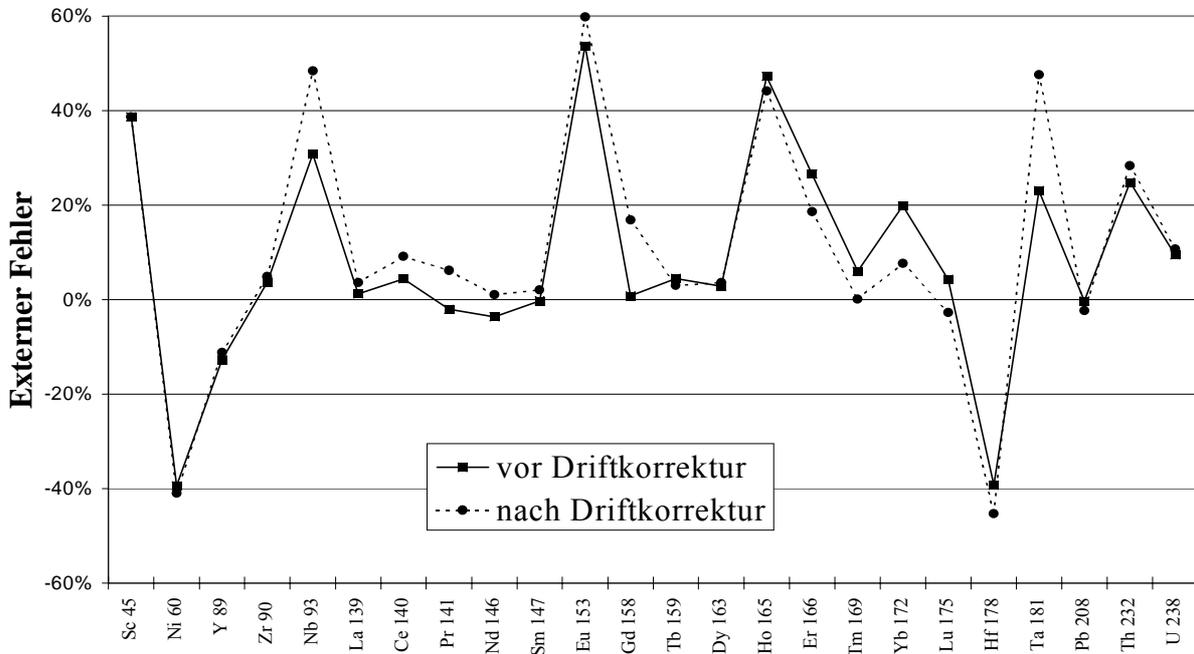


Abb. III.4.4: Externe Fehler bezogen auf den internationalen Standard JG-2.

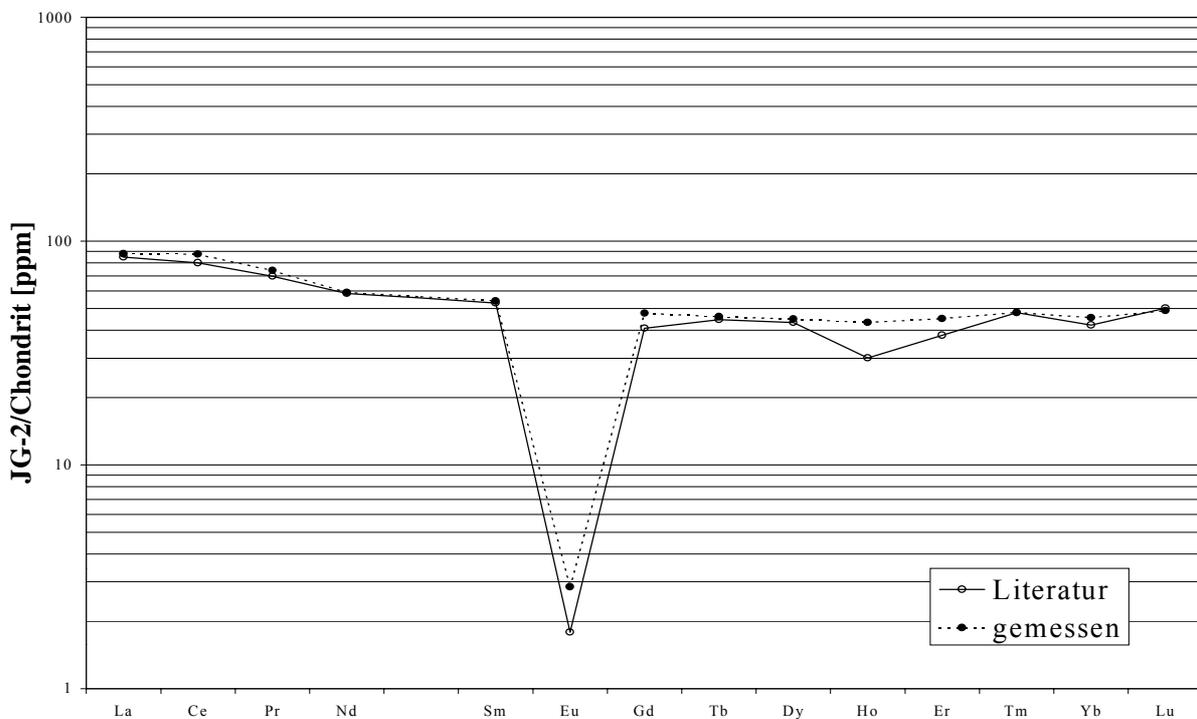


Abb. III.4.5: Vergleich der SEE-Muster des internationalen Standards JG-2 basierend auf Literaturwerten und in dieser Arbeit durchgeführten Messungen.

#### **III.4.4 Auswertung**

Da allen Proben ein interner In/Re-Standard zugegeben wird, kann über das Auftragen des In/Re-Verhältnisses die Brauchbarkeit der Messung überprüft werden. Um die Messung zu normieren und damit die Fluktuation im Plasma zu eliminieren, werden die gemessenen Elementcounts für jeden Run durch die Counts des  $^{115}\text{In}$ -Standards geteilt. Weil jedes Element dreimal gemessen wird, kann ein Mittelwert mit Standardabweichung angegeben werden.

Aus der Regressionsgeraden der Kalibrierlösungen erhält man die Konzentrationen der Probenlösung, die über die Einwaage der Probe und des Verdünnungsfaktors in der Probenlösung in die Elementkonzentration der Probe umgerechnet wird.

## IV ERGEBNISSE UND INTERPRETATION

### IV.1 Einleitung

K-Ar-Datierungen an detritischen Hellglimmern liefern Zeitmarken für die Hebung und Exhumierung von Kristallingesteinen. Mit Hilfe dieser Eckdaten können in Verbindung mit bekannten Sedimentationsaltern für Teile des Variszikums minimale Geschwindigkeiten für Abkühlung, Hebung, Abtragung und Transport abgeschätzt werden. Diese Methode erlaubt eine Abgrenzung von tektonometamorph unterschiedlichen Liefergebieten. Während die K-Ar-Datierung an Hellglimmern Auskünfte über die letzten Phasen der hochmetamorphen Geschichte des Variszikums geben, liefern die Sm-Nd-Modellalter Hinweise auf die sehr frühe Geschichte der an der Orogenese beteiligten Krustensegmente. Als begleitende Untersuchungen tragen geochemischen Analysen zur näheren Charakterisierung der Liefergebiete bei.

#### Probenbasis

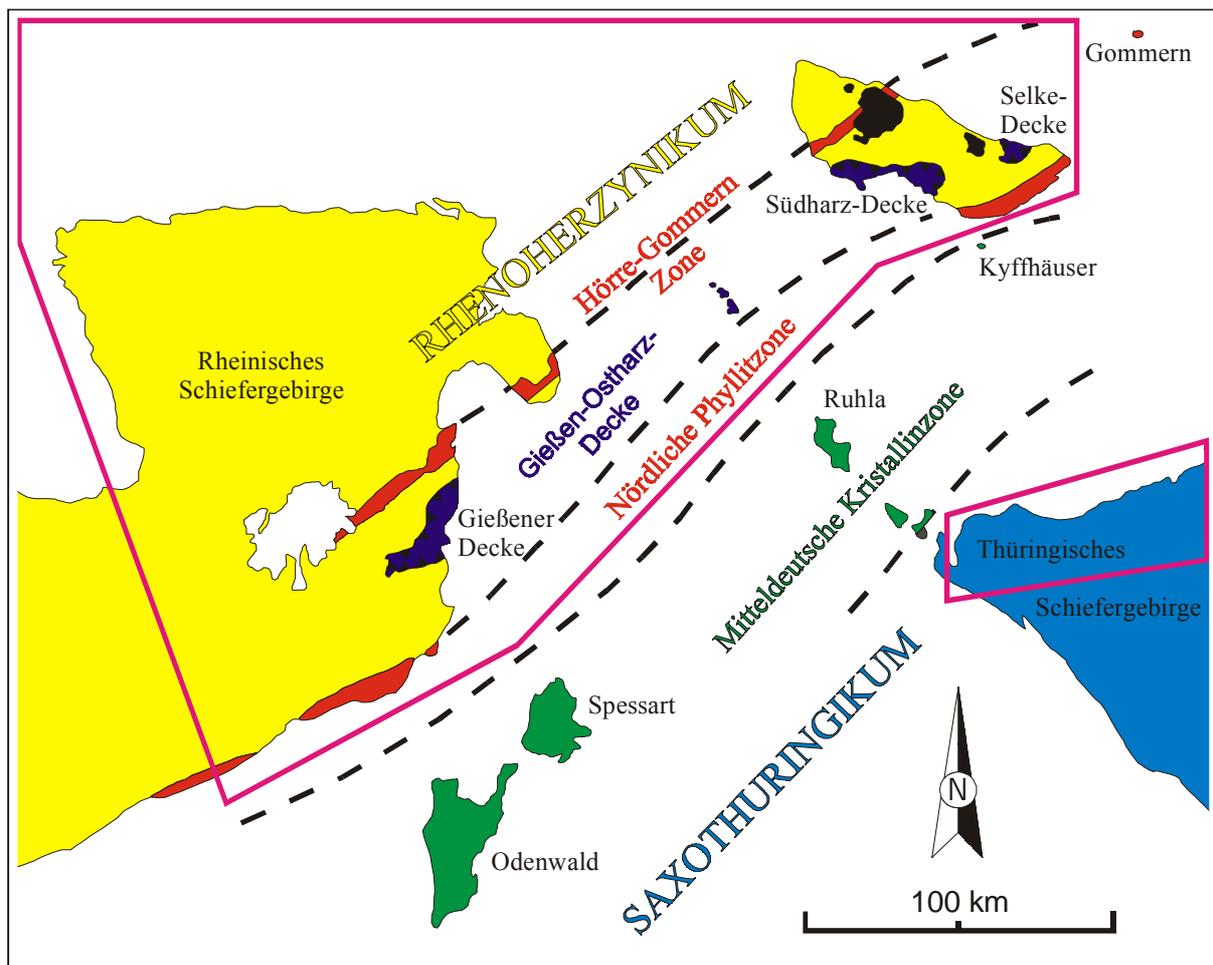
Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden 55 K-Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten vorgenommen, wobei die Bearbeitung von 18 Proben durch zwei Diplomarbeiten von BÜTTNER (in prep.) und TISCHLER (in prep.) erfolgte. Weiterhin wurden in dieser Arbeit 13 K-Ar-Datierungen aus HUCKRIEDE (in prep.) verwendet. Herr Huckriede stellte von diesen Proben freundlicher Weise Material für die Bestimmung von Sm-Nd-Modellaltern und/oder für geochemische Untersuchungen zur Verfügung und genehmigte die Verwendung der zugehörigen K-Ar-Alter. Als Grundlage für die Interpretation dienen zusätzlich 15 K-Ar-Datierungen aus dem dieser Arbeit vorangegangenen DFG-Projekt (NEUROTH 1997) und vier Alter aus KÜGEL et al. (1994). Somit liegen insgesamt 87 K-Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten als Datenbasis vor.

An insgesamt 76 Proben wurden Sm-Nd-Modellalter bestimmt. Davon sind acht, im Rahmen der zwei o. g. Diplomarbeiten genommen worden. Neun Proben stammen von Herrn Dr. Huckriede und eine von Herrn Dr. Ribbert vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen.

An 91 ausgewählten Proben wurden zusätzlich geochemische Untersuchungen (Sc, Ni, Y, Zr, Nb, SEE, Hf, Ta, Re, Pb, Th, U) durchgeführt.

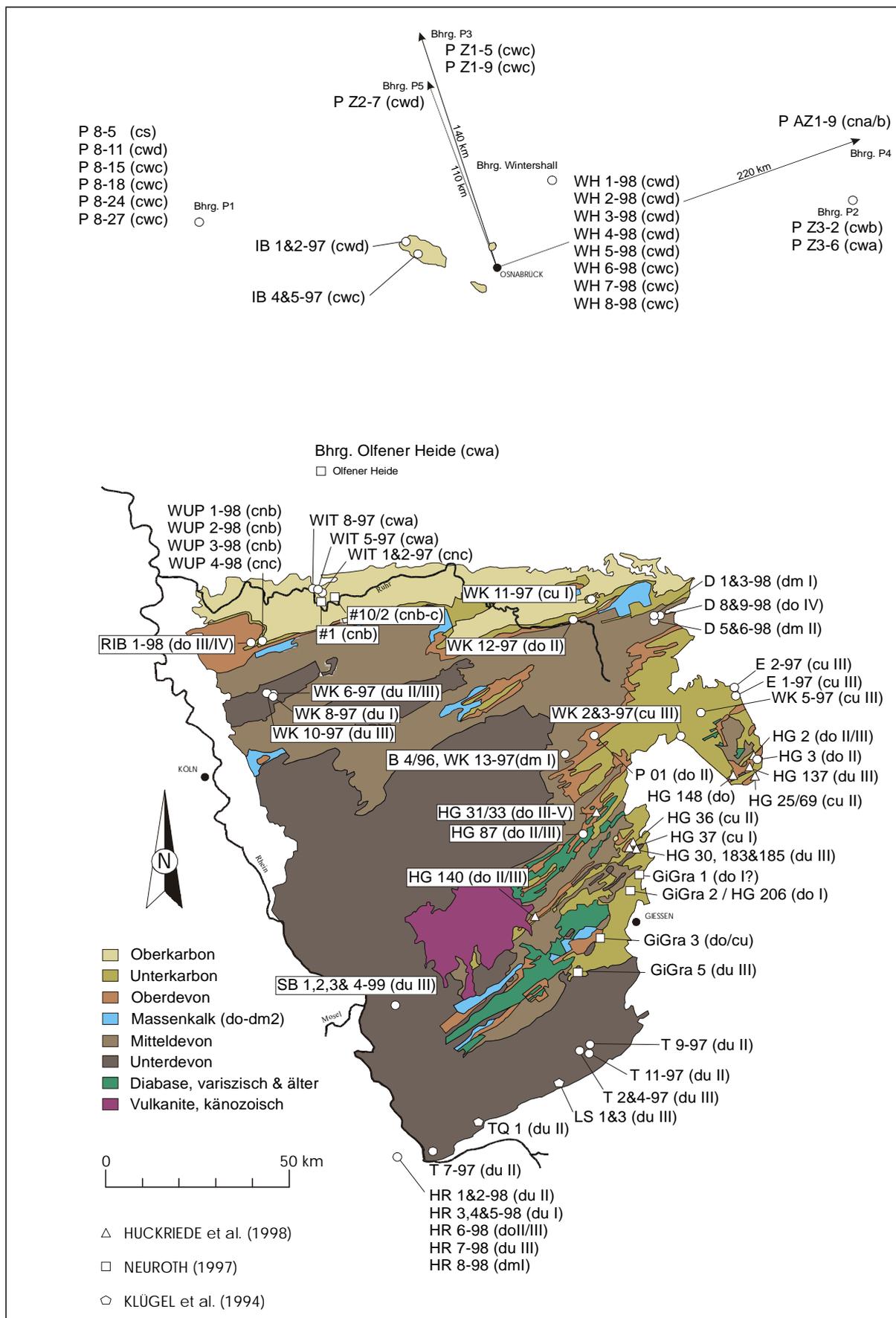
## IV.2 Ergebnisse

Die Lage des Arbeitsgebietes ist in der Abb. IV.1 dargestellt. Es befindet sich hauptsächlich im Rechtsrheinischen Schiefergebirge. Als nördliche Verlängerung wurden die Ibbenbürener Scholle und zusätzlich sechs Bohrungen aus dem Norddeutschen Oberkarbonbecken beprobt (Abb. IV.2). Vergleichsproben stammen aus dem Hunsrück, dem Harz und dem nördlichen Thüringischen Schiefergebirge.



**Abb. IV.1:** Übersichtskarte des Arbeitsgebietes. Die roten Rahmen kennzeichnen die untersuchten Bereiche im Rhenoharzynikum und Saxothuringikum.

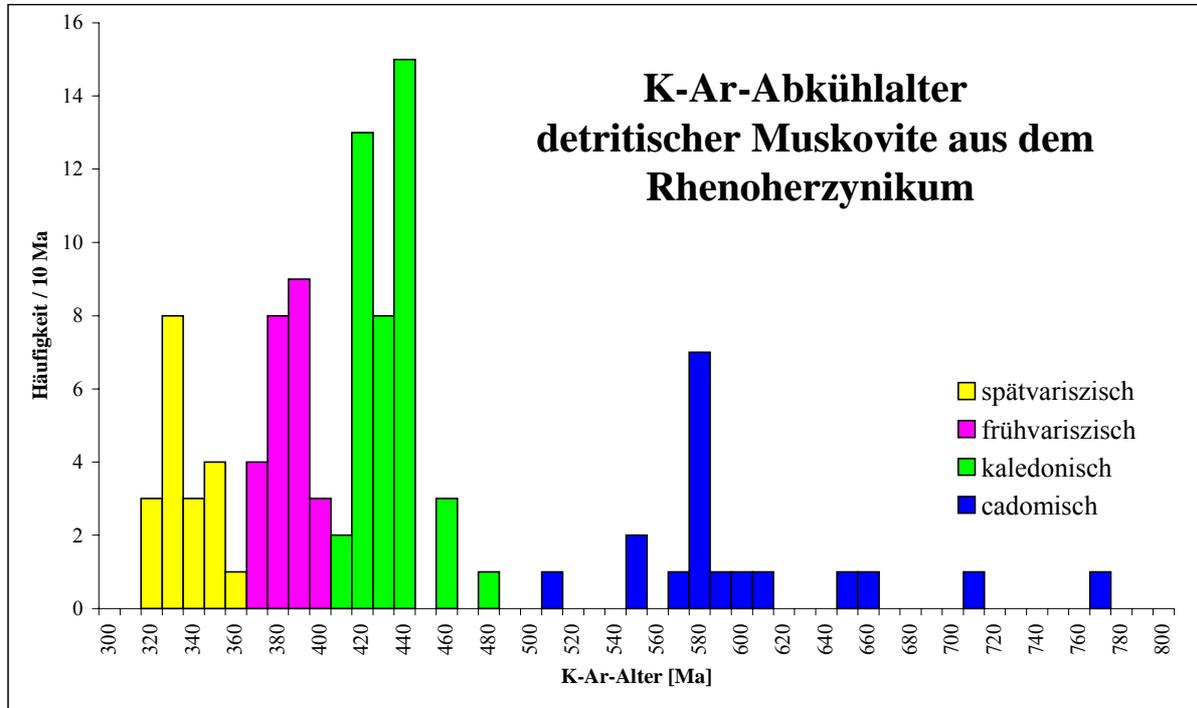
Die regionale und stratigraphische Verteilung der Probenpunkte im Rheinischen Schiefergebirge und im Norddeutschen Oberkarbonbecken sind in der Abb. IV.2 dargestellt.



**Abb. IV.2:** Regionale und stratigraphische Verteilung der Probenpunkte im Rheinischen Schiefergebirge und dem Norddeutschen Oberkarbonbecken.

## IV.2.1 Statistik der Analyseergebnisse von rhenohertzynischen Sedimenten

### IV.2.1.1 K-Ar-Abkühlalter detritischer Muskovite

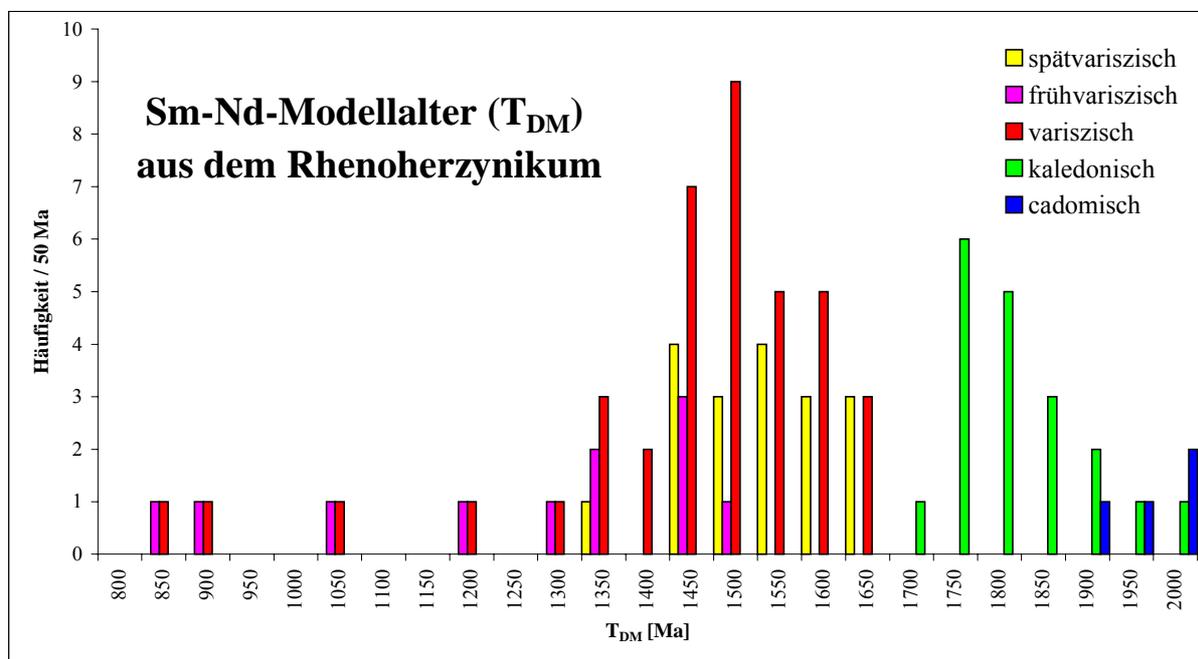


**Abb. IV.3:** Histogramm von 103 K-Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten aus dem Rhenohertzynikum, mit der Zuordnung zur Cadomischen, Kaledonischen, Früh- und Spätvariszischen Orogenese. Zur Erweiterung der Datenbasis sind in diesem Histogramm weitere Alter aus HUCKRIEDE et al. (in prep.) enthalten.

Die Abb. IV.3 veranschaulicht das K-Ar-Altersspektrum der Liefergebiete der rhenohertzynischen Sedimente. Aufgrund der selbstverständlich nicht repräsentativen Anzahl der Probenahmen pro stratigraphischer und tektonometamorpher Einheit, kann über die Peakhöhen im Histogramm keine Massenbilanzierung vorgenommen werden. Die Anzahl der Peaks und deren Breite zeigen jedoch vier unterschiedlich alte Liefergebiete der rhenohertzynischen Sedimente. K-Ar-Abkühlalter > 500 Ma werden dabei Panafrikanischen Orogenesen zugerechnet, wobei die Cadomische Orogenese mit ca. 600 bis 500 Ma in dieser Gruppe dominiert. Aus diesem Grund wird diese Einheit vornehmlich als „cadomisch“ bezeichnet. Der Peak zwischen ca. 440 und 410 Ma repräsentiert die Abtragungsprodukte der Kaledonischen Orogenese, K-Ar-Alter zwischen ca. 400 und 360 Ma die Frühphase und Alter zwischen ca. 350 und 310 Ma die Spätphase der Variszischen Orogenese.

### IV.2.1.2 Sm-Nd-Modellalter

Das Histogramm der Sm-Nd-Modellalter ( $T_{DM}$ ) rhenohertzynischer Proben (Abb. IV.4) zeigt ein Altersspektrum von ca. 2000 bis 800 Ma mit zwei deutlichen Peaks. Der ältere Peak erstreckt sich von ca. 2000 bis 1700 Ma, der jüngere von ca. 1650 bis 1300 Ma. Auffällig ist dabei, daß sich die beiden Peaks nicht überschneiden. Demnach können die rhenohertzynischen Sedimente anhand ihrer Sm-Nd-Modellalter eindeutig zwei unterschiedlichen Liefergebieten zugeordnet werden. Eine weitere Differenzierung wird möglich, wenn die Proben auf der Grundlage ihrer K-Ar-Abkühlalter in die o. g. Gruppen eingeteilt werden und die Modellalter dieser Gruppen separat geplottet werden.



**Abb. IV.4:** Histogramm von 76 Sm-Nd-Modellaltern ( $T_{DM}$ ) rhenohertzynischer Proben, bezogen auf deren K-Ar-Abkühlalter an detritischen Muskoviten.

Proben mit cadomischen K-Ar-Abkühlaltern sind in dem Histogramm blau dargestellt. Ihre Modellalter liegen zwischen 2000 und 1850 Ma. Aufgrund der geringen Datendichte in dieser Gruppe soll der Peak zwischen 2000 und 1950 Ma nicht bewertet werden.

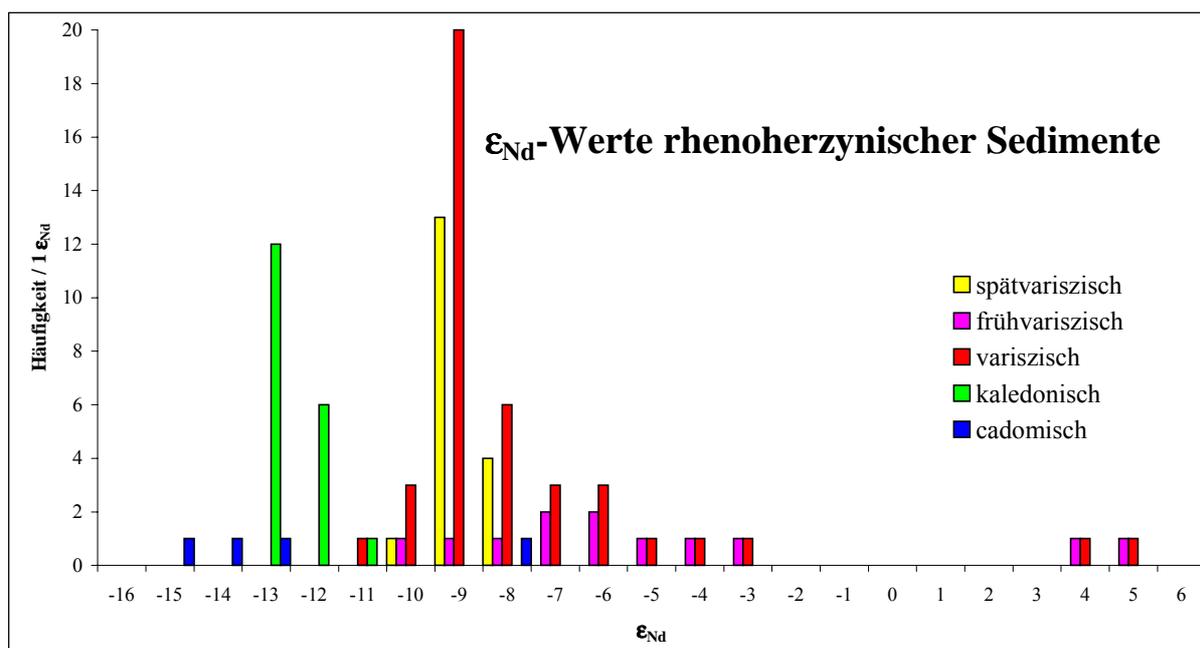
Proben mit kaledonischen K-Ar-Abkühlaltern (grüne Säulen) weisen Modellalter zwischen 2000 und 1700 Ma auf, wobei Modellalter zwischen 1900 und 1700 Ma stark dominieren.

Die roten Säulen repräsentiert Proben mit variszischen K-Ar-Abkühlaltern. Das Spektrum der Modellalter reicht von ca. 1650 bis 800 Ma, bestehend aus einem ausgeprägten Peak zwischen 1650 und 1350 Ma und vereinzelt jüngeren Modellaltern. Untergliedert man diese Gruppe

in früh- und spätvariszisch, zeigt sich, daß Proben mit frühvariszisch geprägten K-Ar-Abkühlaltern (lila Säulen) keinen definierten Peak in ihrem Modellalterspektrum haben und den jungen Anteil der Proben bilden, die variszische K-Ar-Alter aufweisen. Demgegenüber haben Proben mit spätvariszischen K-Ar-Altern (gelbe Säulen), mit einer einzigen Ausnahme, ein enges Modellalterspektrum von ca. 1650 bis 1400 Ma. Die Summe der früh- und spätvariszischen Proben entspricht nicht der Anzahl der variszischen Proben in dem Histogramm, da bei einigen Proben nur die Zuordnung in die variszische Gruppe, nicht aber in die Untergruppen eindeutig möglich ist.

### IV.2.1.3 $\epsilon_{Nd}$ -Werte

In der Abb. IV.5 sind die Ergebnisse der isotopengeochemischen Sm- und Nd-Untersuchungen in Form eines  $\epsilon_{Nd}$ -Histogrammes dargestellt.



**Abb. IV.5:** Histogramm von 76  $\epsilon_{Nd}$ -Werten rhenohertzynischer Proben, bezogen auf deren K-Ar-Abkühlalter von detritischen Muskoviten.

Analog zu der Abb. IV.4 sind die  $\epsilon_{Nd}$ -Daten in Bezug zu den K-Ar-Abkühlaltern detritischer Muskovite untergliedert. Proben mit cadomischen K-Ar-Abkühlaltern zeigen die negativsten  $\epsilon_{Nd}$ -Werte von -15 bis -13. Eine Besonderheit in dieser Gruppe sind zwei Werte zwischen -9 und -8, die umgelagerte Magmatite repräsentieren und auf die im Kap. IV.3.1 ausführlich eingegangen wird. Das enge  $\epsilon_{Nd}$ -Spektrum von -13 bis -12 charakterisiert Proben mit

kaledonisch geprägten K-Ar-Abkühlaltern. Proben mit frühvariszischen K-Ar-Altern variieren in ihren  $\epsilon_{Nd}$ -Werten von -10 bis -3. Die Werte von +4 bis +5 stammen von Tuffiten, die zu Vergleichszwecken beprobt wurden. „Spätvariszische“ Proben sind wiederum durch ein enges  $\epsilon_{Nd}$ -Spektrum von -10 bis -8 gekennzeichnet.

#### **IV.2.1.4 Zusammenfassung**

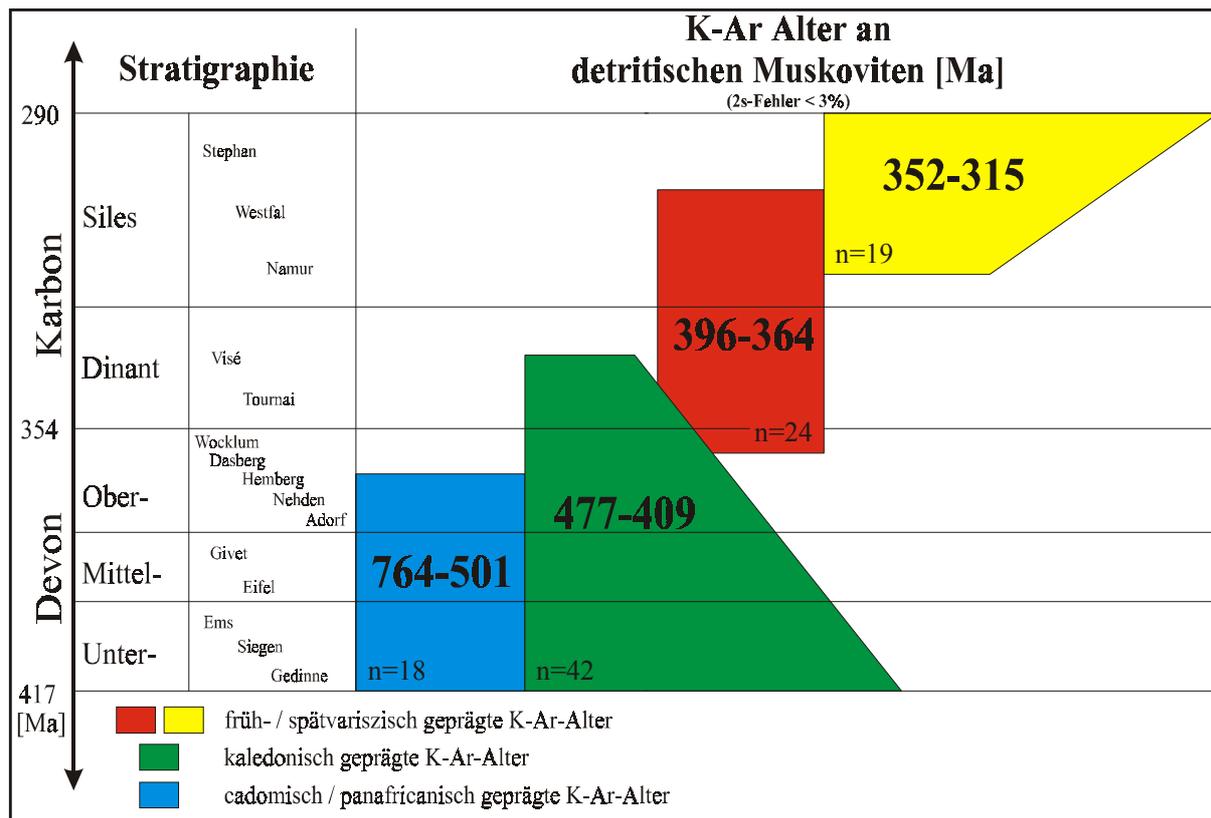
Die Häufigkeitsverteilung der K-Ar-Abkühlalter detritischer Muskovite zeigt vier diskrete Gruppen, die eindeutig den Panafrikanischen Orogenesen, der Kaledonischen, der Früh- oder der Spätvariszischen Orogenese zugeordnet werden können.

Mit Sm-Nd-Modellaltern lassen sich zwei Gruppen unterscheiden. Die ältere repräsentiert panafrikanisch und kaledonisch, die jüngere variszisch geprägte Sedimente. Die dazugehörigen  $\epsilon_{Nd}$ -Werte differenzieren zwischen dem Detritus der Kaledonischen und der Variszischen Orogenese.

### **IV.3 Rhenohertzynische Detritustypen**

Auf der Grundlage der K-Ar-Abkühlalter detritischer Muskovite ist es möglich, die klastischen Sedimente des Rhenohertzynikums in vier Gruppen zu unterteilen und sie somit unterschiedlichen Liefergebieten zuzuordnen. In den folgenden Abschnitten werden diese Detritustypen näher charakterisiert.

Die Ergebnisse der K-Ar-Altersdatierungen an detritischen Muskoviten sind mit der zugehörigen stratigraphischen Lage der Probennahmepunkte in der Abb. IV.6 schematisch zusammengefaßt. Die Darstellung der Probenpunkte findet sich mit den entsprechenden K-Ar-Abkühlaltern der detritischen Muskovite und den Sm-Nd-Modellaltern in der Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges (Abb. IV.7).



**Abb. IV.6:** Ergebnisse der K-Ar-Altersdatierungen an detritischen Muskoviten mit der schematisierten stratigraphischen Lage der Probenpunkte. Die Kästen zeigen die stratigraphische Verbreitung der cadomischen, kaledonischen, früh- und spätvariszischen K-Ar-Detritusalter. Die Form des „kaledonischen“ und des „spätvariszischen“ Kastens soll visualisieren, daß diese Gruppen mit zunehmend jüngerem stratigraphischen Alter an Bedeutung verlieren, bzw. gewinnen.

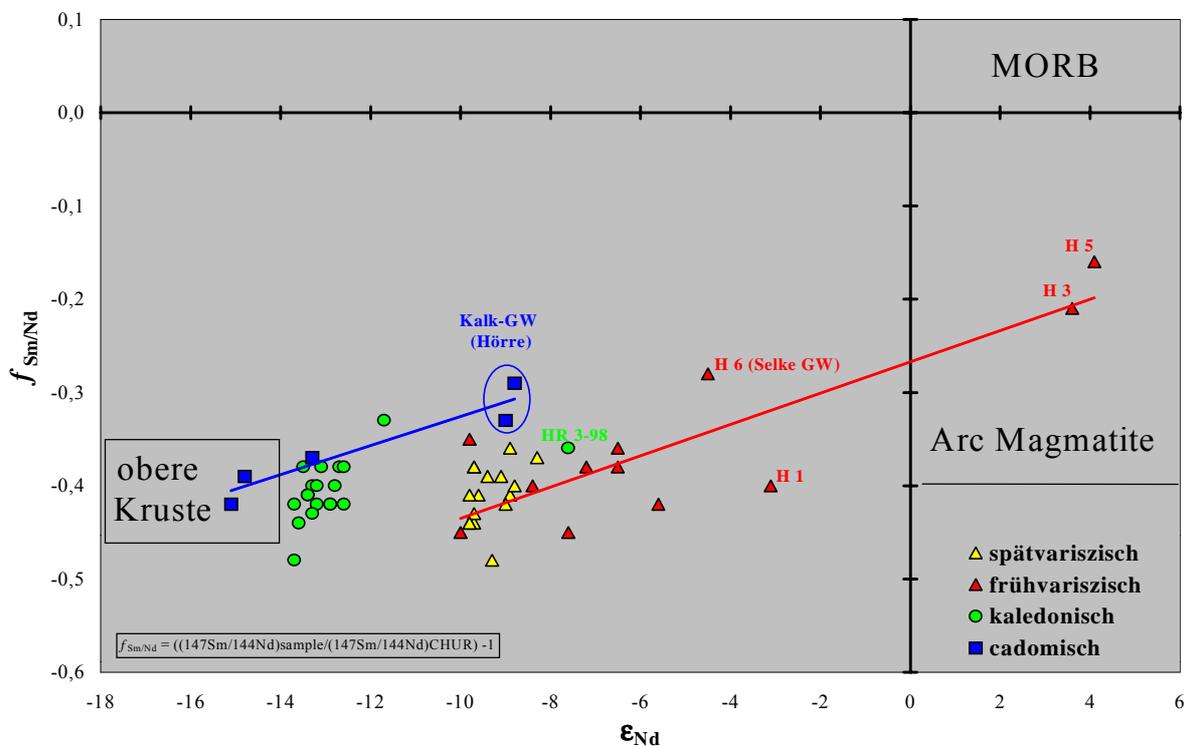
### IV.3.1 Sedimente mit cadomischen K-Ar-Abkühlaltern

Cadomische K-Ar-Abkühlalter detritischer Muskovite variieren von 764 bis 501 Ma. Die entsprechenden Sedimente finden sich im Rhenoharzynikum vom Unterdevon bis in das Oberdevon als Grauwacken und Sandsteine in der Gießen-Ostharz-Decke und den allochthonen Einheiten der Hörre-Gommern Zone (Abb. IV.1, 6 & 7). Es sind vorwiegend pelagische Sedimente mit lokalem Vorkommen von Metabasalten an deren Basis. An den Gießener-Grauwacken konnten WEDEPOHL et al. (1983) und PLATEN et al. (1989) den Metabasalten einen MORB-Charakter nachweisen.



Das gemeinsame Auftreten cadomisch geprägter detritischer Glimmer in Sedimenten, die nach PLUSQUELLEC & JAHNKE (1998) armorikanische Faunen aufweisen, spricht für ein südlich gelegenes, armorikanisches Sedimentationsgebiet. Denkbar wäre auch ein avalonisches Liefergebiet, weil auch für Avalonia ein cadomisches Basement zu erwarten ist. Da jedoch im Parautochthon noch kein cadomisches Glimmeralter nachgewiesen werden konnte, ist diese Möglichkeit unwahrscheinlich.

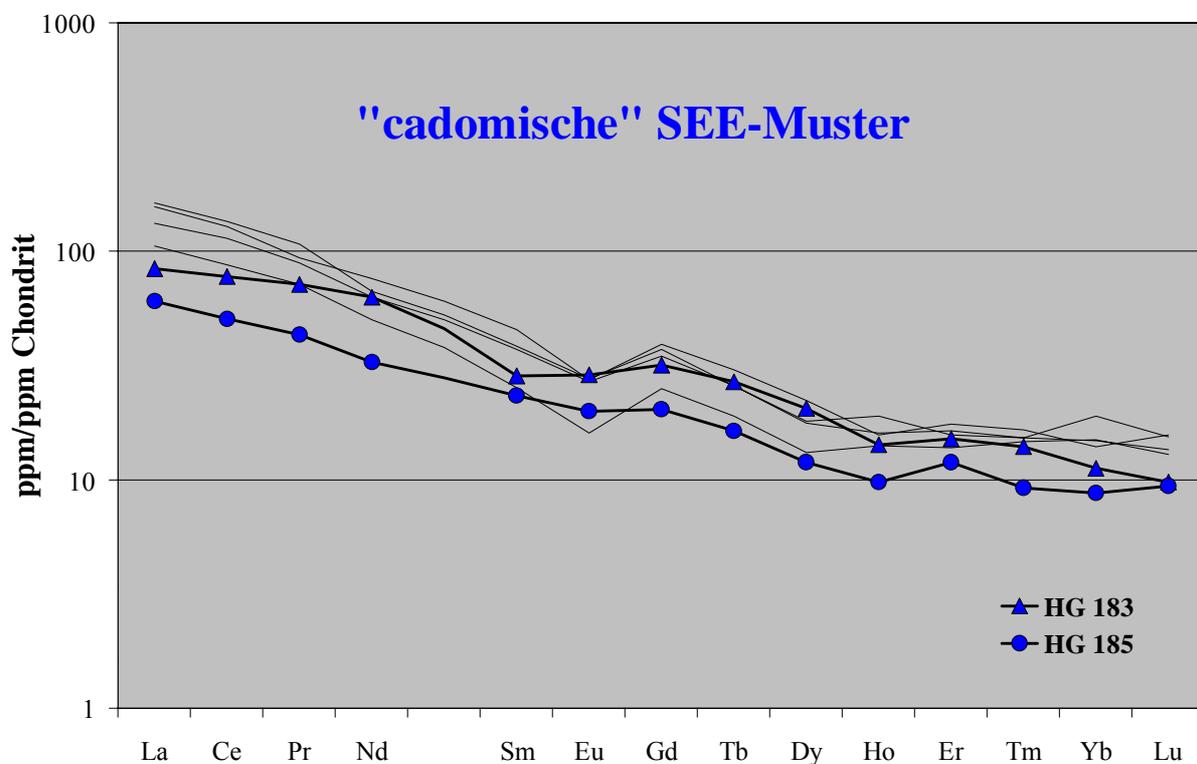
Die an diesen Proben bestimmten Sm-Nd-Modellalter ( $T_{DM}$ ) zeigen ein relativ enges Spektrum von ca. 2000 bis 1850 Ma und sind damit auch die ältesten im Rhenohertzynikum (Abb. IV.4). Im Gegensatz dazu bilden die dazugehörigen  $\epsilon_{Nd}$ -Werte zwei diskrete Gruppen von -15 bis -13 und -9 bis -8 (Abb. IV.5). Während die negativere Gruppe typische Werte für ein oberkrustales Liefergebiet haben, liegt bei der zweiten Gruppe ein weniger stark differenziertes Liefergebiet vor, daß von juvenilerem Material, also Magmatiten beeinflusst war. Die juvenileren Proben (HG 183 & HG 185) sind Kalkgrauwacken aus der Hörre, die in das untere Ems eingestuft werden. Die differenzierteren Proben stammen aus der Hörre (Ulmbach-Grauwanke und Endbach-Schichten) do II/III, dem Kellerwald (Erbsloch-Grauwanke) und aus der Gießener-Grauwanke (do I).



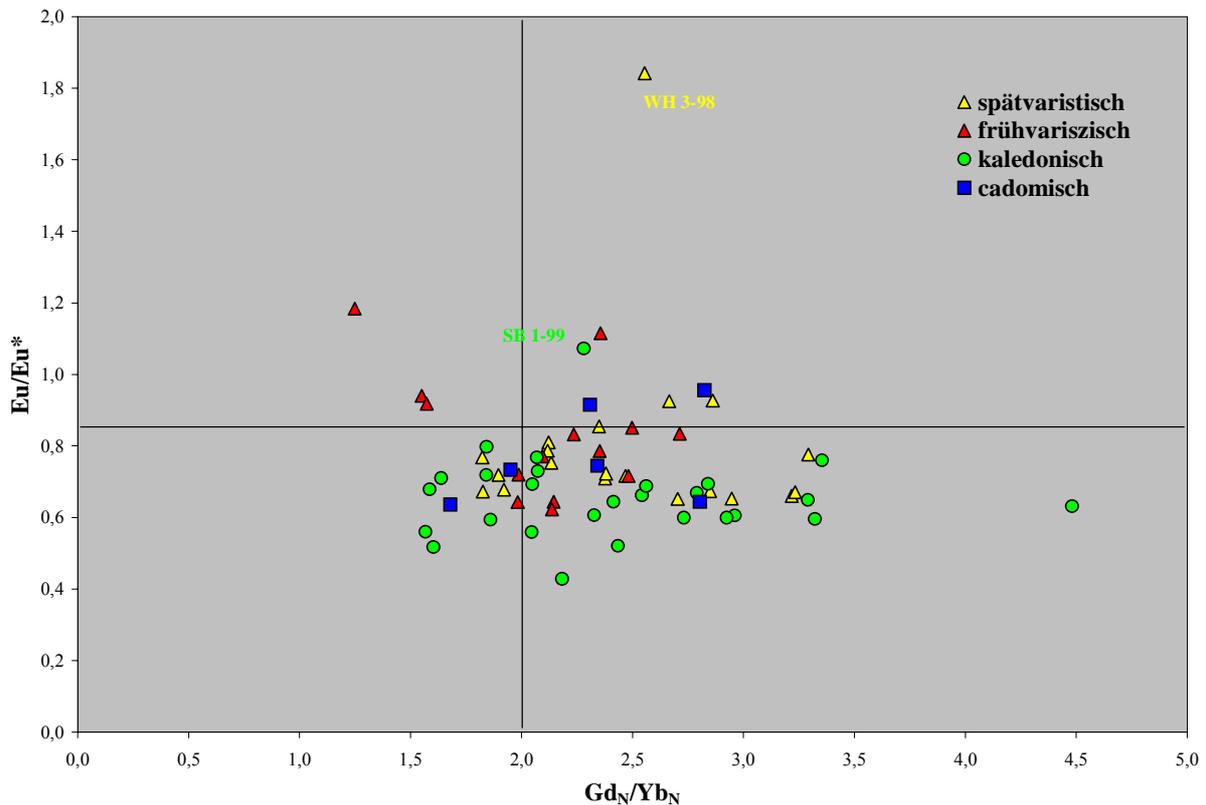
**Abb. IV.8:**  $f_{Sm/Nd}$  vs.  $\epsilon_{Nd}$ -Diagramm mit den Feldern für obere Kruste, Arc-Magmatite und MORB. Die Proben sind bezüglich ihrer K-Ar-Abkühlalter in cadomisch, kaledonisch, früh- und spätvariszisch untergliedert.

In einem  $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$  vs.  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -Diagramm (Abb. IV.8) mit den Feldern für Oberkruste, Arc-Magmatite und MORB liegen die Kalkgrauwacken der Hörre auf einer hypothetischen Mischungslinie mit den Endgliedern obere Kruste und MORB bis Arc-Magmatite. Wird das  $\epsilon_{\text{Nd}}$  dieser Proben auf ihr Metamorphosealter von ca. 600 Ma zurückgerechnet, ergeben sich  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -Werte von ca. -4. Zu diesem Zeitpunkt hatten diese Sedimente keinen MORB- oder Arc-Charakter, waren und sind aber von umgelagerten Magmatiten stark beeinflusst.

Die beiden oben beschriebenen Gruppen charakterisieren sich auch anhand ihrer SEE-Muster. Die juvenileren Kalkgrauwacken der Hörre (HG 183 & HG 185) haben im Gegensatz zu den differenzierteren Proben der Hörre (Ulmbach-Grauwanke), dem Kellerwald (Erbsloch-Grauwanke) und der Gießener-Grauwanke fast keine Eu-Anomalie. In dem  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  vs.  $\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ -Diagramm (Abb. IV.10) finden sich diese Kalkgrauwacken oberhalb des markierten  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  - Wertes für durchschnittliche obere Kruste von 0,85 und alle übrigen Proben mit cadomisch geprägten detritischen Glimmern unterhalb dieses Wertes. Anhand der Steilheit ihrer Muster lassen sich jedoch die Kalkgrauwacken der Hörre nicht von den typisch oberkrustalen Proben unterscheiden (Abb. IV.9 & 10). Auffällig ist weiterhin eine der Kalkgrauwacken (Hg 185), die mit den geringsten SEE-Konzentrationen (Abb. IV.9) ein weiteres Indiz für ein magmatisch dominiertes Liefergebiet aufzeigt.

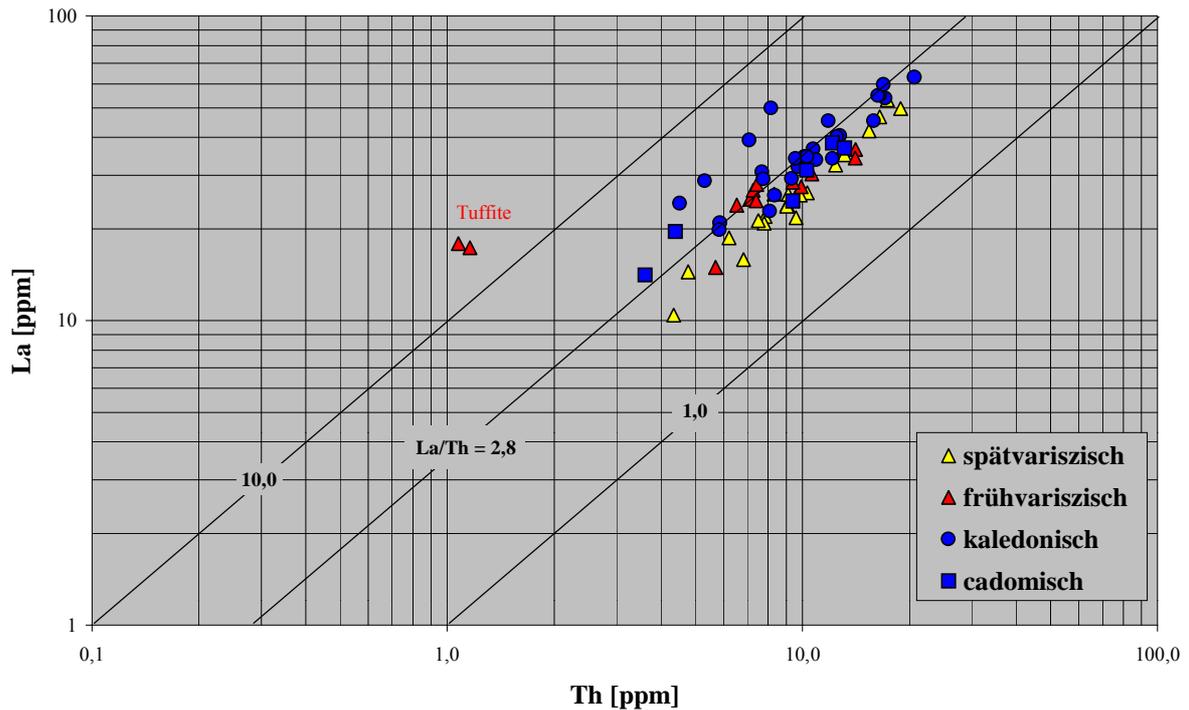


**Abb. IV.9:** SEE-Muster von Proben mit cadomischen K-Ar-Abkühlaltern. Hervorgehoben sind die Grauwanke HG 183 & 185 der Hörre mit auffällig flachen Mustern.

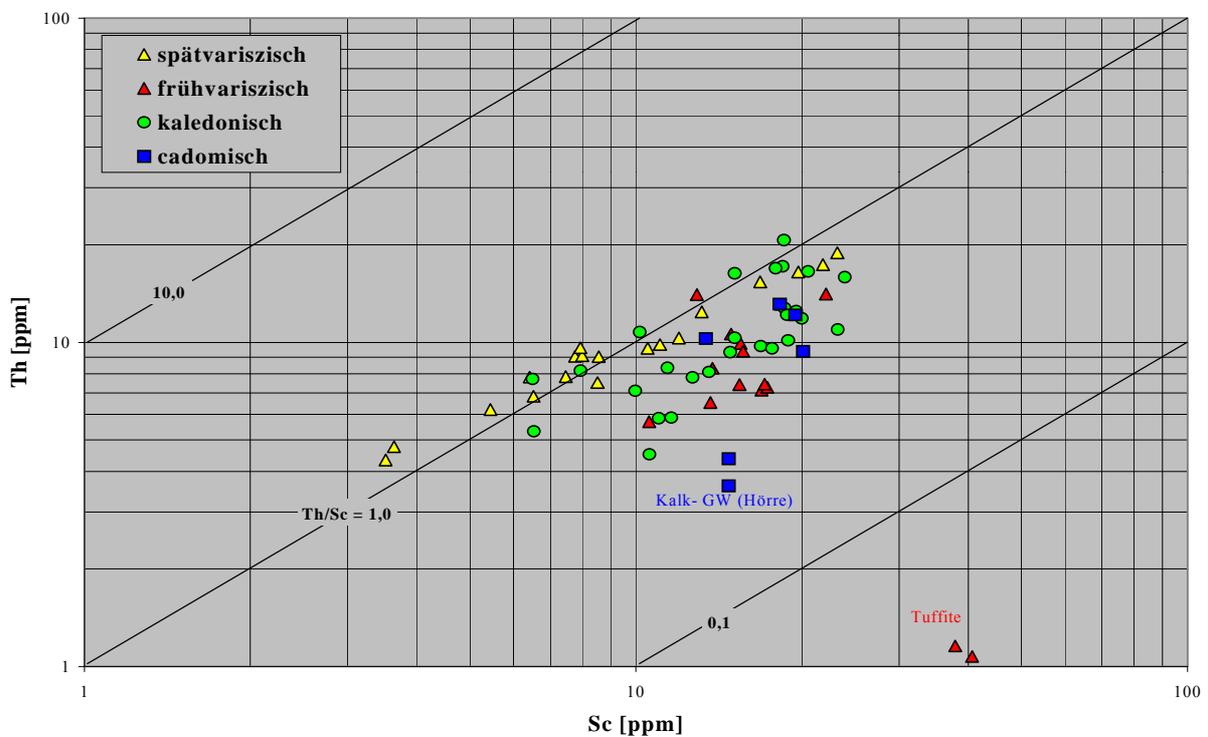


**Abb. IV.10:** Das  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  vs.  $\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ -Diagramm korreliert die Europium-Anomalie ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ ) mit der Steilheit der chondritnormierten schweren SEE-Muster ( $\text{Gd}_\text{N}/\text{Yb}_\text{N}$ ). Die Linien bei 0,85 bzw. 2,0 entsprechen den Werten für durchschnittliche obere Kruste.

Die Diagramme La vs. Th und Th vs. Sc (Abb. IV.11 & 12) charakterisieren die Proben wiederum als oberkrustal. Nach MCLENNAN (1989) haben krustale Proben ein La/Th-Verhältnis zwischen 10 und 1, mit einem Verhältnis von 2,8 für durchschnittliche Oberkruste. Manteldominierte Proben haben bei niedrigeren Th-Werten tendenziell geringeren La-Werten. Bezüglich ihrer La/Th-Verhältnisse plotten alle „cadomischen“ Proben im Bereich durchschnittlicher Oberkruste. Etwas mehr Informationen läßt sich aus dem Th vs. Sc-Diagramm gewinnen. Das Feld für krustale Gesteine liegt zwischen den Th/Sc-Verhältnissen 10 und 0,1. Die durchschnittliche Oberkruste hat hierbei ein Th/Sc-Verhältnis von 1 (MCLENNAN 1989). Proben mit Mantelcharakter haben geringere Th- und höhere Sc-Konzentrationen, bei einem Th/Sc-Verhältnis  $< 0,1$ . Ein andesitischer Arc hat ein Th/Sc-Verhältnis von ca. 0,1 und MORB von ca. 0,01. In diesem Diagramm sind wiederum zwei „cadomische“ Gruppen unterscheidbar. Eine „krustalere“ und eine zweite (Kalkgrauwacken der Hörre) mit geringeren Th-Gehalten, die für ein von Mantelmaterial beeinflusstes Liefergebiet sprechen.

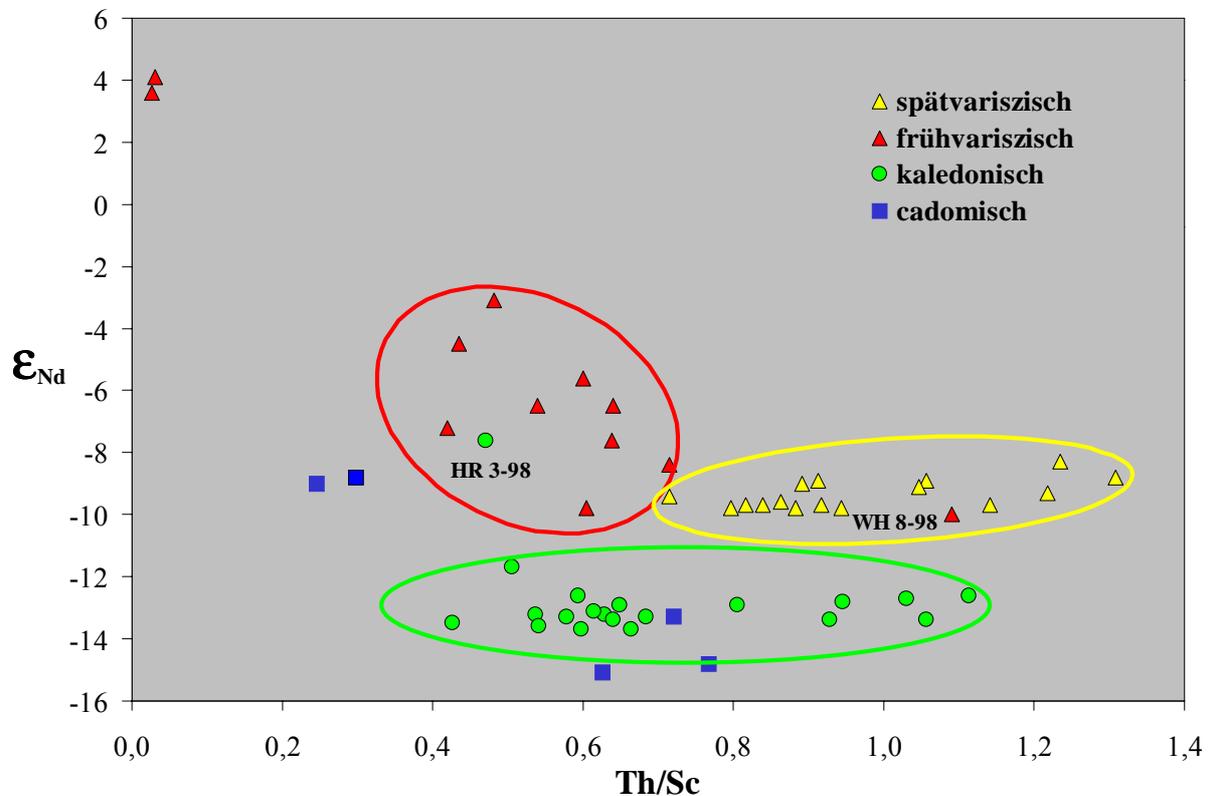


**Abb. VI.11:** La vs. Th-Diagramm nach McLENNAN (1989). Gekennzeichnet sind der Bereich für obere Kruste mit La/Th-Verhältnissen zwischen 1 und 10 und der Durchschnittswert für obere Kruste mit La/Th = 2,8.



**Abb. VI.12:** Th vs. Sc-Diagramm nach McLENNAN (1989). Gekennzeichnet sind der Bereich für obere Kruste mit Th/Sc-Verhältnissen zwischen 0,1 und 10 und der Durchschnittswert für obere Kruste mit Th/Sc = 1.

Die Kombination der Th/Sc-Verhältnisse mit den  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -Werten erlaubt die anschaulichste Trennung der beiden Gruppen, da sie sich in beiden Parametern signifikant unterscheiden (Abb. IV.13).



**Abb. IV.13** In einem  $\epsilon_{\text{Nd}}$  vs. Th/Sc-Diagramm lassen sich rhenoherynische Sedimente mit kaledonisch, früh- und spätvariszisch geprägte K-Ar-Abkühlaltern diskriminieren.

Die Untersuchungen der Si/Al-Verhältnisse an detritischen Muskoviten von HUCKRIEDE et al. (1999) ergaben niedrige Werte, die für LP-metamorphe Ausgangsgesteine im Liefergebiet sprechen.

### IV.3.2 Sedimente mit kaledonischen K-Ar-Abkühlaltern

Kaledonische K-Ar-Abkühlalter detritischer Muskovite reichen von 477 bis 409 Ma mit einer deutlichen Häufung zwischen 440 und 420 Ma (Abb. IV.3). Möglicherweise sind die wenigen Alter über 440 Ma durch Mischungen mit cadomisch geprägten Muskoviten zu erklären. Diese Fragestellung könnte mit Einzelkorn-Datierungen per Laser an den kritischen Proben gelöst werden. Bestehen sie aus zwei Glimmerpopulationen mit cadomischen und

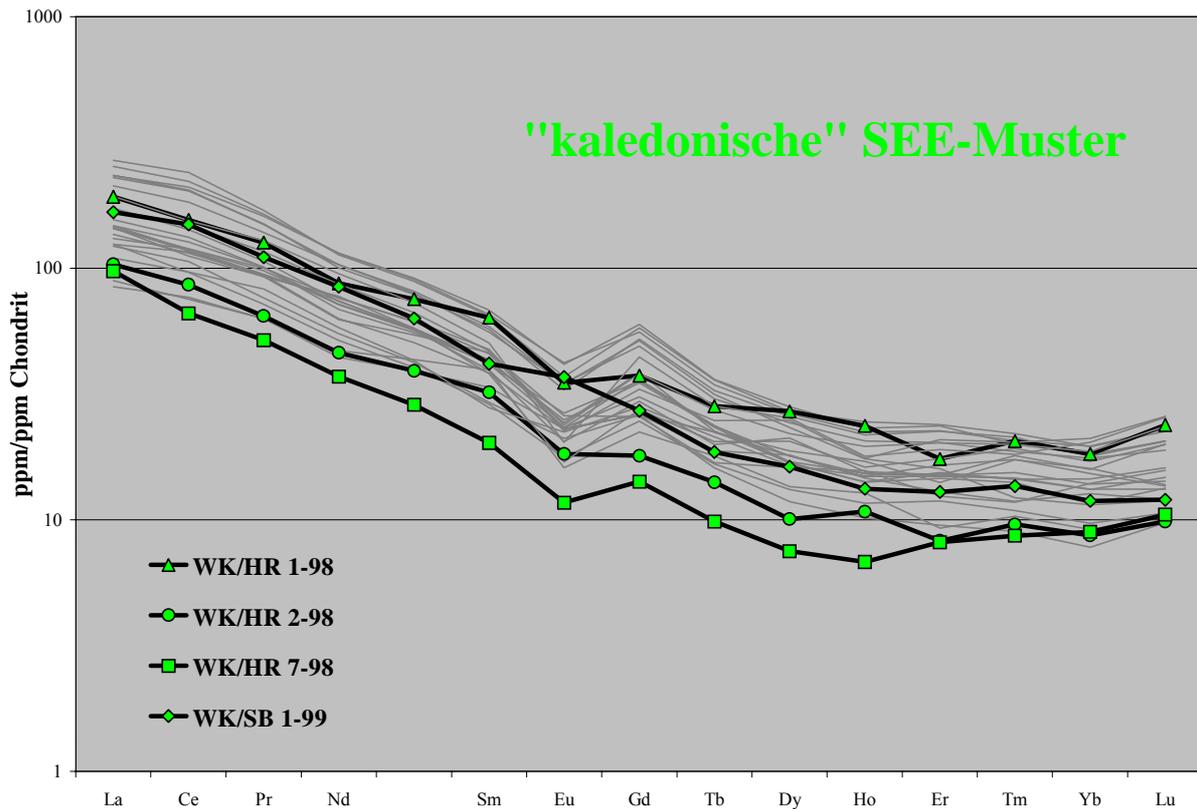
kaledonischen Altern um 430 Ma, muß von einer Mischung ausgegangen werden. Ansonsten spiegeln Alter zwischen ca. 480 und 440 Ma die sehr frühe Phase der Kaledonischen Orogenese wider.

Sedimente mit kaledonischen Glimmeraltern werden als Schelfablagerungen am Südrand des Old-Red-Kontinentes angesehen, die vornehmlich als Sandsteine den Abtragungsschutt der nördlich gelegenen Kaledoniden darstellen. Die stratigraphische Verbreitung reicht vom tiefen Unterdevon bis zum Visé. Bis in das hohe Oberdevon haben die detritischen Muskovite der parautochthonen Sedimente des Rheinischen Schiefergebirges ausschließlich kaledonische K-Ar-Abkühlalter (Abb. IV.6 & 7).

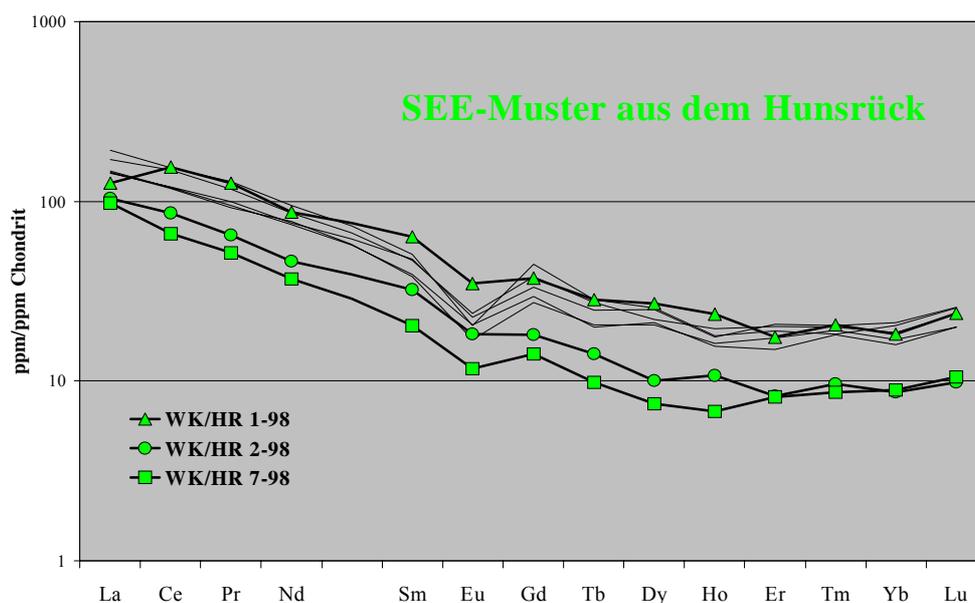
Die Sm-Nd-Modellalter ( $T_{DM}$ ) der „kaledonischen“ Gruppe liegen zwischen ca. 2000 und 1700 Ma mit einer Dominanz zwischen 1900 und 1700 Ma und sind damit deutlich jünger als Proben mit cadomischen K-Ar-Akühlaltern (Abb. IV.4). Bemerkenswert ist das enge Spektrum der  $\epsilon_{Nd}$ -Werte, die fast ausnahmslos zwischen -13 und -12 liegen, was für ein äußerst homogenes Liefergebiet, in bezug auf seine tektonometamorphe Geschichte spricht (Abb. IV.5).

Die SEE-Muster entsprechen denen normaler Oberkruste (Abb. IV.14). Lediglich die drei Proben HR 1 & 2-98 (Siegen) und HR 7-98 (Ems) aus dem Hunsrück fallen mit niedrigeren Konzentrationen und/oder keiner ausgeprägten Eu-Anomalie ebenso auf (Abb. IV.15) wie die Probe SB 1-99 (Ems) aus der SW' Mosel-Dill-Mulde mit ihrer positiven Eu-Anomalie (Abb. IV.2 & 10).

In dem  $f_{Sm/Nd}$  vs.  $\epsilon_{Nd}$ -Diagramm (Abb. IV.8) plotten die darstellenden Punkte in den Bereich einer verjüngten oberen Kruste mit einem  $f_{Sm/Nd}$  um -0,4. Eine Ausnahme bildet die Probe HR 3-98 aus dem Hunsrück. Stratigraphisch wird sie als „Bunte Schiefer“ in das Gedinne, also tiefstes Unterdevon gestellt. Mit einem  $\epsilon_{Nd}$  von -8 und einem  $T_{DM}$  von ca. 1500 Ma ist diese Probe deutlich juveniler und wird deshalb als umgelagerte magmatische Sequenz gedeutet. In den La vs. Th- und Th vs. Sc-Diagrammen plotten die „kaledonischen“ Proben unauffällig um die Werte für durchschnittliche obere Kruste mit einer leichten Tendenz im Th/Sc-Diagramm zu juvenileren Werten (Abb. IV.11 & 12). In dem  $\epsilon_{Nd}$ - vs. Th/Sc-Diagramm (Abb. IV.13) zeichnen sich die „kaledonischen“ Proben durch die oben angesprochene geringe Variation der  $\epsilon_{Nd}$ -Werte um -13 aus bei gleichzeitig relativ großer Bandbreite im Th/Sc-Verhältnis von ca. 0,4 bis 1,1. Auffällig ist hier wiederum die Probe HR 3-98, die aufgrund der oben diskutierten Gründe eine Sonderstellung einnimmt.



**Abb. IV.14:** SEE-Muster von Proben mit kaledonischen K-Ar-Abköhlaltern. Die meisten Muster entsprechen einer normaler Oberkruste. Untypisch sind die Proben aus dem Hunsrück HR 1 & 2-98 (Siegen), HR 7-98 (Ems) durch niedrige Konzentrationen und/oder keine ausgeprägte Eu-Anomalie, sowie die Probe SB 1-99 (Ems) aus der SW' Mosel-Dill-Mulde mit einer leicht positiven Eu-Anomalie.



**Abb. IV.15:** SEE-Muster von unter- und mitteldevonischen Proben aus dem Hunsrück. Die hervorgehobenen Proben zeigen magmatisch beeinflusste Muster.

Sedimente mit kaledonisch geprägten K-Ar-Abkühlaltern weisen isotopengeochemisch eine geringe Bandbreite auf, die für eine leicht verjüngte Oberkruste als Liefergebiet spricht. Nur für wenige unterdevonische (Siegen bis Ems) Proben aus dem Hunsrück konnten magmatisch beeinflusste Liefergebiete nachgewiesen werden.

Auf der Grundlage der Si/Al-Verhältnisse in Muskoviten gehen HUCKRIEDE et al. (1999) von LP-Gesteinen und untergeordnet von MP- bis HP-Gesteinen im Liefergebiet der Sedimente mit kaledonischen K-Ar-Altern aus.

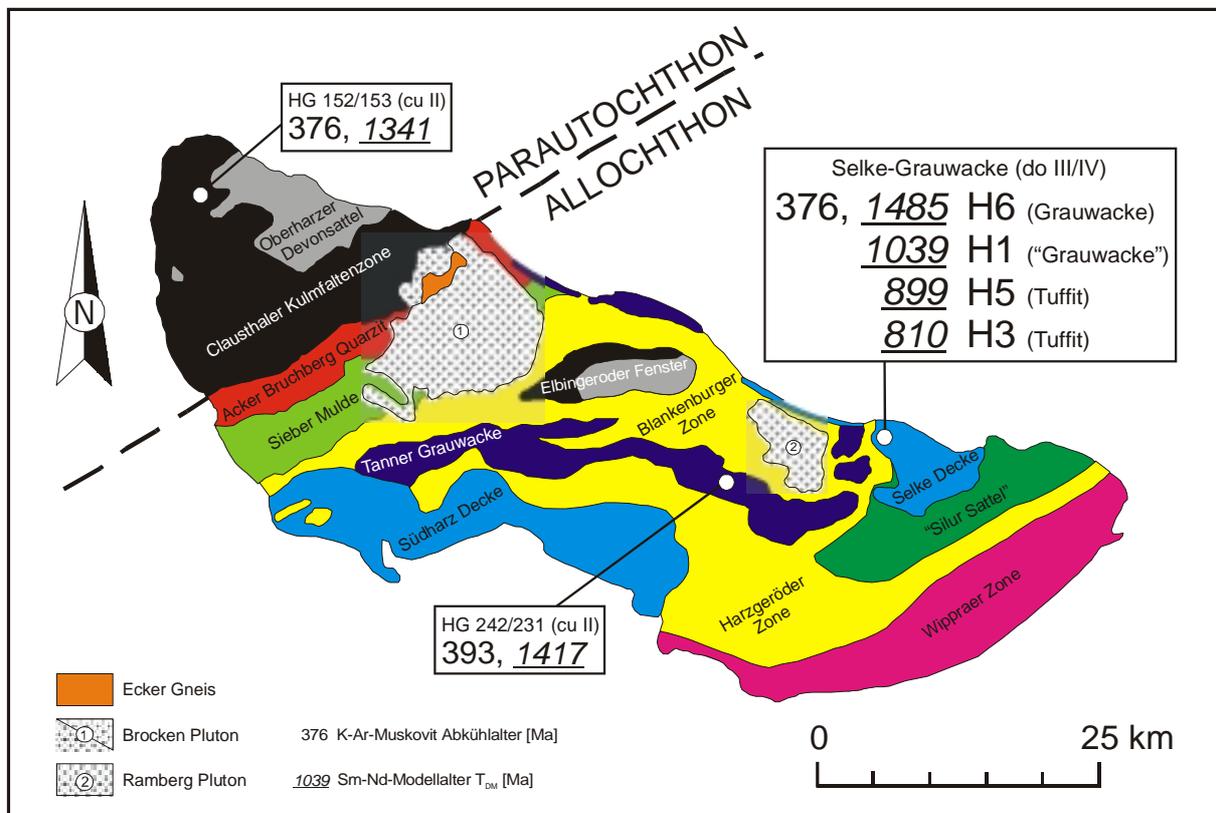
### IV.3.3 Sedimente mit frühvariszischen K-Ar-Abkühlaltern

Frühvariszische K-Ar-Alter detritischer Muskovite reichen von 396 bis 364 Ma. Diese Altersgruppe findet sich sowohl in allochthonen, als auch in parautochthonen Grauwacken des Rhenoherynikums. In Sandsteinen des Ruhrkarbons und des Norddeutschen Oberkarbonbeckens treten frühvariszische K-Ar-Alter untergeordnet im Namur und Westfal auf. Die allochthonen Grauwacken lassen sich von den Gießener-Grauwacken über das Werra-Grauwackengebirge bis zu der Tanner- und Selke-Grauwacke im Harz verfolgen. Frühvariszische K-Ar-Alter treten vom höheren Oberdevon bis in das Westfal auf, wobei die Schüttungen im Parautochthon erst im Unterkarbon II einsetzen (Abb. IV.6, 7 & 16). Im Parautochthon werden die Sedimentationsraten im Unterkarbon III größer und die Grauwackenfront wandert dabei kontinuierlich nach Nordwesten (SADLER 1983).

Die Sm-Nd-Modellalter von Proben mit frühvariszischen K-Ar-Abkühlaltern variieren sehr stark von ca. 1500 bis 800 Ma, da einige Proben durch Zumischungen von magmatischen Material verjüngt wurden. Ohne erkennbare magmatische Beeinflussung haben die Grauwacken Modellalter zwischen ca. 1500 und 1300 Ma (Abb. IV.4). An den o. g. Sandsteinen wurden erst an einer Probe (WH 8-98) Sm-Nd-Untersuchungen vorgenommen. Die Ergebnisse unterscheiden sich deutlich von denen der Grauwacken. Auf die Probe WH 8-98 wird im Kap. IV.2.3.4 ausführlich eingegangen.

Die Heterogenität der isotopengeochemischen Komposition dieser Gruppe wird in dem  $\epsilon_{Nd}$ -Histogramm (Abb. IV.5) deutlich. Zwar haben die  $\epsilon_{Nd}$ -Werte auch ein großes Spektrum von -10 bis +5, es lassen sich aber hierbei mindestens drei Gruppen unterscheiden. Proben mit positiven  $\epsilon_{Nd}$ -Werten sind Tuffite oder von Tuffiten dominierte Sedimente. Werte von -10 bis -6 sind typisch für frühvariszische Grauwacken und Werte dazwischen repräsentieren Mischungen zwischen den genannten Gruppen. Zur Veranschaulichung sind vier Proben der Selke-Grauwacke in einem  $f_{Sm/Nd}$  vs.  $\epsilon_{Nd}$ -Diagramm geplottet (Abb. IV.8). Die Lage der

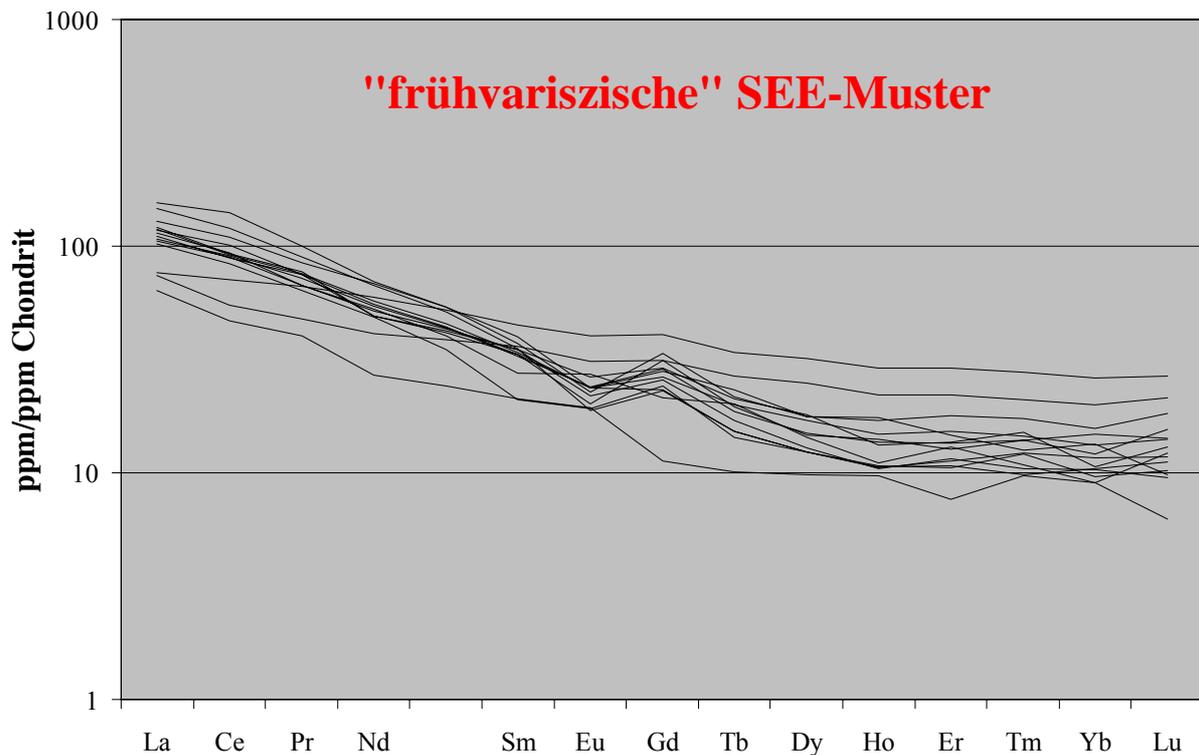
Probenlokalität ist in der geologischen Übersichtskarte des Harzes (Abb. IV.16) mit den Angaben des K-Ar-Abkühlalters und der Sm-Nd-Modellalter dargestellt.



**Abb. IV.16:** Geologische Übersichtskarte des Harzes mit Angabe der Probenlokalitäten und den dazugehörigen K-Ar-Abkühlalters und Sm-Nd-Modellalters.

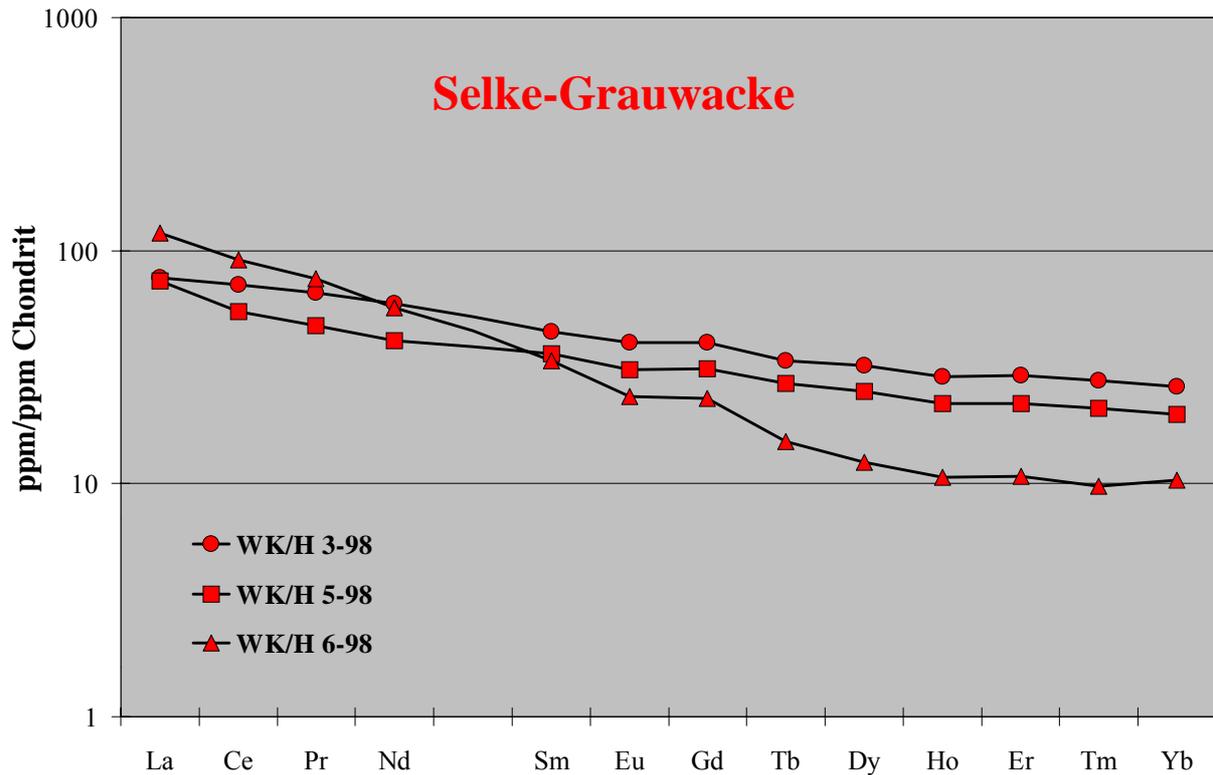
Die Proben H3 und H5 sind Tuffite, die in das Feld von Arc-Magmatiten fallen. Die Selke-Grauwacke als graue (H6) und als rötliche Varietät (H1) finden ihre darstellenden Punkte bei  $\epsilon_{Nd}$ -Werten um -4 und sind damit deutlich juveniler, als die restlichen frühvariszischen Proben, was für ein magmatisch dominiertes Liefergebiet spricht. Zum Vergleich hat die Probe HG 231/242 (Abb. IV.16) aus der Tanner-Grauwacke ein  $\epsilon_{Nd}$ -Wert von -7 und die Probe WZ 180/HG 170 der Werra-Grauwacke ein  $\epsilon_{Nd}$  von -6. Werden die  $\epsilon_{Nd}$ -Werte der Selke-Grauwacke auf den Zeitpunkt der Sedimentation zurückgerechnet, wandert auch die Probe H1 in das Feld für Arc-Magmatite und die eigentliche Selke-Grauwacke (H6) auf einen  $\epsilon_{Nd}$ -Wert von ca. -2. Die untersuchte Proben der Selke-Grauwacke bestehen demnach fast ausschließlich aus umgelagerten Vulkaniten mit andesitischem Charakter. Die hypothetische Mischungslinie zwischen den Tuffiten H3 & H5 und den übrigen Proben mit frühvariszische K-Ar-Abkühlalters (Abb. IV.8) soll visualisieren wie groß der vulkanitische Anteil der Selke-Grauwacke ist.

Weiterhin auffällig ist in diesem Diagramm, daß sich die frühvariszischen Proben eindeutig anhand ihrer  $\epsilon_{Nd}$ -Werte von den Proben mit kaledonisch geprägten K-Ar-Abkühlaltern unterscheiden lassen. Somit stellt die Bestimmung der Nd-Isotopie ein Werkzeug dar, mit dessen Hilfe im Rhenoharzynikum entschieden werden kann, ob eine Probe variszische oder kaledonische K-Ar-Abkühlalter in ihren Muskoviten konserviert hat, ohne eine Altersbestimmung an den Glimmern vornehmen zu müssen.



**Abb. IV.17:** SEE-Muster von Proben mit frühvariszischen K-Ar-Abkühlaltern detritischer Muskovite zeigen eine große Bandbreite von andesitischem bis zu oberkrustalem Charakter.

Die SEE-Muster (Abb. IV.17) spiegeln das inhomogene Bild der frühvariszisch geprägten Proben wider. Die Vulkanite oder von ihnen stark beeinflussten Proben haben erwartungsgemäß flache Muster ohne ausgeprägte Eu-Anomalie. Wenige Proben entsprechen dem Muster durchschnittlicher oberer Kruste und der Rest zeichnet sich durch Mischformen aus, was sich auch in dem  $Eu/Eu^*$  vs.  $Gd_N/Yb_N$ -Diagramm (Abb. IV.10) mit der großen Bandbreite der Probenpunkte bemerkbar macht.



**Abb. IV.18:** SEE-Muster von zwei Tuffiten (H3 & H5) und einer Grauwacke (H6) aus der Selke-Decke im Harz.

Die SEE-Muster der Selke-Grauwacke (Abb. IV.18) bestätigen einen andesitischen Charakter. Die beiden Tuffite (H3 & H5) haben typisch flache Muster ohne ausgeprägte Eu-Anomalie, die Grauwacke H6 hingegen ein deutlich steileres Muster mit dem Ansatz einer Eu-Anomalie. Bis auf die oben genannten Tuffite plotten die frühvariszischen Proben im La/Th-Diagramm (Abb. IV.11) in den Bereich für obere Kruste mit La/Th-Verhältnissen um 2,8 und lassen sich damit von den vorher beschriebenen tektonometamorphen Einheiten nicht unterscheiden. Ein etwas differenzierteres Bild zeigt sich im Th/Sc-Diagramm (Abb. IV.12) mit Werten unter 1, die genau wie bei den kaledonischen Proben für leicht verjüngte obere Kruste sprechen.

Werden die Th/Sc-Verhältnisse gegen die  $\epsilon_{Nd}$ -Werte geplottet (Abb. IV.13), können die frühvariszischen Proben klar von kaledonischen und cadomischen Proben unterschieden werden. In diesem Diagramm werden frühvariszische Proben durch  $\epsilon_{Nd}$ -Werte zwischen ca. -3 und -10 und Th/Sc-Verhältnissen von ca. 0,4 bis 0,7 charakterisiert. Proben mit frühvariszisch geprägten detritischen Muskoviten, die nicht in dieses Feld plotten, sind keine Grauwacken. Es sind die beiden Tuffite (H3 & H5) und der „Sandstein“ WH 8-98, auf den im Kap. IV.2.3.4 ausführlich eingegangen wird.

Die Druckabschätzungen von HUCKRIEDE et al. (1999) deuten auf subduktionsbezogene HP-Einheiten im Liefergebiet der frühvariszischen Sedimente hin. Dieses Genesemodell wird auch von den oben beschriebenen Beobachtungen gestützt, die das Liefergebiet als z. T. stark verjüngte Kruste mit signifikantem Anteil magmatischer Komponenten beschreiben. Da keine Verjüngung der K-Ar-Alter mit zunehmend jüngerem stratigraphischen Alter festzustellen ist, muß eine kontinuierliche Förderung von frühvariszischem Material an einer Subduktionszone mit anschließender Erosion als unwahrscheinlich angesehen werden, zumal über einen Zeitraum von ca. 50 Ma Muskovite mit einem Spektrum der Abkühlalter von nur 30 Ma geschüttet wurden. Weiterhin zu berücksichtigen ist die geringe Zeitdifferenz zwischen den K-Ar-Abkühlaltern von ca. 370 Ma bis zu dem ersten Auftreten im hohen Oberdevon. Bei der Anlage der druckbetonten, frühvariszischen K-Ar-Alter müssen die Ausgangsgesteine, aufgrund der Schließungstemperatur des K-Ar-Systems (ca. 350°C), von ca. 12 bis 35 km mächtigen Einheiten überlagert gewesen sein, die keine „370er“ Glimmeralter liefern konnten. Bei dieser Überlegung wird von, für Mittel- bis Hochdruck-Gesteine typische geothermische Gradienten von 10 bis 30°C/km ausgegangen. Dies bedeutet, daß nach dem „Reset“ des K-Ar-Systems vor ca. 390 bis 370 Ma, also im Mitteldevon, zuerst ca. 12 bis 35 km gehoben und erodiert werden mußten, bevor die ersten frühvariszisch geprägten Glimmer im hohen Oberdevon sedimentieren konnten. Da kaledonischer Detritus als überlagernde Einheit ausscheidet, kommen nur armorikanische und/oder avalonische Einheiten mit cadomisch geprägten Glimmeraltern in Frage. In der Zeitspanne zwischen der Anlage der Ar-Abkühlalter und dem stratigraphischen Alter von ca. 10 Ma ergibt sich bei einer Überlagerung von 12 bis 35 km eine Uplift-, bzw. Erosionsrate von ca. 1-4 mm/a, die für orogene Prozesse gewöhnliche Werte darstellen.

#### **Einen Erklärungsansatz liefert das folgende Modell:**

Bei einer Kontinent-Kontinent Kollision wird Lithosphäre von einem Terran mit cadomisch geprägter Oberkruste bis in den Mantel subduziert. Hierbei kommt es zu der Anlage der druckbetonten Einheiten, die möglicherweise schon während der Subduktion gestapelt werden und darauf durch anhaltende Kompression nach dem Modell von CHEMENDA et al. (1995) sehr schnell durch die 350°C-Isotherme gehoben werden. Mit der Hebung werden auch Teile der cadomische Bedeckung erodiert und anschließend als Deckenstapel zusammen mit den frühvariszischen Einheiten überschoben. Diese HP-Deckeneinheiten wären in der Lage, über den nötigen langen Zeitraum Glimmer mit einem geringem Altersspektrum zu liefern. Potentielle Protolithe dieser HP-Deckeneinheiten finden sich heute als Deckenreste im

Saxothuringikum. Die HP-Gesteine der Münchberger-Decke haben Metamorphosealter um 395 Ma und lagen ab ca. 365 Ma im Erosionsniveau (FRANKE 1998).

Unklar bleibt bei diesem Modell in welches Becken sich nach der Kollision von Armorika und Avalonia der frühvariszisch, druckbetonte Flysch abgelagerte. FRANKE (1989) sieht den Sedimentationsraum der Flysche in einem Rhenohertzynischen Ozean, der sich nach der Schließung des Rheic Ozeans, trotz anhaltender Konvergenz von Gondwana, nördlich der alten Suture öffnet.

Alternativ könnten bei einer schrägen Kollision von Armorika an Avalonia im Bereich der Kollision, wie oben beschrieben, HP-Gesteine entstehen, die sich nach ihrer Erosion als Flysche in den sich schließenden Rheic Ozean ablagern. Anschließend müßten vor der finalen Deckenüberschiebung weitreichende Blattverschiebungen die tektonischen Einheiten in ihre heutige Position gebracht haben.

### **K-Ar-Datierung und Illit-Kristallinitätsbestimmungen an Mineralfeinfraktionen**

K-Ar-Datierung und Illit-Kristallinitätsbestimmungen an Mineralfeinfraktionen wurden in dem dieser Arbeit vorangegangenen Projekt an den Grauwackenproben GiGra 1, GiGra 2 und GiGra 5 des Gießener Deckenkomplexes durchgeführt (NEUROTH 1997). Die Grundlagen der Bestimmung und Auswertung von Illitkristallinitätsdaten sowie der methodische Hintergrund der Herstellung von Fein- und Feinstfraktionen geben z.B. WEMMER (1991) und NEUROTH (1997).

Eine Zusammenstellung der K-Ar- und Illitkristallinitätsdaten findet sich in der Tab. IV.1.

Die Illitkristallinitäten zeigen Werte zwischen 0,450 und 0,375 [ $\Delta^{\circ} \Theta$ ] und befinden sich somit an der Grenze Diagenese/Anchizone. Für das Göttinger Labor liegt der Übergang von der Diagenese zur Anchizone in einem Bereich von 0,400 bis 0,600 [ $\Delta^{\circ} \Theta$ ] und die Grenze Anchizone/Epizone bei einem Illitkristallinitätswert von  $0,240 \pm 0,01$  [ $\Delta^{\circ} \Theta$ ].

Bemerkenswerte Aussagen lassen die K-Ar-Datierungen der Feinstfraktionen  $< 0,2 \mu\text{m}$  der drei Proben zu. Die unterlagernde Ober-Ems Probe der Gießener Grauwacken (GiGra 5) ergibt mit 308 Ma das deutlich jüngste Alter. Dieses Alter repräsentiert wahrscheinlich die regionale Überprägung durch die Auflagerung der Decken. Die Proben aus der Gießener Decke (GiGra 1, GiGra 2) zeigen in der gleichen Kornfraktion ( $< 0,2 \mu\text{m}$ ) mit 345 und 347 Ma signifikant höhere Alter. Möglicherweise handelt es sich bei diesen Altern um den Zeitpunkt der Deckenstapelung.

Flyschart	Proben- bezeichnung	Stratigraphie	Korngröße [µm]	K/Ar-Alter [Ma]	IK (glyc.) [Δ°2 Θ]
(Flysch) Decken	GiGra 1	? Adorf	150-315	653,2 ± 16,8	
			< 2	362,7 ± 7,4	0,445
			< 0,2	345,0 ± 7,0	0,418
	GiGra 2	Adorf	125-250	543 ± 12,6	
			< 2	366,8 ± 7,7	0,438
			< 0,2	347,3 ± 7,2	0,435
Prae- Flysch	GiGra 5	Ober-Ems	150-250	439,4 ± 15,3	
			< 2	346,7 ± 7,3	0,375
			< 0,2	307,8 ± 7,6	0,450

IK: Illitkristallinität

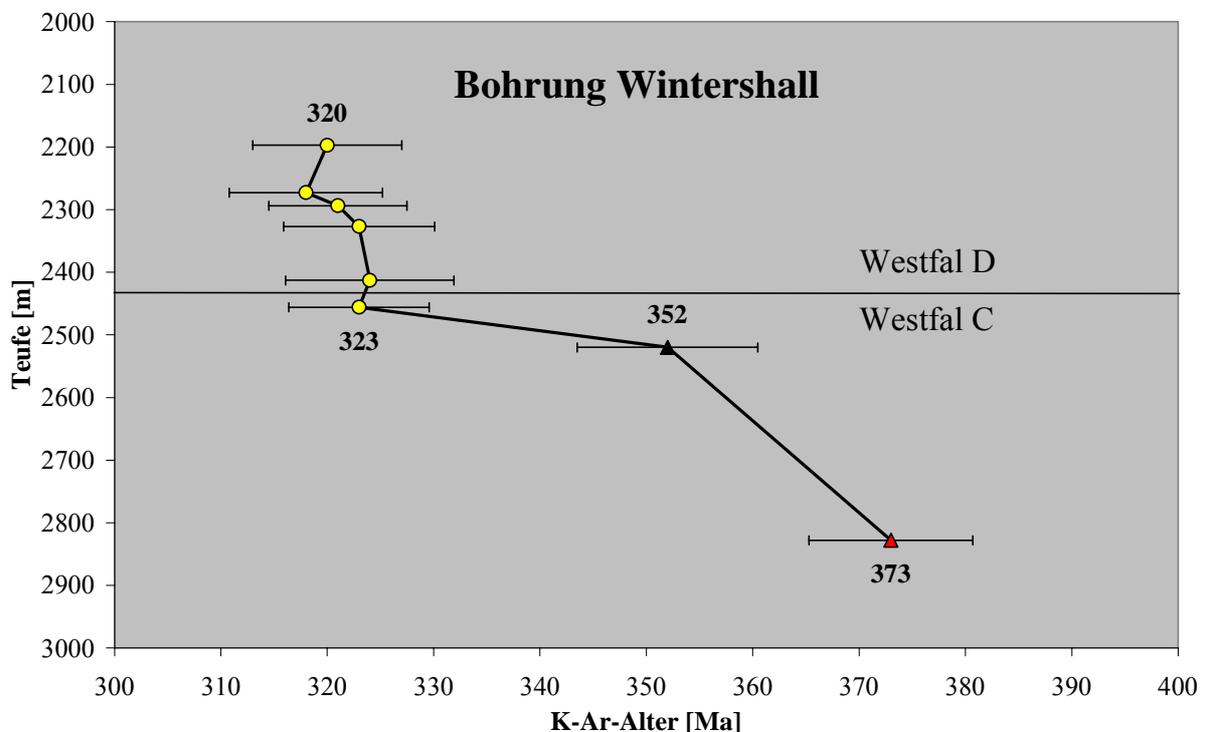
**Tab. IV.1:** Datenblatt zur postsedimentären Überprägung (Daten aus NEUROTH 1997).

#### IV.3.4 Sedimente mit spätvariszischen K-Ar-Abkühlaltern

Spätvariszisch geprägte Sedimente enthalten detritische Muskovite mit K-Ar-Abkühlaltern zwischen 352 und 315 Ma (Abb. IV.6). Im Ruhrkarbon findet der Wechsel von früh- zu spätvariszisch geprägten K-Ar-Altern etwa im Namur B statt (Abb. IV.7). Während die Proben #1 und #10/2 aus dem Namur B noch frühvariszische Alter haben, weisen die Proben WUP 1 & 3-98 mit der selben stratigraphischen Einordnung schon spätvariszische Alter auf. Ab dem Namur C treten keine frühvariszischen K-Ar-Alter mehr im Ruhrkarbon auf. Im Norddeutsche Oberkarbonbecken, inkl. der Ibbenbürener Scholle, ist dieser Wechsel erst etwa im Westfal C zu beobachten. Die in das Namur A/B eingestufte Probe P AZ1-9 der Bohrung P4 zeigt ebenso wie die Probe der Bohrung Olfener Heide (Westfal A), frühvariszische Alter. Bis auf eine Ausnahme haben alle Proben ab dem Westfal C spätvariszische Alter. Diese Ausnahme ist die Bohrung Wintershall, deren K-Ar-Altersprofil den Übergang von früh- zu spätvariszischen Altern veranschaulicht (Abb. IV.19).

Die stratigraphisch älteste Probe (WH 8-98) aus dem Westfal C trägt mit ca. 375 Ma noch frühvariszische Altersinformationen. Die nächste Probe (WH 7-98) im Hangenden hat mit ca. 350 Ma ein deutlich verjüngtes K-Ar-Alter, während die Probe WH 6-98 im Top des Westfal C schon mit ca. 325 Ma typisch spätvariszische K-Ar-Alter hervorbringt, die sich im Westfal D fortsetzen. Nur durch Einzelkorndatierungen an der Probe WH 7-98 könnte entschieden werden, ob es sich dabei um eine Mischung aus zwei Glimmerpopulationen mit ca. 375 Ma und 325 Ma als Endglieder handelt oder ob dieses Alter den kontinuierlichen Übergang von der Früh- zu der Spätvariszischen Orogenese beschreibt.

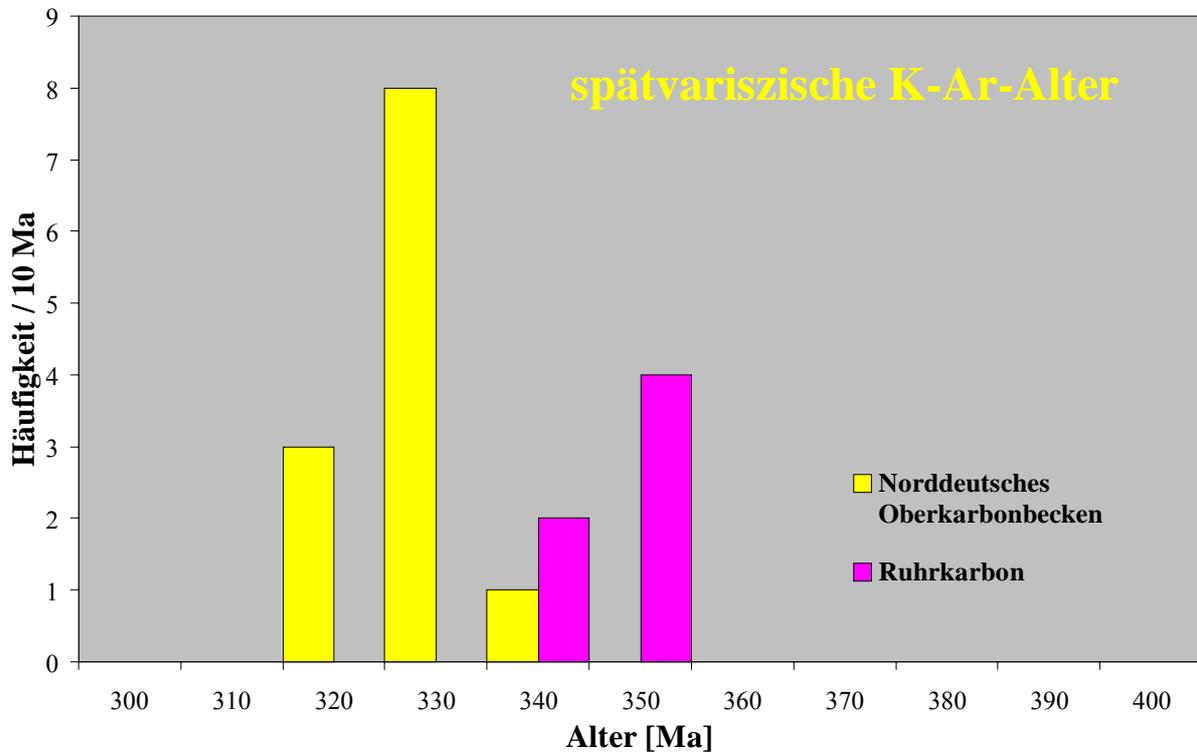
Die Publikation von SHERLOCK et al. (2000) spricht für eine Mischung aus zwei Glimmergruppen. In dieser Arbeit wurden an einer Probe (Westfal C/D) aus dem Forest of Dean Basin in SW England 22  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Einzelkorndatierungen an detritischen Muskoviten vorgenommen. Das Altersspektrum reichte von  $309 \pm 12$  bis  $371 \pm 2$  Ma mit zwei ausgeprägten Peaks um 330 und 360 Ma. SHERLOCK et al. interpretieren diese Altersverteilung als Mischung aus zwei unterschiedlichen Liefergebieten. Detritische Muskovite mit Abkühlaltern von 371 bis 355 Ma werden Deckeneinheiten aus den zentralen europäischen Varisziden zugeordnet und die Abkühlalter von 335 bis 325 Ma als aufgearbeitetes Westfal A und B angesehen.



**Abb. IV.19:** K-Ar-Altersprofil der Bohrung Wintershall aus dem Norddeutschen Oberkarbonbecken mit der Angabe des  $2\sigma$  Fehlers der Altersbestimmungen an detritischen Muskoviten. Dreiecke symbolisieren Proben aus dem Westfal C, Punkte die Proben aus dem Westfal D.

Im Ruhrkarbon sind die K-Ar-Alter mit ca. 350 bis 330 Ma signifikant älter als im Norddeutschen Oberkarbonbecken mit ca. 330 bis 320 Ma (Abb. IV.7 & Abb. IV.20). Dies ist nur teilweise mit dem durchschnittlich etwas tieferen stratigraphischen Alter im Ruhrkarbon zu erklären, da Proben aus dem Ruhrkarbon mit abnehmendem stratigraphischen Alter auch ältere K-Ar-Alter aufweisen können (s. WIT-Proben Abb. IV.2 & 7). Die Probe

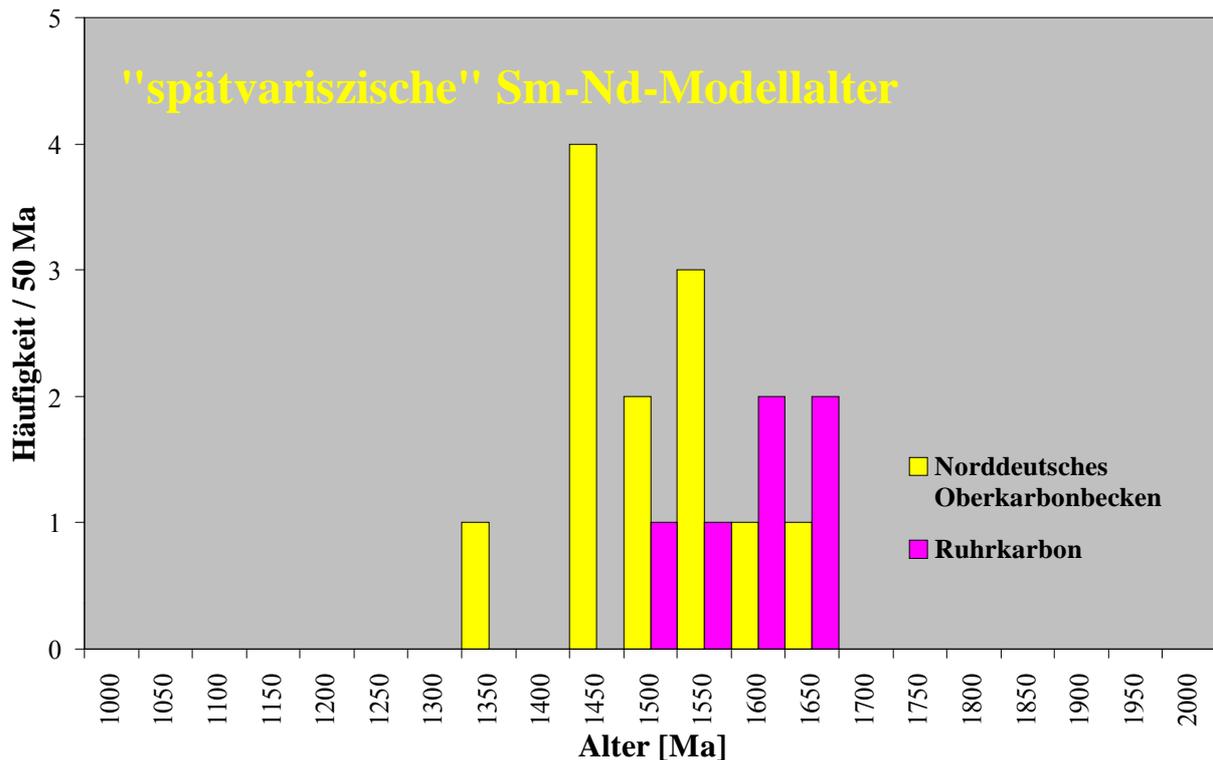
WIT 1-97 aus dem Namur C ergibt ein K-Ar-Abkühlalter von ca. 330 Ma, die Proben WIT 5 & 8-97 aus dem Westfal C ergeben ca. 345 Ma.



**Abb. IV.20:** Histogramm spätvariszischer K-Ar-Alter, aufgliedert in Proben aus dem Ruhrkarbon und dem Norddeutschen Oberkarbonbecken.

Die Sm-Nd-Modellalter variieren nur wenig von ca. 1650 bis 1400 Ma. Proben aus dem Ruhrkarbon tendieren dabei im Vergleich zu Proben aus dem Norddeutschen Oberkarbonbecken zu etwas höheren Altern (Abb. IV.21).

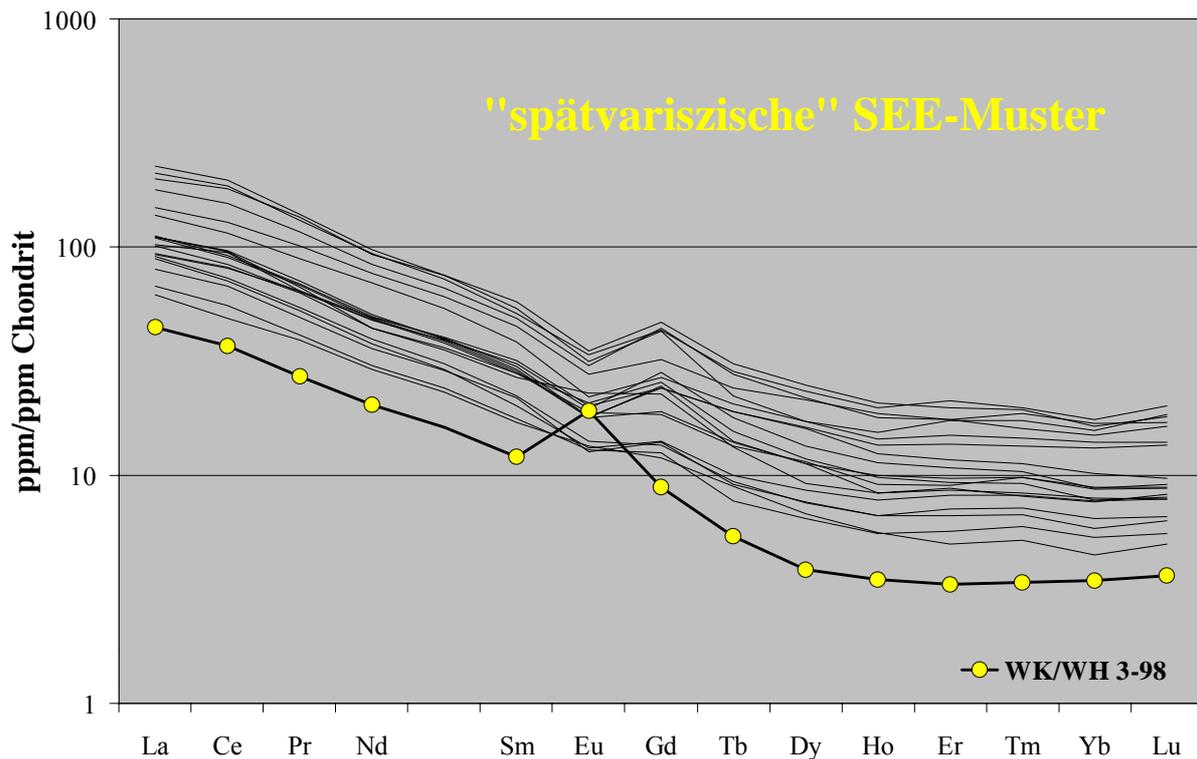
Die zugehörigen  $\epsilon_{Nd}$ -Werte liegen alle bei  $-9 \pm 1$ , so daß durch sie eine Untergliederung der spätvariszischen Proben nicht möglich ist, wohl aber eine eindeutige Abgrenzung gegenüber kaledonisch und mit Einschränkungen gegenüber cadomisch geprägten Liefergebieten (Abb. IV.5)



**Abb. IV.21:** Histogramm „spätvariszischer“ Sm-Nd-Modellalter, aufgliedert in Proben aus dem Ruhrkarbon und dem Norddeutschen Oberkarbonbecken.

Im  $f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$  vs.  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -Diagramm zeigen spätvariszische Proben Werte, die für deutlich verjüngte Oberkruste charakteristisch sind. Sie lassen sich dabei aber nicht von den frühvariszischen Einheiten unterscheiden (Abb. IV.8).

Die SEE-Muster lassen auf ein juvenileres Liefergebiet schließen. Sie haben, verglichen mit denen von kaledonisch geprägten Proben, durchschnittlich geringere Konzentrationen und etwas weniger ausgeprägte Eu-Anomalien bei gleicher Steilheit der Muster. Auffällig ist in der Abb. IV.22 das hervorgehobene SEE-Muster der Probe WH 3-98 der Bohrung Wintershall (Norddeutsches Oberkarbonbecken) mit den geringsten Konzentrationen und einer signifikanten positiven Eu-Anomalie (Abb. IV.22 & 10). Die ausgeprägte positive Eu-Anomalie ist wahrscheinlich durch eine hohe Plagioklas-Konzentrationen im Sediment zu erklären, die neben einem plagioklasreichen Liefergebiet auch zusätzlich durch Anreicherungsprozesse während des Transportes und der Sedimentation zustande gekommen sein könnte.



**Abb. IV.22:** SEE-Muster von Proben mit spätvariszischen K-Ar-Abkühlaltern. Hervorgehobene ist die Probe WH 3-98 der Bohrung Wintershall aus dem Norddeutsches Oberkarbonbecken mit den geringsten Konzentrationen und einer signifikanten positiven Eu-Anomalie

Die La/Th- und Th/Sc-Verhältnisse liegen im Bereich durchschnittlicher Oberkruste. Auffällig ist in beiden Diagrammen die beste Korrelation der Probenpunkte von allen untersuchten tektonometamorphen Einheiten (Abb. IV.11 & 12). Im La/Th-Diagramm haben alle Proben mit spätvariszischen K-Ar-Abkühltern Verhältnisse um 2,8 und im Th/Sc-Diagramm Werte um 1.

In dem Th/Sc vs.  $\epsilon_{Nd}$ -Diagramm plotten spätvariszische Sedimente in ein diskretes Feld mit  $\epsilon_{Nd}$ -Werten um -9 und Th/Sc-Verhältnissen zwischen ca. 0,7 und 1,3 (Abb. IV.13). Mit diesem Diagramm können eindeutig früh- von spätvariszischen Sedimenten unterschieden werden. Es ist demnach allein mit der Kenntnis des Th/Sc-Verhältnisses und des  $\epsilon_{Nd}$ -Wertes einer Probe möglich, diese einer der vier diskutierten tektonometamorphen Einheiten zuzuordnen. Einzige Ausnahme bildet die Probe WH 8-98, die mit einem frühvariszischen K-Ar-Alter in das spätvariszische Feld plottet.

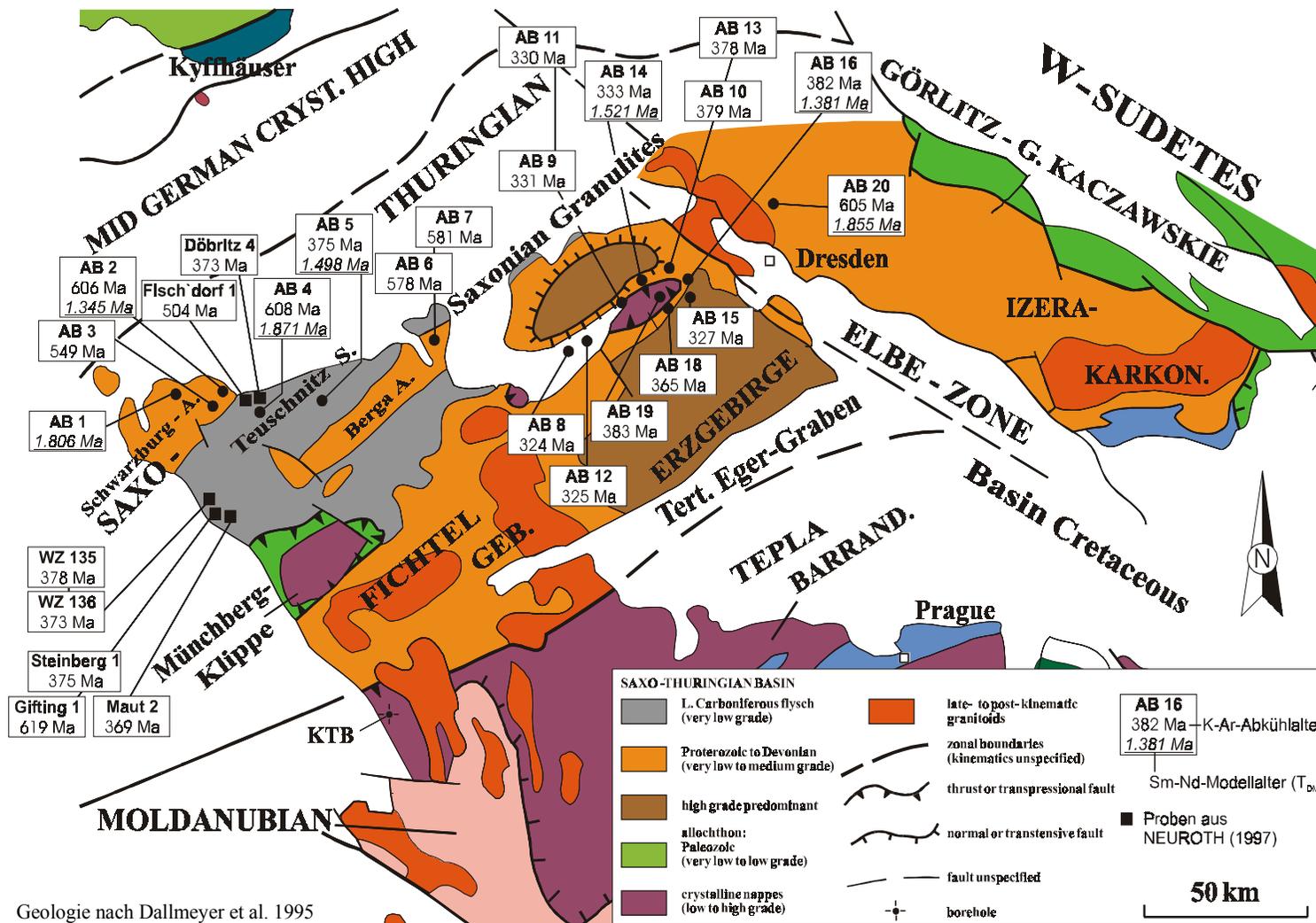
Diese stratigraphisch älteste untersuchte Probe der Bohrung Wintershall (Abb. IV.19) zeigt mit einem K-Ar-Abkühlalter von 373 Ma einen typischen Wert für ein frühvariszisch geprägtes Liefergebiet. Die nächste Probe im Hangenden deutet mit einem Abkühlalter von

352 Ma auf eine Mischung aus einem früh- und einem spätvariszisch geprägten Liefergebiet hin, hat aber isotopengeochemisch den Charakter einer rein spätvariszischen Probe. Wahrscheinlich bestand der frühvariszische Anteil der Probe WH 8-98 hauptsächlich nur aus Glimmern, während die spätvariszische Komponente muskovitarm gewesen sein muß. Dies führt zu dem frühvariszischen Glimmeralter und der spätvariszischen isotopengeochemischen Signatur. Stratigraphisch jüngere Proben erhalten zunehmend weniger frühvariszisch geprägte Muskovite, was zu dem Mischalter von 352 Ma führte. Erst K-Ar-Abkühlalter um 320 Ma zeigen, daß nur noch das spätvariszisch geprägte Liefergebiet aktiv war. Demnach kann isotopengeochemisch ein Liefergebietswechsel erkannt werden, bevor er sich in den K-Ar-Abkühlaltern detritischer Muskovite widerspiegelt.

Aus der Bestimmung von Si/Al-Verhältnisse an spätvariszisch geprägten Muskoviten sieht NEUROTH (1997), aufgrund eines homogenen Spektrums mit niedrigen Si-Gehalten, keine Hinweise für HP-metamorphe Ausgangsgesteine. Wahrscheinlich bestand das Liefergebiet der variszisch-spätmetamorphen Einheiten zu nicht unerheblichen Teilen aus syntektonischen Graniten, die durch Krustenstapelung mit einer Peak HT-LP Metamorphose um ca. 335 Ma generiert wurden (z.B. GERDES 1997).

#### **IV.4 Vergleichende Untersuchungen im Saxothuringikum**

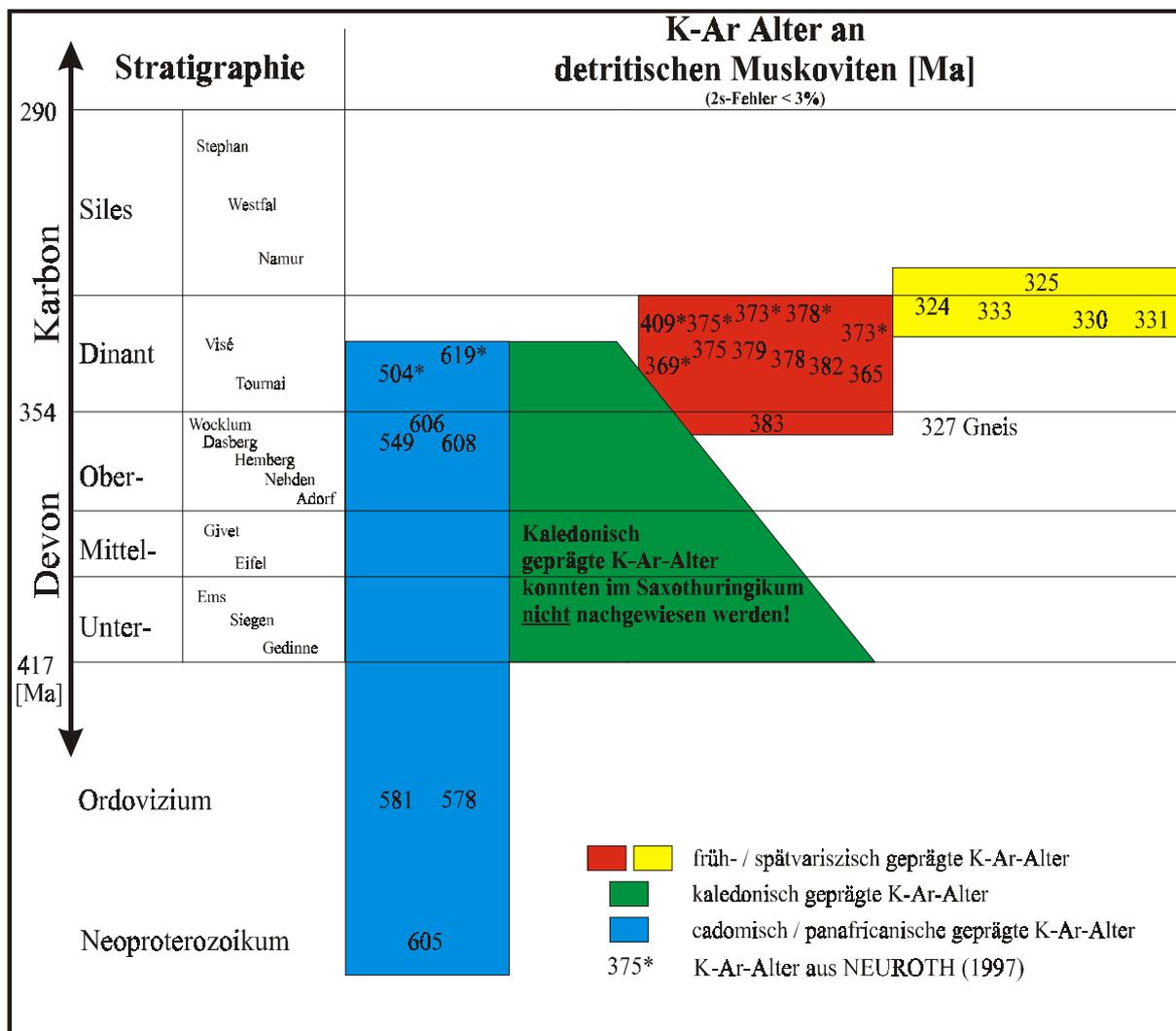
Für vergleichende K-Ar-Untersuchungen an detritischen Glimmern wurden insgesamt 18 Proben aus dem Schwarzburger und dem Berga Sattel, der Teuschnitzer Mulde, dem Flysch- und Frühmolassebecken des Frankenger Zwischengebirges und aus den proterozoischen Grauwacken des Lausitzer Blockes, N' Dresden genommen (Abb. IV.23). Das Frankenger Zwischengebirge besteht aus einem Deckenstapel, der neben den Flyschen und der Frühmolasse auch die Zwischengebirgsgneise umfaßt (KRONER 1995). Die übrigen Probenlokalitäten werden als parautochthon angesehen. An sieben Proben ermöglichten die Bestimmung der Sm-Nd-Modellalter ( $T_{DM}$ ) zusätzliche Aussagen über die Liefergebiete der untersuchten Sedimente. Zur Erweiterung der Datenbasis wurden acht K-Ar-Alter detritischer Muskovite aus dem Schwarzburger Sattel und der Teuschnitzer Mulde aus NEUROTH (1997) mit berücksichtigt.



**Abb. IV.23:** Lage der Probennahmepunkte im Saxothuringikum mit den dazugehörigen Ergebnissen der K-Ar- und Sm-Nd-Altersbestimmungen.

In der Abb. IV.24 sind die K-Ar-Abkühlalter des Saxothuringikums mit der dazugehörigen stratigraphischen Verbreitung dargestellt. Der größte Unterschied zu den rhenoherynischen Sedimenten ist die Abwesenheit von kaledonisch geprägten K-Ar-Altern, die im Rhenoherynikum die parautochthonen Sedimente bis in das hohe Oberdevon dominieren. Demnach muß mindestens bis an die Devon/Karbon Grenze das Saxothuringische von dem Rhenoherynischen Becken getrennt gewesen sein, da kein Abtragungsschutt der nördlich gelegenen Kaledoniden in das Saxothuringische Becken gelangte.

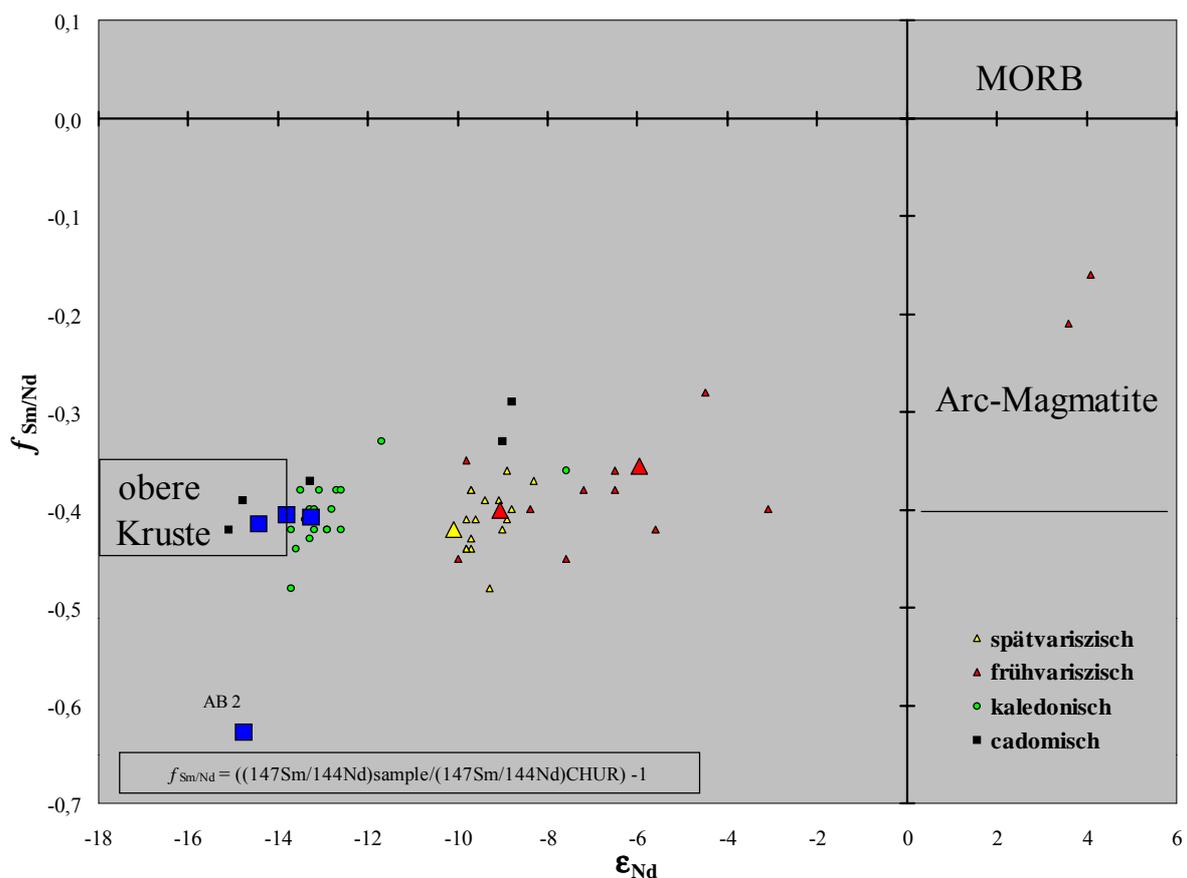
**Cadomische** K-Ar-Abkühlalter detritischer Muskovite schwanken von 619 bis 504 Ma (764 bis 501 Ma im Rhenoherynikum). Sedimente mit cadomisch geprägten Detritus finden sich im Schwarzburger und Berga Sattel, in der Teuschnitzer Mulde vom Ordovizium bis an die Grenze Tournai/Visé, sowie in den neoproterozoischen Grauwacken des Lausitzer Blockes.



**Abb. IV.24:** Darstellung der K-Ar-Datierungen aus dem Saxothuringikum mit der dazugehörigen stratigraphischen Verbreitung.

Die Sm-Nd-Modellalter sind (ca. 1800 bis 1900 Ma) mit denen aus dem Rhenoharzynikum vergleichbar. Einzige Ausnahme bildet die oberdevonische Probe AB 2 aus dem Schwarzburger Sattel mit einem ( $T_{DM}$ ) von nur 1350 Ma. Sie hat einen, für Proben mit cadomischen K-Ar-Abkühlaltern zu erwartenden  $\epsilon_{Nd}$ -Wert von -15, jedoch ein ungewöhnlich negatives  $f_{Sm/Nd}$  von -0,6 und einen sehr hohen Nd-Gehalt von 76 ppm. Diese Werte sprechen für ein hoch differenziertes Liefergebiet dieser Probe. Der Grund für das auffällig negative  $f_{Sm/Nd}$  und die hohe Nd-Konzentration liegt in der Abnahme des Sm/Nd-Verhältnisses bei gleichzeitiger Anreicherung von Sm und Nd während der fraktionierten Kristallisation des Magmas.

In der Abb. IV.25 sind die  $f_{Sm/Nd}$ - gegen die  $\epsilon_{Nd}$ -Werte aller untersuchten Proben aufgetragen und bezüglich ihrer K-Ar-Alter in die Gruppen cadomisch, kaledonisch, früh- und spätvariszisch untergliedert. Proben aus dem Saxothuringikum sind durch größere Symbole gekennzeichnet.



**Abb. IV.25:**  $f_{Sm/Nd}$  vs.  $\epsilon_{Nd}$ -Diagramm mit den Feldern für obere Kruste, Arc-Magmatite und MORB. Die Proben sind bezüglich ihrer K-Ar-Abkühlalter in cadomisch, kaledonisch, früh- und spätvariszisch untergliedert. Proben aus dem Saxothuringikum sind durch größere Symbole gekennzeichnet.

**Frühvariszisch** geprägte K-Ar-Abkühlalter von 378 bis 369 Ma konnten in den parautochthonen Visé-Grauwacken der Teuschnitzer Mulde nachgewiesen werden. Auffällig ist das enge Altersspektrum, daß sich im Rahmen des Fehlers der Altersbestimmungen bewegt. Eine Ausnahme bildet die Probe FW 1 mit einem ungewöhnlich hohen Alter von 409 Ma. Dieses Alter wird von NEUROTH (1997) auch als frühvariszisch angesehen. Ob diese Probe ein obersilurisch/unterdevonisches Ereignis dokumentiert, oder von cadomisch geprägten Glimmern beeinflusst ist, könnten Einzelkorndatierungen und/oder isotopengeochemische Untersuchungen beantworten.

Im Frankenberger Zwischengebirge zeigen die allochthonen distalen und proximalen Flysche des hohen Oberdevons bis zum Visé K-Ar-Abkühlalter detritischer Glimmer von 383 bis 378 Ma. Das mit 365 Ma signifikant jüngere K-Ar-Alter der Probe AB 18 läßt sich mit einer postsedimentären Überprägung erklären, da sich in unmittelbarer Nachbarschaft der Probenlokalität ein Gneis mit einem K-Ar-Abkühlalter von 327 Ma befindet. Somit setzt die Flyschsedimentation in den allochthonen Einheiten, analog zum Rhenohorzynikum, schon im Oberdevon ein, während im Parautochthon die Flysche, wiederum vergleichbar mit dem Rhenohorzynikum, erst im Unterkarbon auftreten.

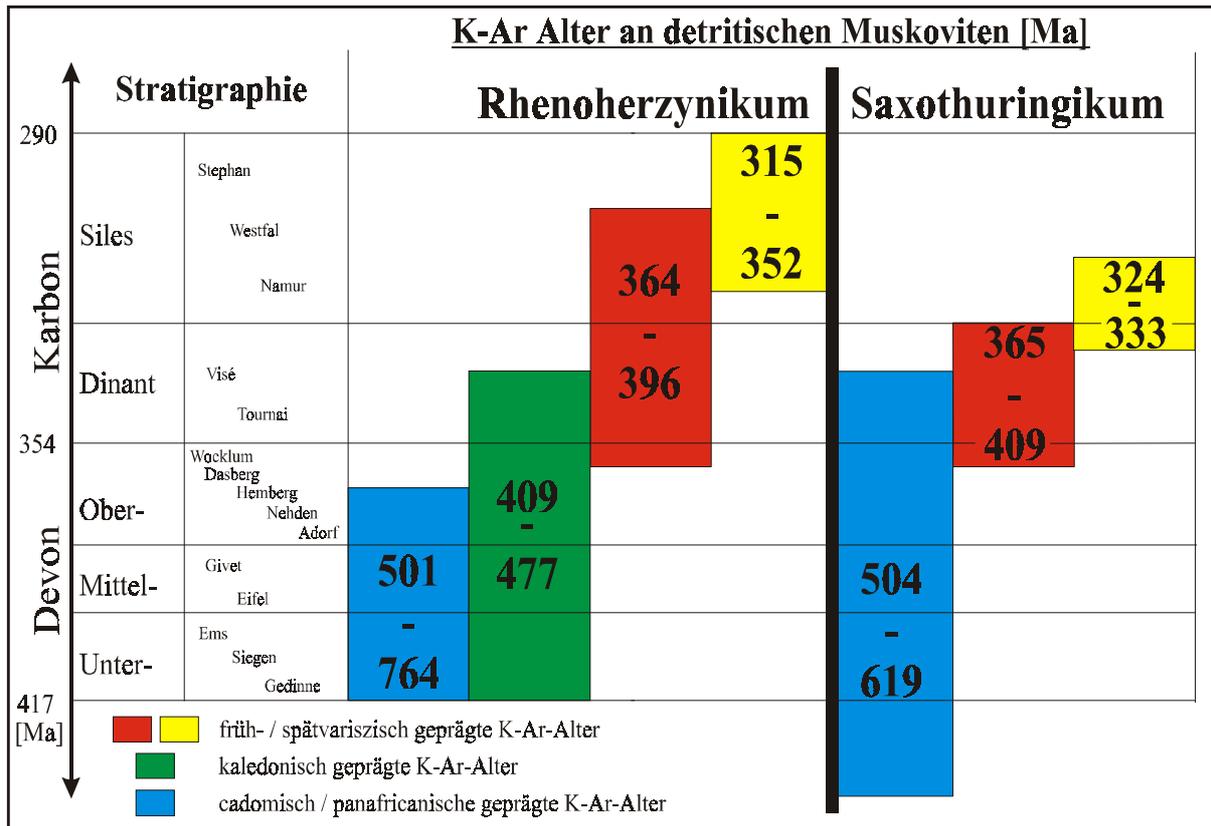
Die Sm-Nd-Modellalter der Proben mit frühvariszischen K-Ar-Altern liegen zwischen ca. 1500 und 1400 Ma und unterscheiden sich damit nicht von den Modellaltern des rhenohorzynischen Flysches. In der Abb. IV.25 sind saxothuringische Proben mit frühvariszischen K-Ar-Altern als große ausgefüllte Dreiecke dargestellt. Es wird deutlich, daß sie sich anhand ihrer Sm- und Nd-Isotopie nicht von frühvariszisch geprägtem Detritus aus dem Rhenohorzynikum (kleine ausgefüllte Dreiecke) diskriminieren lassen.

**Spätvariszisch** geprägte K-Ar-Abkühlalter an detritischen Muskoviten treten erstmalig in der Frühmolasse des Frankenberger Zwischengebirges ab dem hohen Visé auf und lassen sich dort bis in das Namur A verfolgen. Dies ist wesentlich früher als im Rhenohorzynikum, wo diese Altersgruppe erst ab dem Namur auftritt. Die K-Ar-Abkühlalter liegen zwischen 333 und 324 Ma und sind damit im Rahmen der Meßgenauigkeit gleich alt mit dem oben genannten Gneis aus dem Liegenden der distalen Flysche des hohen Oberdevons. Dieser Gneistyp muß demnach als potentieller Detrituslieferant der saxothuringischen Frühmolasse angesehen werden. Weiterhin auffällig ist, daß die K-Ar-Abkühlalter fast gleich alt mit ihrem Sedimentationsalter sind. Dies erfordert einen sehr schnellen Uplift und die Erosion von mindestens 10 km mit anschließendem Transport und Sedimentation in wenigen Ma. Von der Frühmolasse ist nur an einer Probe ein Sm-Nd-Modellalter mit dem entsprechenden  $\epsilon_{Nd}$ - und

$f_{\text{Sm/Nd}}$ -Werten bestimmt worden. Sowohl das Modellalter von ca. 1500 Ma, als auch der  $\epsilon_{\text{Nd}}$ -Wert von -10 und der  $f_{\text{Sm/Nd}}$ -Wert von -0,42 liegen im Bereich der rhenoherynischen Vergleichsgruppe.

#### IV.4.1 Zusammenfassung

- In den Prä-Flysch-Serien des Saxothuringikums konnte mit K-Ar-Abkühlaltern detritischer Muskovite von ca. 600 bis 500 Ma (Abb. IV.26) gezeigt werden, daß cadomisch/panafrikanisch tektonometamorphe Krustensegmente mindestens ab dem Neoproterozoikum als Liefergebiet aktiv waren.
- Kaledonischer Detritus findet sich, im Gegensatz zum Rhenoherynikum, nicht in saxothuringischen Sedimenten (Abb. IV.26). Demnach muß eine wie auch immer geartete Barriere zwischen dem Rhenoherynischen und Saxothuringischen Becken bis in das Unterkarbon bestanden haben.
- Ab dem Oberdevon treten in den Flyschen des Saxothuringikums sowohl cadomisch als auch frühvariszisch geprägter Detritus auf (Abb. IV.26). Als Liefergebiet der Muskovite mit cadomischen Abkühlaltern wird Gondwana oder ein verwandtes Terrane angenommen, das niedrigdruckmetamorphe oder magmatische Muskovite geschüttet hat. Flysche mit K-Ar-Altern zwischen ca. 380 und 370 Ma werden den frühvariszischen, druckbetonten Einheiten zugerechnet. Die Flyschsedimentation setzt im Saxothuringikum und Rhenoherynikum in den allochthonen Einheiten im Oberdevon und in den parautochthonen Einheiten im Unterkarbon jeweils etwa zeitgleich ein (Abb. IV.26).
- Spätvariszisch geprägte K-Ar-Abkühlalter detritischer Muskovite treten erstmalig in der Frühmolasse des Frankenberger Zwischengebirges ab dem hohen Visé auf und lassen sich dort bis in das Namur A verfolgen. Dies ist wesentlich früher als im Rhenoherynikum, wo diese Altersgruppe erst ab dem Namur auftritt (Abb. IV.26).
- Anhand ihrer K-Ar-Abkühlalter an detritischen Muskoviten und der Sm- und Nd-Isotopie können die cadomisch, früh- und spätvariszisch geprägte Liefergebiete der rhenoherynischen Sedimente nicht von denen der saxothuringischen Sedimente unterschieden werden.



**Abb. IV.26:** Vergleichende schematische Darstellung der K-Ar-Datierungen aus dem Rhenohercynikum und dem Saxothuringikum mit der dazugehörigen stratigraphischen Verbreitung.

## V SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die Kombination aus K-Ar-Abkühlaltern detritischer Muskovite, Sm-Nd-Modellaltern und geochemischen Untersuchungen ermöglicht die Unterscheidung von vier Krustensegmenten, die die klastischen Sedimente der mitteleuropäischen Varisziden lieferten. Es können für das Rhenoherynikum und für Teile des Saxothuringikums Aussagen getroffen werden, ab wann und über welchen Zeitraum die Liefergebiete aktiv waren. Die isotopengeochemische Typisierungen geben grobe Auskünfte über die petrographische Komposition der Liefergebiete. Ein Ergebnis der vorliegenden Arbeit ist es, daß anhand der Nd-Isotopie, zusammen mit geochemischen Daten, die klastischen Sedimente eindeutig einem bestimmten Liefergebiet zugeordnet werden können, ohne K-Ar-Alter an detritischen Glimmern bestimmen zu müssen. Dies ist von besonderem Interesse, wenn keine, zu kleine oder nicht ausreichend Glimmer für eine Datierung zur Verfügung stehen. Weiterhin können damit zweideutige K-Ar-Alter sicher einem Liefergebiet zugerechnet werden. Mit Hilfe dieser Daten sind weitreichende paläogeographische Rekonstruktionen möglich.

In den **Prä-Flysch**-Serien des parautochthonen Rhenoherynikums konnten silurische Abkühlalter von ca. 440 bis 420 Ma an detritischen Muskoviten vom tiefen Unterdevon bis in das Visé nachgewiesen werden. Isotopengeochemisch lassen diese Sedimente auf ein erstaunlich homogenes Liefergebiet schließen, das als verjüngte obere Kruste charakterisiert werden kann. In dieses Bild passen auch die Druckabschätzungen an detritischen Muskoviten von HUCKRIEDE et al. (1999), die auf niedrig- bis mitteldruck-metamorphe Ausgangsgesteine im Liefergebiet hinweisen. Die Sedimente mit kaledonischen K-Ar-Altern werden als Schelfablagerungen am Südrand des Old-Red-Kontinentes angesehen, die den Abtragungsschutt der spätkaledonischen LP-HT-Einheiten repräsentieren.

Ab dem Oberdevon treten in den **Flyschen** der allochthonen Einheiten zwei unterschiedliche Alterssignaturen auf. Cadomisch/panafrikanisch geprägter Detritus mit K-Ar-Abkühlaltern von ca. 750 bis 500 Ma und frühvariszischer Detritus mit K-Ar-Altern von ca. 390 bis 370 Ma. In den Flyschen des Parautochthon konnten frühvariszisch geprägte K-Ar-Abkühlalter ab dem Unterkarbon bis in das Westfal nachgewiesen werden.

Als Liefergebiet der Muskovite mit cadomischen Abkühlaltern wird Gondwana oder ein verwandtes Terrane angenommen. Das große Spektrum und die Verteilung der K-Ar-Alter spiegelt wahrscheinlich verschiedene panafrikanisch metamorphe Ereignisse wider. Anhand der isotopengeochemischen Untersuchungen ist es möglich zwei Typen zu unterscheiden. Ein

Liefergebiet entspricht durchschnittlicher oberer Kruste, wohingegen der zweite Typ von juvenilem Material, wahrscheinlich Metabasalten oder Metaandesiten beeinflusst ist. Druckabschätzungen von HUCKRIEDE et al. (1999) sprechen für LP-metamorphe Ausgangsgesteine.

Der frühvariszisch geprägte Detritus ist isotopengeochemisch durch seine Heterogenität gekennzeichnet. Die Charakterisierung seines Liefergebietes reicht von stark verjüngter Kruste bis zu Arc-Magmatiten. Zusammen mit den Druckabschätzungen (HUCKRIEDE et al. 1999), die auf HP-metamorphe Ausgangsgesteine hinweisen, werden die frühvariszischen K-Ar-Alter den druckbetonten Einheiten zugerechnet, die bei einer Kontinent-Kontinent Kollision angelegt, und in unterschiedlichem Ausmaß von Arc-Magmatiten beeinflusst wurden.

Auf dieser Grundlage kann die Mitteldeutsche Kristallinschwelle nicht das Liefergebiet der rhenoherynischen Flysche sein, weil sie mit Abkühlaltern um 330 Ma im Zeitraum der Flyschsedimentation noch nicht im Erosionsniveau lag.

Ein denkbare Liefergebiet wären HP-Deckeneinheiten, die bei der Kontinent-Kontinent Kollision von Avalonia mit Armorica, möglicherweise schon bei der Subduktion angelegt und darauf sehr schnell gehoben wurden. Mit der Hebung werden auch Teile der cadomische Bedeckung erodiert und zusammen mit den frühvariszischen Einheiten überschoben.

Die **Post-Flysch**-Sedimentation von spätvariszischen Muskoviten beginnt im Ruhrkarbon ab dem Namur B, wohingegen der Wechsel von früh- zu spätvariszischen K-Ar-Altern im Norddeutschen Oberkarbonbecken erst etwa im Westfal C stattfindet. Mit ca. 350 bis 330 Ma sind die K-Ar-Alter im Ruhrkarbon signifikant höher als im Norddeutschen Oberkarbonbecken mit ca. 330 bis 320 Ma. Isotopengeochemisch fällt diese Gruppe durch ihr enges Spektrum auf, das als deutlich verjüngte Oberkruste beschrieben werden kann. Druckabschätzungen an Muskoviten von NEUROTH (1997) sprechen für ein niedrigdruckmetamorphes oder magmatisch dominiertes Liefergebiet. Dieses könnte zu weiten Teilen aus syntektonischen Graniten bestanden haben die durch Krustenstapelung mit einer HT-LP-Metamorphose entstanden sind. Aus heutiger Sicht würde die Böhmisches Masse als potentiell Liefergebiet in Frage kommen.

Vergleichende Untersuchungen im **Saxothuringikum** haben gezeigt, daß dort nur drei tektonometamorphe Einheiten als Liefergebiete unterschieden werden können, da noch kein

kaledonisch geprägter Detritus nachgewiesen wurde. Demnach muß zwischen dem Rhenohertzynischen und Saxothuringischen Becken bis in das Unterkarbon eine Barriere gelegen haben oder das Rhenohertzynische Becken hat den gesamten Abtragungsschutt der Kaledoniden aufgefangen.

Die Prä-Flysch-Serien des Saxothuringikums bestehen spätestens seit dem Neoproterozoikum aus cadomisch/panafrikanisch geprägten Sedimenten.

Die Flysch-Sedimentation mit frühvariszischen K-Ar-Altern setzt im Saxothuringikum etwa zeitgleich im Oberdevon bzw. Unterkarbon mit der im Rhenohertzynikum ein, konnte jedoch im Saxothuringikum nur bis in das hohe Visé und nicht wie im Rhenohertzynikum bis in das Oberkarbon nachgewiesen werden.

Die Molasse des Saxothuringikums tritt mit spätvariszischen K-Ar-Altern im Visé deutlich früher auf als im Rhenohertzynikum (Namur bis Westfal).

Sowohl über ihre K-Ar-Alter als auch anhand isotopengeochemischer Daten, lassen sich die drei tektonometamorphen Einheiten nicht von denen aus dem Rhenohertzynikum unterscheiden. Aus diesem Grund werden auch die selben Liefergebiete angenommen.

**LITERATURVERZEICHNIS**

- AHRENDT, H., FRANZKE, H.-J., MARHEINE, D., SCHWAB, M. & WEMMER, K. (1996): Zum Alter der Metamorphose in der Wippraer Zone/Harz – Ergebnisse von K/Ar-Altersdatierungen an schwachmetamorphen Sedimenten.- *Z. dt.geol. Ges.*, **147 (1)**: 39-56; Stuttgart.
- ANDERLE, H.-J., FRANKE, W. & SCHWAB, M. (1995): Metamorphic Units (Northern Phyllite Zone – Stratigraphy).- In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*: 98–107; Springer Verlag; Berlin.
- ANTHES, G., & REISCHMANN, TH. (1996): Geochronologie und Isotopengeochemie der Mitteldeutschen Kristallinschwelle.- *Terra Nostra*, **96/2**: 9-10.
- ANTHES, G., & REISCHMANN, TH. (1997): New  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  single zirkon evaporation ages from the central part of the Mid German Crystalline Rise.- *Terra Nostra*, **97/5**: 10-11.
- BACHTADSE, V., TORSTVIK, T. H., TAIT, J. A., SOFFEL, H. C. (1995): Paleomagnetic Constrains on the Paleogeographic Evolution of Europe During the Paleozoic. In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds) *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*: 567–578, Springer Verlag; Berlin.
- BACHTADSE, V., SCHÄTZ, M. R., ZWING, A., TAIT, J. A. & SOFFEL, H.C. (1998): Paleogeography of the Paleozoic Terranes in the Variscan and Alpine Foldbelts.- *Terra Nostra*, **98/2**: 12-15.
- BAUMANN, A., GRAUERT, B., MECKLENBURG, S. & VINX, R. (1991): Isotopic age determinations of cristalline rocks of the Upper Harz Mountains, Germany.- *Geol. Rdsch.*, **80**: 669-690; Berlin, Heidelberg.
- BENDER, P., VOGLER, W. S. & WIERLICH, F. (1994): Orogene Prozesse im Spiegel synorogener Sedimente des Devons im Rhenohercynikum. – Orogene Prozesse-Teilkolloquium „ Mitteldeutsche Kristallinschwelle“, Gießen 7.-8.12.1994, Zusammenfassungen: 16-17; Gießen.
- BLÜMEL, P. (1995): Saxothuringian Basin - Autochthon and Nonmetamorphic Nappe Units (Metamorphic Evolution).- In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. (eds.): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*: 260-265; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

- BOEUF, S., BIJU-DUVAL, B., DE CHAR PAL, O., ROGNON, P., GARIEL, O. & BENNACEFF, A. (1971): Les grès du Paleozoïque inférieur au Sahara. Sédimentation et discontinuité. Évolution structurale d'un craton. – Technique; Paris.
- BRINKMANN, R. (1948): Die Mitteldeutsche Schwelle.- Geol. Rdsch., **36**: 56-66; Stuttgart.
- BURNETT, D. S., LIPPOLT, H. J. & WASSERBURG, G. J. (1966): The relative abundance of  $K^{40}$  in terrestrial and meteoritic samples.- J. geophys. Res., **71**: 1249-1269; Richmond/Virginia.
- CHEMENDA, A. I., MATTAUER, M., MALAVIEILLE, J. & BOKUN, A. N. (1995): A mechanism for syncollisional rock exhumation and associated normal faulting: Results from physical modelling.- Earth and Planetary Science Letters, **132**: 225-232.
- CLAUER, N. (1981): Strontium and Argon Isotopes in Naturally Weathered Biotites, Muscovites and Feldspars.- Chem. Geol., **31**: 325-334; Amsterdam.
- COCKS, L. R. M., FORTEY, R. A. (1982): Faunal evidence for oceanic separation in the paleozoic of Britain. – J. Geol. Soc. London, **139**: 465 – 478.
- COOK, K. L. (1943): The relative abundance of isotopes of potassium in pacific kelps and in rocks of different geologic age.- Phys. Rev., **64**: 278-293; New York.
- COX, A. & DALRYMPLE, G. B. (1967): Statistical Analysis of Geomagnetic Reversal Data and the Precision of Potassium-Argon-Dating.- J. geophys. Res., **72**: 2603-2614; Richmond/Virginia.
- DALLMEYER, R. D. & MARTINEZ-GARCIA, E. (EDS.) (1990): Pre-Mesozoic geology of Iberia: 1-416; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. (eds.) (1995): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 604; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- DALRYMPLE, G. B. & LANPHERE, M. A. (1969): Potassium-Argon Dating - Principles, Techniques and Applications to Geochronology.- 1-258; San Francisco (Freeman).
- ENGEL, W. & FRANKE, W. (1983): Flysch-sedimentation: ist relations to tectonism in the European Variscides.- In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (eds.): Intracontinental Fold Belts – Case Studies in the Variscan belt of Europe and the Damara orogen in Namibia: 189-322; Berlin, Heildelberg, New York, Tokio (Springer).

- ENGEL, W., FLEHMIG, W. & FRANKE, W. (1983a): The mineral composition of Rhenohercynian flysch sediments and its tectonic significance.- In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (eds.): Intracontinental Fold Belts – Case Studies in the Variscan belt of Europe and the Damara orogen in Namibia: 171-184; Berlin, Heidelberg, New York, Tokio (Springer).
- ENGEL, W., FRANKE, W., GROTE, C., WEBER, K., AHRENDT, H. & EDER, F.W. (1983b): Nappe tectonics in the southeastern part of the Rheinische Schiefergebirge.- In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (eds.): Intracontinental Fold Belts – Case Studies in the Variscan belt of Europe and the Damara orogen in Namibia: 267-287; Berlin, Heidelberg, New York, Tokio (Springer).
- FALK, F., FRANKE, W. & KURZE, M. (1995): Saxothuringian Basin - Autochthon and Nonmetamorphic Nappe Units (Stratigraphie).- In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W. & WEBER, K. (eds.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 219-234; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FAURE, G. (1986): Principles of Isotope Geology.- 2<sup>nd</sup> ed., 1-589; New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore (John Wiley & Sons).
- FINGER, F. & STREYRER, H. P. (1995): A tectonic model for the Eastern Variscides: Indications from a chemical study of amphibolites in the South-Eastern Bohemian Massif.- *Geologica Carpathica*, **46**: 137-150.
- FITCH, F. J., MILLER, J. A. & THOMPSON, D. B. (1966): The Paleogeographic Significance of Age Determinations on Detrital Micas from the Triassic of the Stockport-Macclesfield District, Cheshire, England.- *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **2**: 281-312; Amsterdam.
- FLISCH, M. (1982): Potassium-argon analysis.- In: ODIN, G. S. (ed.): Numerical Dating in Stratigraphy, Part One: 151-158; Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore (John Wiley & Sons).
- FLOYED, P. A. (1995): Rhenohercynian Foldbelt – Igneous Activity.- In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 59–81; Springer Verlag; Berlin.
- FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe.- *Geological Society of America, Special Paper*, **230**: 67-90.

- FRANKE, W. (1995): Rhenoharzynian foldbelt: autochthon and nonmetamorphic nappe units – Stratigraphy.- In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe.; 33–49; Springer Verlag; Berlin.
- FRANKE, W. (1998): Exhumation of HP rocks in the Saxothuringian belt: sedimentary and tectonic record.- *Terra Nostra*, **98/2**: 46-48.
- FRANKE, W. & ENGEL, W. (1982): Variscan Sedimentary basins on the continent and relations with southwest England.- *Proc. Ussher Soc.*, **5**: 259-269; Devon/Exeter.
- FRANKE, W. & ENGEL, W. (1986): Synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe.- *Bull. Soc. Geol. Fr.*, **1**: 25-33; Paris.
- FRANKE, W., DALLMEYER, R. D. & WEBER, K. (1995a): Geodynamic Evolution.- In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 579–593; Springer Verlag; Berlin.
- FRANKE, W., KREUZER, H., OKRUSCH, M., SCHÜSSLER, U. & SEIDEL, E. (1995b): Saxothuringian Basin: Exotic metamorphic nappes: stratigraphy, structure, and igneous activity.- In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 275–294; Springer Verlag; Berlin.
- GERDES, A. (1997): Geochemische und thermische Modelle zur Frage der spätorogenen Granitgenese am Beispiel des Südböhmischen Batholiths: Basaltisches Underplating oder Krustenstapelung?- 90 S.; Selbstverlag; Göttingen.
- GOLDSTEIN, S. L., O'NIONS, R. K. & HAMILTON, P. J. (1984): A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **70**: 221-236.
- GRÖSSER, J. & DÖRR, W. (1986): MOR-Typ-Basalte im östlichen Rheinischen Schiefergebirge.- *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **12**: 705-722; Stuttgart.
- HAMMER, J., RÖBER, B. & EIDAM, J. (1996): Altersstellung und Sr-Nd-Isotopensignaturen von Gesteinen des Pretsch-Prettiner Intrusivkomplexes (östlicher Teil der MDKZ).- *Terra Nostra* **96/2**: 95-98.
- HEINRICHS, H. & HERRMANN, A. (1990): Praktikum zur analytischen Geochemie.- 1-669; Berlin, Heidelberg (Springer).
- HELLMANN, K. N., LIPPOLT, H. J. & TODT, W. (1982): Interpretation der Kalium-Argon-Alter eines Odenwälder Granitporphyrganges und seiner Nebengesteine.- *Aufschluss*, **33**: 155-164.

- HENK, A. (1995): Late Variscan exhumation histories of the southern Rhenohercynian Zone and western Mid-German Crystalline Rise: Results from thermal modeling.- *Geol. Rundsch.*, **84**: 578-590; Berlin, Heidelberg, Stuttgart.
- HIRSCHMANN, G. (1995): Mid-German Crystalline High – Lithological Characteristics.- In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*: 155–163; Springer Verlag; Berlin.
- HIRSCHMANN, G. & OKRUSCH, M. (1988): Spessart-Kristallin und Ruhlaer Kristallin als Bestandteile der Mitteldeutschen Kristallinzone – ein Vergleich.- *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **177**: 1-39; Stuttgart.
- HOEGEN, J. V., KRAMM, U., WALTER, R. (1990): The Brabant Massiv as part of the Armorica/Gondwana: U-Pb isotope evidence from detrital zircons. – *Tectonophysics*, **185(1)**: 37 – 50.
- HOLDER, M. & LEVERIDGE, B. (1986): Correlation of the Rhenohercynian Variscides.- *J. Geol. Soc. Lond.*, **143**: 141-147; London, Oxford, Belfast.
- HORSTMANN, U. E. (1987): Die metamorphe Entwicklung im Damara Orogen, Südwest Afrika/Namibia, abgeleitet aus K/Ar-Datierungen an detritischen Hellglimmern aus Molassesedimenten der Nama-Group. – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **32**: 1-95; Göttingen.
- HORSTMANN, U. E., AHRENDT, H., CLAUER, N. & PORADA, H. (1990): The metamorphic history of the Damara Orogen based on K/Ar data of detrital white micas from the Nama Group, Namibia.- *Precambrian Res.*, **48**: 41-61; Amsterdam.
- HUCKRIEDE, H., AHRENDT, H., FRANKE, W., WEMMER, K. & MEISCHNER, D. (1998): Orogenic processes recorded in Early Carboniferous and Devonian clastic sediments of the Rhenohercynian Zone.- *Terra Nostra*, **98/2**: 77-79.
- HUCKRIEDE, H., AHRENDT, H., FRANKE, W., SCHÄFER, J., WEMMER, K. & MEISCHNER, D. (1999): Plate tectonic setting of allochthonous units in the Rhenohercynian belt: new insights from detritus analysis of synorogenic sediments.- *Terra Nostra*, **99/1**: 109.
- JACOBSEN, S. B. & WASSERBURG, G. J. (1980): Sm-Nd isotopic evolution of chondrites.- *Earth Planet. Sci. Lett.*, **50**: 139-155.
- KENDALL, B. R. F. (1960): Isotopic composition of potassium.- *Nature*, **186**: 225-226; New York, London.

- KENT, D. V. & VAN DER VOO, R. (1990): Paleozoic paleogeography from paleomagnetism of the Atlantic bordering continents.- In: McKerrow, W. S. & Scotese, C. R. (eds.): Paleozoic paleogeography and Biogeography.- Geol. Soc. Mem., **12**: 49-56; London.
- KIRNBAUER, T. (1991): Geologie, Petrologie und Geochemie der Pyroklastika des Unteren Ems/Unterdevon (Porphyroide) im südlichen Rheinischen Schiefergebirge.- Geol. Abhandlungen Hessen, **92**: 1-228.
- KIRSCH, H., KOBER, B. & LIPPOLT, H. J. (1988): Age of intrusion and rapid cooling of the Frankenstein gabbro (Odenwald, SW-Germany) evidence by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and single-zircon  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  measurements.- Geol. Rdsch., **77**: 693-711; Stuttgart.
- KLÜGEL, T. (1995): Geometrie und Kinematik einer varistischen Plattengrenze - der Südrand des Rhenoherynikums im Taunus.- Unveröff. Diss. Univ. Würzburg: 1-170; Würzburg.
- KLÜGEL, T., AHRENDT, H., ONKEN, O., KÄFER, N., SCHÄFER, F. & WEISS, B. (1994): Alter und Herkunft der Sedimente und des Detritus der nördlichen Phyllit-Zone (Taunussüdrand). – Z. dt. geol. Ges., **145/1**: 172-191; Hannover.
- KOSSMAT, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaues.- Abh. sächs. geol. L.-A., **1**: 1-40; Leipzig.
- KREUZER, H. & HARRE, W. (1975): K/Ar-Altersbestimmungen an Hornblenden und Biotiten des kristallinen Odenwaldes.- Aufschluß, Sonderband, **27**: 71-77; Heidelberg.
- KROHE, A. (1994): Verformungsgeschichte in der mittleren Kruste eines magmatischen Bogens – der Varistische Odenwald als Modellregion.- Geotekt. Forsch., **80**: 1-147; Stuttgart.
- KRONER, U. (1995): Postkollisionale Extension am Nordrand der Böhmisches Masse. Die Exhumierung des Sächsischen Granulitgebirges.- Freiburger Forschungshefte, **C457**: 114 S.
- LANGENSTRASSEN, F. (1983): Neritic sedimentation of the Lower and Middle Devonian in the Rheinische Schiefergebirge east of the river Rhine.- In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (eds.): Intracontinental Fold Belts – Case Studies in the Variscan belt of Europe and the Damara orogen in Namibia: 43-76; Berlin, Heidelberg, New York, Tokio (Springer).

- LAUE, S., REISCHMANN, T. & EMMERMANN, K.H. (1990): Geochemical variation of granitoid rocks from the NW margin of the Rhinegraben.- *Beih. Z. Europ. J. Mineral.*, **2** (1): 156; Stuttgart.
- LIPPOLT, H. J. (1986): Nachweis altpaläozoischer Primäralter (Rb-Sr) und karbonischer Abkühlalter (K-Ar) der Muskovit-Biotit-Gneise des Spessarts und der Biotit-Gneise des Böllsteiner Odenwaldes.- *Geol. Rdsch.*, **73**: 569-583; Stuttgart.
- MARHEINE, D. (1997): Zeitmarken im variszischen Kollisionsbereich des Rhenoharzynikums – Saxothuringikums zwischen Harz und Sächsischen Granulitmassiv – Ergebnisse von K/Ar-Altersbestimmungen. - *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **75**: 1-97; Göttingen.
- MCCULLOCH, M. T. & WASSERBURG, G. J. (1978): Sm-Nd and Rb-Sr Chronology of continental crust formation.- *Science*, **200**: 1003-1011.
- MCKERROW, W. S. (1994): Terrane assemble in the Variscan Belt of Europe.- *Czech. Geol. Soc.*, **39/1**: 68p; Prague.
- MCLENNAN, S. M. (1989): Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes.- *Rev. Mineral.*, **21**: 169-200.
- MEISL, S. (1995): Rhenohercynian foldbelt: Metamorphic units – igneous activity. In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*: 118–131; Springer Verlag; Berlin.
- MEISL, S., KREUZER, H. & HÖHNDORF, A. (1989): Metamorphose-Bedingungen und –Alter des Kristallins am Wartenstein bei Kirn/Nahe.- *Kurzfassungen, 5. Rundgespräch „Geologie des europäischen Variszikums“*: 38-39; Braunschweig.
- MEISSNER, R., SADOWIAK, P., THOMAS, S. A. & BABEL WORKING GROUP (1994): East Avalonia, the third partner in the Caledonian collisions: evidence from deep seismic reflection data.- *Geol. Rdsch.*, **83** (1): 186-196; Berlin, Heidelberg.
- MOLZAHN, M., ANTHES, G., & REISCHMANN, T. (1998): Single zircon Pb/Pb age geochronology and isotop systematics of the Rhenohercynian basement.- *Terra Nostra*, **98/1**: 67-68.
- NASIR, S., OKRUSCH, M., KREUZER, H. & HÖHNDORF, A. (1991): Geochronologie of the Spessart Crystalline Complex, Mid-German Crystalline Rise.- *Miner. Petrol.*, **44**: 39-55; Berlin, Heidelberg, New York.

- NEUROTH, H. (1997): K/Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten – „Sicherungskopien“ orogener Prozesse am Beispiel der Varisziden. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **72**: 1-143; Göttingen.
- NIER, A. O. (1950): A redetermination of the relative abundances of the isotopes of carbon, nitrogen, oxygen, argon and potassium.- Phys. Rev., **77**: 789-793; New York.
- ONCKEN, O. (1997): Transformation of a magmatic arc and orogenic root during the oblique collision and its consequences for the evolution of the European Variscides (Mid-German Crystalline Rise).- Geol. Rdsch., **86**: 2-21; Stuttgart.
- ONCKEN, O., FRANZKE, H. J., DITTMAR, U., KLÜGEL, T. (1995): Rhenohercynian foldbelt: metamorphic units – structure.- In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 108–117; Springer Verlag; Berlin.
- OKRUSCH, M. (1995): Mid-German Crystalline High – Metamorphic Evolution. In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 201–213; Springer Verlag; Berlin.
- PERROUD, H., VAN DER VOO, R., BONHOMMET, N. (1984): Paleozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. – Geology, **12**: 579 – 582.
- PEUCAT, J. J., JEGOUZO, P., VIDAL, P. & BERNARD-GRIFFITH, J. (1988): Continental crust formation seen through the Sr and Nd isotope systematics of S-type granites in the Hercynian belt of western France.- Earth Planet. Sci. Lett., **88**: 60-68.
- PLATEN, K., EMMERMANN, R. & FRANKE, W. (1989): Devonian MOR-type metabasalts from the Rhenohercynian Zone in Germany.- Abstracts, EUG V: 365; Strasbourg.
- PLUSQUELLEC, Y. & JAHNKE, H. (1998): Les tabulés de L'Erslochgrauwacke (Emsien Inférieur du Kellerwald) et le problème des affinités paléogéographiques de l'allochthone Giessen-Harz.- IGCP Project 421.
- REICHSTEIN, M. (1965): Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz.- Geologie, **14**: 1039-1079; Berlin.
- RÖLLIG, G. (1991): Beiträge zur Regionalgeologie Metallogenie im Grundgebirge Ostdeutschlands.- Habil. Arb. Univ. Halle: 1-165; Halle.

- SADLER, P. M. (1983): Depositional Models for the Carboniferous Flysch of the Eastern Rheinische Schiefergebirge. - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (eds.): Intracontinental Fold Belts – Case Studies in the Variscan belt of Europe and the Damara orogen in Namibia: 125-143; Berlin, Heidelberg, New York, Tokio (Springer).
- SCHMIDT, F.-P., GEBREYOHANNES, Y. & SCHLIESTEDT, M. (1986): Das Grundgebirge der Rhön.- Z. dt. geol. Ges., **137**: 287-300.
- SCHOLTZ, H. (1930): Das varistische Bewegungsbild entwickelt aus der internen Tektonik eines Profils von der Böhmisches Masse bis zum Massiv von Brabant.- Fortschr. Geol. Paläont., **8, 25**: 1-316; Berlin.
- SCHÖNWIESE, C. D. (1985): Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler.- 1-231; Berlin, Stuttgart (Gebr. Bornträger).
- SCHUHMACHER, E. (1975): Herstellung von 99,9997% <sup>38</sup>Ar für die <sup>40</sup>K/<sup>40</sup>Ar Geochronologie.- Geochron. Chimia, **29**: 441-442; Zürich.
- SEIM, R. (1967): Der Para-Biotit-Plagioklasgneis des Kyffhäuserkristallins, seine metatektischen Derivate und seine Einlagerungen.- Beih. Geol., **56**: 185.
- SOMMERMANN, A.-E. (1990): Petrographie und Geochemie der magmatogenen Gerölle in Konglomeraten des Kulms im Hinblick auf ihre Herkunft von der Mitteldeutschen Schwelle. - Geol. Jb. Hessen, **118**: 167-197; Wiesbaden.
- SOMMERMANN, A.-E. (1993): Zirkonalter aus dem Granit der Bohrung Saar 1.- Ber. dt. min. Ges., **1** (1993): 145; Stuttgart.
- SOMMERMANN, A.-E., MEISL, S. & TODT, W. (1992): Zirkonalter aus drei verschiedenen Metavulkaniten aus dem Südaunus.- Geol. Jb. Hessen, **120**: 67-76; Wiesbaden.
- SOMMERMANN, A.-E., ANDERLE, H.-J. & TODT, W. (1994): Das Alter des Quarzkeratophyrs der Krausaue bei Rüdesheim am Rhein (Bl. 6013 Bingen, Rheinisches Schiefergebirge).- Geol. Jb. Hessen, **122**: 143-157; Wiesbaden.
- SOPER, N. J., STRACHAN, R. A., HOLDSWORTH, R. E., GAYER, R. A. & GREILING, R. O. (1992): Sinistral transpression and the silurian closure of Iapetus.- J. geol. Soc. London, **149**: 871-880: London.
- SPJELDNAES, N. (1961): Ordovician climatic zones.- Nor. Geol. Tidsskr., **41**: 45-77; Oslo.

- STOPPEL, D. & ZSCHEKED, J. G. (1971): Zur Biostratigraphie und Fazies des höheren Mitteldevons und Oberdevons im Westharz mit Hilfe der Conodonten- und Ostracodenchronologie.- *Beih. Geol. Jb.*, **108**: 84.
- STROH, A. (1992): Analysis of rare earth elements in natural waters by ICP-MS.- *Atomic Spectroscopy*, **13**: 89-92.
- TAIT, J. A., BACHTADSE, V. & SOFFEL, H. (1994): Silurian paleogeography of Armorika : New paleomagnetic data from central Bohemia.- *J. geophys. Res.*, **99**, **2**: 2897-2907; Richmond/Virginia.
- TAIT, J. A., BACHTADSE, V. & SOFFEL, H. (1995): Upper Ordovician palaeogeography of the Bohemian massif: implications for Armorica.- *Geophys. J. Int.*, **122**: 211-218.
- TAIT, J. A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H. (1997): Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints.- *Geol. Rdsch.*, **86/3**: 585-598, Stuttgart.
- TAYLOR, S. R. & MCLENNAN, S. M. (1985): *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*.- 1-312; Oxford (Blackwells).
- TODT, W. A., ALTENBERGER, U., v. RAUMER, J. F. (1995): U-Pb data on zircons for the thermal peak of metamorphism in the Variscan Odenwald, Germany.- *Geol. Rdsch.*, **84/3**: 466-472; Stuttgart.
- TORSVIK, T. H., SMETHUST, M. A., VAN DER VOO, R., TRENCH, A., ABRAHAMSEN, N. & HALVORSEN, E. (1992): Baltica. A synopsis of Vendian-Permian paleomagnetic data and their paleotectonic implications.- *Earth Sci. Rev.*, **33**: 133-152; Amsterdam.
- TORSVIK, T. H., TRENCH, A., SVENSSON, I. & WALDERHAUG, H. J. (1993): Paleogeographic significance of mid-Silurian paleomagnetic results from southern Britain – mayor revision of the apparent polar wander path for eastern Avalonia.- *Geophys. J. Int.*, **113**: 651-668; Oxford.
- TRENCH, A. & TORSVIK, T. H. (1991): A revised Paleozoic apparent polar wander path for southern Britain (Eastern Avalonia).- *Geophys. J. Int.*, **104**: 227-233; Oxford.
- VAN DER VOO, R. (1990): Palaeozoic palaeogeography from palaeomagnetism of the Atlantic-bordering continents. In: McKerrow WS, Scotese CR (eds) *Palaeozoic palaeogeography and biogeography*. *Geol. Soc Mem* **12**: 49-54.

- WEBER, K. (1986a): The Mid-European Variscides in term of allochthonous terrains.- Proc. 3<sup>rd</sup> EGT Workshop, Bad Honnef, 14.-16. April 1986: 73-81; Strasbourg (European Science Foundation).
- WEBER, K. (1986b): Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland – Oberpfalz, Entwicklungsmodelle.- 2. KTB-Kolloquium – 19.09.1986 – Posterprogramm: **34**; Seeheim.
- WEBER, K. (1995): Mid-German crystalline High – Introduction.- In: DALLMEYER, R. D., FRANKE, W., WEBER, K. (eds): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe: 151–154; Springer Verlag; Berlin.
- WEDEPOHL, K-H., MEYER, K & MUECKE, G. K. (1983): Chemical composition and genetic relations of metavolcanic rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. - In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (eds.): Intracontinental Fold Belts – Case Studies in the Variscan belt of Europe and the Damara orogen in Namibia: 231-256; Berlin, Heidelberg, New York, Tokio (Springer).
- WELZEL, B. (1991): Die Bedeutung von K/Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten für die Rekonstruktion tektonometamorpher Einheiten im orogenen Liefergebiet - ein Beitrag zur Frage der varistischen Krustenentwicklung in der Böhmischen Masse.- Göttinger Arb. Geol. Paläont., **49**: 1-61; Göttingen.
- WELZEL, B., AHRENDT, H., BEHR, H.-J., SCHRÖDER, B. & WEBER, K. (1992): Die Bedeutung von K/Ar-Datierungen an detritischen Muskoviten für die Rekonstruktion tektonometamorpher Einheiten im erweiterten KTB-Lokationsgebiet.- KTB-Report **92-4**: 373-397; Hannover.
- WEMMER, K. (1991): K/Ar-Datierungsmöglichkeiten für retrograde Deformationsprozesse im spröden und duktilen Bereich - Beispiele aus der KTB-Vorbohrung (Oberpfalz) und im Bereich der Insubrischen Linie (N-Italien).- Göttinger Arb. Geol. Paläont., **51**: 1-61; Göttingen.
- ZEH, A., OKRUSCH, M., SCHUBERT, W. & HENNEBERG, E. (1995): The multistage P-T-D evolution of the Ruhla crystalline complex, Mid German crystalline rise, Germany.- Terra Abstracts, **7, 1** : 126 pp.
- ZEH, A. (1996): Die Druck-Temperatur-Deformations-Entwicklung des Ruhlaer Kristallins (Mitteldeutsche Kristallinzone).- Geotekt. Forsch., **86**: 212.

---

ZEH, A., BRÄTZ, H., COSCA, M., TICHOMIROVA, M. & OKRUSCH, M. (1997):  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  und  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  Datierungen im Ruhlaer Kristallin, Mitteldeutsche Kristallinzone.- Terra Nostra, **97/5**: 212-215.

## **ANHANG**

- Tabelle I: Verzeichnis der Probenlokationen  
Tabelle II: Datenblatt zur K-Ar-Altersbestimmung  
Tabelle III: Sm/Nd-Gesamtgesteinsanalytik  
Tabelle IV: Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Tabelle I

## Verzeichnis der Probenlokationen

Probe	Gauß-Krüger Koordinaten	Kartengrundlage	Lokalität	Stratigraphie	Lithologische Kurzbeschreibung
P01(Nh/WK)	R 34 65 700 H 56 62 550	4917 Battenberg	K51 N`Wunderthausen	<b>do</b> Nehden	Nehden-Sandstein
Böhl 4/96	R 34 57 000 H 56 54 200	4916 Bad Berleburg	Stbr. <i>Böhl</i> Raumland	<b>dm</b> Eifel	feinkörnige Grauwacke
Böhl 8/96	R 34 57 000 H 56 54 200	4916 Bad Berleburg	Stbr. <i>Böhl</i> Raumland	<b>dm</b> Eifel	feinkörnige Grauwacke
WK 1-97	R 34 94 790 H 56 59 400	4819 Frankenau	Stbr. <i>Mütze</i> Dainrode	<b>cu</b> III $\alpha$ 3	"Tonschiefer"
WK 2-97	R 34 94 790 H 56 59 400	4819 Frankenau	Stbr. <i>Mütze</i> Dainrode	<b>cu</b> III $\alpha$ 4	Tonschiefer
WK 3-97	R 34 94 790 H 56 59 400	4819 Frankenau	Stbr. <i>Mütze</i> Dainrode	<b>cu</b> III $\alpha/\beta$	Grauwacke
WK 4-97	R 34 94 790 H 56 59 400	4819 Frankenau	Stbr. <i>Mütze</i> Dainrode	<b>cu</b> III $\alpha/\beta$	Tonschiefer
WK 5-97	R 34 98 000 H 56 60 000	4819 Frankenau	Stbr. im Lorfetal	<b>cu</b> III $\beta$	Grauwacke
WK 6-97	R 25 85 100 H 56 72 200	4809 Remscheid	Remscheid-Neuenhaus (R2)	<b>du</b> Siegen/Ems-Grenzschichten	unreine Grauwacke
WK 7-97	R 25 82 200 H 56 73 500	4809 Remscheid	Remscheid AEG (R1)	<b>du</b> Gedinne "Verse Schichten"	unreine Tonschiefer
WK 8-97	R 25 82 200 H 56 73 500	4809 Remscheid	Remscheid AEG (R1)	<b>du</b> Gedinne "Verse Schichten"	unreine Tonschiefer
WK 9-97	R 25 82 500 H 56 73 700	4809 Remscheid	Remscheid-Ibach (R3)	<b>du</b> Ems "Remscheider Schichten"	lithische Grauwacke
WK 10-97	R 25 82 500 H 56 73 700	4809 Remscheid	Remscheid-Ibach (R3)	<b>du</b> Ems "Remscheider Schichten"	lithische Grauwacke
WK 11-97	R 34 66 000 H 56 96 060	4617 Brilon	Stbr. N`Altenbüren	<b>cd</b> Tournai	Tonschiefer
WK 12-97	R 34 60 700 H 56 92 650	4616 Eversberg	Schiefergrube Stuckenland	<b>do</b> Adorf	Tonschiefer
WK 13-97	R 34 57 000 H 56 54 200	4916 Bad Berleburg	Stbr. <i>Böhl</i> Raumland	<b>dm</b> Eifel	Tonschiefer
WK 14-97	R 34 94 790 H 56 59 400	4819 Frankenau	Stbr. <i>Mütze</i> Dainrode	<b>cu</b> III $\alpha/\beta$	Grauwacke
E 1-97	R 35 04 375 H 56 72 150	4820 Bad Wildungen	E`Staumauer Edertalsperre	<b>cu</b> III $\beta$ 3	Kulmgrauwacke
E 2-97	R 35 04 700 H 56 73 800	4720 Waldeck	E`Uferstr. Edertalsperre	<b>cu</b> III $\beta$ (5?)	Kulmgrauwacke
E 3-97	R 35 03 650 H 56 74 150	4720 Waldeck	E`Uferstr. Edertalsperre	<b>cu</b> III $\beta$	Kulmgrauwacke
E 4-97	R 35 02 400 H 56 73 630	4820 Bad Wildungen	N`Uferstr. Edertalsperre	<b>cu</b> III $\beta$ 4	Tonschiefer
E 5-97	R 34 92 950 H 56 71 300	4819 Fürstenberg	SW`Uferstr. Edertalsperre	<b>cu</b> III $\beta$ (5?)	Tonschiefer
IB 1-97	R 34 08 000 H 57 99 900	3611 Hopsten	Stbr. "Moorweg" Ibbenbüren	<b>cwd</b> "Obere Ibbenbüren Schichten"	Sandstein
IB 2-97	R 34 08 000 H 57 99 900	3611 Hopsten	Stbr. "Moorweg" Ibbenbüren	<b>cwd</b> "Obere Ibbenbüren Schichten"	Tonstein
IB 3-97	R 34 11 000 H 57 96 500	3712 Tecklenburg	Stbr. <i>Schwab</i> Ibbenbüren	<b>cwc</b> "Untere Ibbenbüren Schichten"	Sandstein
IB 4-97	R 34 11 000 H 57 96 500	3712 Tecklenburg	Stbr. <i>Schwab</i> Ibbenbüren	<b>cwc</b> "Untere Ibbenbüren Schichten"	Tonstein
IB 5-97	R 34 11 000 H 57 96 500	3712 Tecklenburg	Stbr. <i>Schwab</i> Ibbenbüren	<b>cwc</b> "Untere Ibbenbüren Schichten"	Sandstein
WIT 1-97	R 25 94 450 H 56 99 250	4510 Witten	Stbr. "Kohlensiepen" Witten	<b>cnS</b> "Sprockhöveler Schichten"	Sandstein
WIT 2-97	R 25 94 450 H 56 99 250	4510 Witten	Stbr. "Kohlensiepen" Witten	<b>cnS</b> "Sprockhöveler Schichten"	Tonstein
WIT 3-97	R 25 94 450 H 56 99 250	4510 Witten	Stbr. "Kohlensiepen" Witten	<b>cnS</b> "Sprockhöveler Schichten"	Tonstein
WIT 4-97	R 25 94 450 H 56 99 250	4510 Witten	Stbr. "Kohlensiepen" Witten	<b>cnS</b> "Sprockhöveler Schichten"	Tonstein
WIT 5-97	R 25 94 300 H 56 99 800	4510 Witten	SE`"Bergerdenkmal" Witten	<b>cwW</b> "Wittener Schichten"	Sandstein
WIT 6-97	R 25 94 300 H 56 99 800	4510 Witten	SE`"Bergerdenkmal" Witten	<b>cwW</b> "Wittener Schichten"	Tonstein
WIT 7-97	R 25 94 050 H 56 99 900	4510 Witten	S`"Bergerdenkmal" Witten	<b>cwW</b> "Wittener Schichten"	Sandstein
WIT 8-97	R 25 94 050 H 56 99 900	4510 Witten	S`"Bergerdenkmal" Witten	<b>cwW</b> "Wittener Schichten"	Tonstein

## Fortsetzung Tabelle I

## Verzeichnis der Probenlokationen

Probe	Gauß-Krüger Koordinaten	Kartengrundlage	Lokalität	Stratigraphie	Lithologische Kurzbeschreibung
T 1-97	R 34 61 675 H 55 66 650	5716 Oberreifenberg	gr. Feldberg "Brunhildstein"	<b>du</b> Gedinne "Bunte Schiefer"	quarzitischer Sandstein
T 2-97	R 34 59 515 H 55 66 470	5716 Oberreifenberg	NE' Weilsberg	<b>du</b> Ems "Singhofener Schichten" tu3uq	Tonschiefer
T 3-97	R 34 59 570 H 55 66 430	5716 Oberreifenberg	NE' Weilsberg	<b>du</b> Ems "Singhofener Schichten" tu3uq	Tonschiefer
T 4-97	R 34 59 590 H 55 66 400	5716 Oberreifenberg	NE' Weilsberg	<b>du</b> Ems "Singhofener Schichten" tu3uq	glimmerreicher Tonschiefer
T 5-97	R 34 59 590 H 55 66 400	5716 Oberreifenberg	NE' Weilsberg	<b>du</b> Ems "Singhofener Schichten" tu3uq	quarzitischer Sandstein
T 6-97	R 34 58 710 H 55 64 980	5716 Oberreifenberg	Stbr. Glaskopf	<b>du</b> Siegen "Taunusquarzit"	quarzitischer Sandstein
T 7-97	R 34 20 160 H 55 39 980	6013 Bingen	Stbr. SW' Aulhausen	<b>du</b> Siegen "Hermeskeil Schichten"	quarzitischer Sandstein
T 8-97	R 34 20 160 H 55 39 980	6013 Bingen	Stbr. SW' Aulhausen	<b>du</b> Siegen "Hermeskeil Schichten"	quarzitischer Sandstein
T 9-97	R 34 61 420 H 55 66 310	5716 Oberreifenberg	S' Funkturm gr. Feldberg	<b>du</b> Siegen "Hermeskeil Schichten"	Schiefer
T 10-97	R 34 61 420 H 55 66 310	5716 Oberreifenberg	S' Funkturm gr. Feldberg	<b>du</b> Siegen "Hermeskeil Schichten"	quarzitischer Sandstein
T 11-97	R 34 65 730 H 56 55 530	5717 Bad Homburg v.d.H.	SW' Goldgrube	<b>du</b> Siegen "Taunusquarzit"	quarzitischer Sandstein
T 12-97	R 34 65 850 H 55 65 200	5717 Bad Homburg v.d.H.	SSW' Goldgrube	<b>du</b> Siegen "Taunusquarzit"	quarzitischer Sandstein
D 1-98	R 34 81 040 H 56 92 925	4618 Adorf	SW' Eisen Berg	<b>dm</b> Eifel "Wissenbacher Schiefer" tm1t	Tonschiefer
D 2-98	R 34 81 300 H 56 92 600	4618 Adorf	SSW' Eisen Berg	<b>dm</b> Eifel "Eisenbergquarzit" tm1q	Quarzit
D 3-98	R 34 81 300 H 56 92 600	4618 Adorf	SSW' Eisen Berg Uferaufschluß	<b>dm</b> Eifel "Eisenbergquarzit" tm1q	Quarzit
D 4-98	R 34 81 110 H 56 90 150	4618 Adorf	S' Nensten Berg	<b>dm</b> Givet "Nenstenquarzit" tm2q	Quarzit
D 5-98	R 34 81 110 H 56 90 150	4618 Adorf	S' Nensten Berg	<b>dm</b> Givet "Nenstenquarzit" tm2q	Grauwacke
D 6-98	R 34 81 110 H 56 90 150	4618 Adorf	S' Nensten Berg	<b>dm</b> Givet "Nenstenquarzit" tm2q	Tonschiefer
D 7-98	R 34 88 220 H 56 90 040	4618 Adorf	SE' Wirminghausen	<b>cd III</b> $\chi$ "Kulmgrauwackenschiefer" cdg	Tonschiefer
D 8-98	R 34 85 520 H 56 90 000	4618 Adorf	W' Rotten Berg	<b>do</b> Hemberg to4s	Quarzit
D 9-98	R 34 85 520 H 56 90 000	4618 Adorf	W' Rotten Berg	<b>do</b> Hemberg to4s	Tonschiefer
HR 1-98	R 34 13 290 H 55 33 970	6012 Stromberg	Alter Stbr. NW' Aumühle	<b>du</b> Siegen "Oberer Taunusquarzit"	Tonschiefer
HR 2-98	R 34 13 290 H 55 33 970	6012 Stromberg	Alter Stbr. NW' Aumühle	<b>du</b> Siegen "Oberer Taunusquarzit"	Quarzit
HR 3-98	R 34 13 350 H 55 34 240	6012 Stromberg	Fußweg n. Stromberg SW' Roth	<b>du</b> Gedinne "Bunte Schiefer"	Tonschiefer
HR 4-98	R 34 12 890 H 55 34 360	6012 Stromberg	90m NW' Bahnübergang	<b>du</b> Siegen "Hunsrückschiefer"	Tonschiefer
HR 5-98	R 34 12 840 H 55 34 660	6012 Stromberg	Straßenaufschluß E' Stromberg	<b>du</b> Siegen "Hermeskeiler Schichten"	Tonschiefer
HR 6-98	R 34 09 980 H 55 36 790	6012 Stromberg	120m SE' Junkermühle	<b>do</b> Siegen/Ems ?	Tonschiefer
HR 7-98	R 34 10 180 H 55 36 620	6012 Stromberg	Abfahrt Daxweiler	<b>du</b> Ems "Oberemsschiefer"	Tonschiefer
HR 8-98	R 34 10 430 H 55 36 640	6012 Stromberg	Str. n. Daxweiler	?? <b>dm</b> Eifel "Wissenbacher Schiefer"??	Tonschiefer
H 1-98	R 44 43 500 H 57 32 000	4233 Ballenstedt	Stbr. "Rieder" W' Ballenstedt	<b>do</b> Hemberg-Dasberg "Selkegrauwacke"	feinkörnige Grauwacke
H 2-98	R 44 43 500 H 57 32 001	4234 Ballenstedt	Stbr. "Rieder" W' Ballenstedt	<b>do</b> Hemberg-Dasberg "Selkegrauwacke"	feinkörnige Grauwacke
H 3-98	R 44 43 500 H 57 32 002	4235 Ballenstedt	Stbr. "Rieder" W' Ballenstedt	<b>do</b> Hemberg-Dasberg "Selkegrauwacke"	feinkörnige Grauwacke
H 4-98	R 44 43 500 H 57 32 003	4236 Ballenstedt	Stbr. "Rieder" W' Ballenstedt	<b>do</b> Hemberg-Dasberg "Selkegrauwacke"	feinkörnige Grauwacke
H 5-98	R 44 43 500 H 57 32 004	4237 Ballenstedt	Stbr. "Rieder" W' Ballenstedt	<b>do</b> Hemberg-Dasberg "Selkegrauwacke"	feinkörnige Grauwacke
H 6-98	R 44 50 700 H 57 28 450	4333 Königerode	W' "Hahnenköpfe" S' Meisdorf	<b>do</b> Hemberg-Dasberg "Selkegrauwacke"	feinkörnige Grauwacke

Fortsetzung Tabelle I

Verzeichnis der Probenlokationen

Probe	Gauß-Krüger Koordinaten	Kartengrundlage	Lokalität	Stratigraphie	Lithologische Kurzbeschreibung
P 8-5	1924 m		Bohrung P1	co Stefan	unreiner Sandstein
P 8-11	1475 m		Bohrung P1	co Westfal D	unreiner Sandstein
P 8-15	2773 m		Bohrung P1	co Westfal C	unreiner Sandstein
P 8-18	3015 m	Die	Bohrung P1	co Westfal C	unreiner Sandstein
P 8-24	3280 m	genauen Koordinaten und	Bohrung P1	co Westfal C	unreiner Sandstein
P 8-27	3403-9 m	die Namen der Bohrungen sind	Bohrung P1	co Westfal C	unreiner Sandstein
P Z3-2	2802 m	nicht freigegeben.	Bohrung P2	co Westfal B	unreiner Sandstein
P Z3-6	3640 m		Bohrung P2	co Westfal A	unreiner Sandstein
P Z1-5	4618 m		Bohrung P3	co Westfal C	unreiner Sandstein
P Z1-9	4801-2 m		Bohrung P3	co Westfal C	unreiner Sandstein
P AZ1-9	4923 m		Bohrung P4	co Namur AR	unreiner Sandstein
P Z2-7	4653 m		Bohrung P5	co Westfal D	unreiner Sandstein
WUP 1-98	R 25 80 110 H 56 85 290	4708 Wuppertal-Eberfeld	N´ Wuppertal Uellendahl	co Namur stu 3 (B)	mittelkörnige Grauwacke
WUP 2-98	R 25 79 260 H 56 84 470	4708 Wuppertal-Eberfeld	N´ Wuppertal Uellendahl	co Namur stu 2 (B)	mittelkörnige Grauwacke
WUP 3-98	R 25 78 900 H 56 84 580	4708 Wuppertal-Eberfeld	N´ Wuppertal Uellendahl	co Namur stu 2 (B)	mittelkörnige Grauwacke
WUP 4-98	R 25 82 200 H 56 86 750	4609 Hattingen	N´ Wuppertal Dönberg	co Namur stu 4a (C)	unreiner Sandstein
WH 1-98	R 34 67 258 H 58 30 595 Teufe: 2196,80 - 2197,00 m	3317 Barver	Bohrung der Wintershall AG	co Westfal D	unreiner Sandstein
WH 2-98	R 34 67 258 H 58 30 595 Teufe: 2272,60 - 2273,20 m	3317 Barver	Bohrung der Wintershall AG	co Westfal D	unreiner Sandstein
WH 3-98	R 34 67 258 H 58 30 595 Teufe: 2293,50 - 2294,20 m	3317 Barver	Bohrung der Wintershall AG	co Westfal D	unreiner Sandstein
WH 4-98	R 34 67 258 H 58 30 595 Teufe: 2327,20 - 2327,50 m	3317 Barver	Bohrung der Wintershall AG	co Westfal D	unreiner Sandstein
WH 5-98	R 34 67 258 H 58 30 595 Teufe: 2412,50 - 2412,80 m	3317 Barver	Bohrung der Wintershall AG	co Westfal D	unreiner Sandstein
WH 6-98	R 34 67 258 H 58 30 595 Teufe: 2456,00 - 2456,30 m	3317 Barver	Bohrung der Wintershall AG	co Westfal C	unreiner Sandstein
WH 7-98	R 34 67 258 H 58 30 595 Teufe: 2519,95 - 2520,33 m	3317 Barver	Bohrung der Wintershall AG	co Westfal C	unreiner Sandstein
WH 8-98	R 34 67 258 H 58 30 595 Teufe: 2828,40 - 2828,70 m	3317 Barver	Bohrung der Wintershall AG	co Westfal C	unreiner Sandstein

Fortsetzung Tabelle I

Verzeichnis der Probenlokationen

Probe	Gauß-Krüger Koordinaten	Kartengrundlage	Lokalität	Stratigraphie	Lithologische Kurzbeschreibung
RIB 1-98	R 25 74 600 H 56 83 200	4708 Wuppertal-Eberfeld	SE` Wülfrath	<b>do</b> Hemberg/Dasberg "Velbert - Schichten"	unreiner Sandstein
SB 1-99	R 34 22 930 H 55 83 060	5613 Schaumburg	Stbr. 500m W` Hirschberg	<b>du</b> Ems "Emsquarzit"	quarzitischer Sandstein
SB 2-99	R 34 21 870 H 55 84 340	5613 Schaumburg	Str. 500m E`Isselbach,S`Mühlberg	<b>du</b> Oberems	quarzitischer Sandstein
SB 3-99	R 34 20 850 H 55 82 680	5613 Schaumburg	Str. Giershausen-Horhausen	<b>du</b> Unterems "Seelbach-Formation"	quarzitischer Sandstein
SB 4-99	R 34 21 640 H 55 78 880	5613 Schaumburg	Str. in Hütte, Bushaltestelle	<b>du</b> Unterems "Weinähr-Formation"	quarzitischer Sandstein
HG 02	R 35 09 500 H 56 56 810	4919 Armsfeld	Ortberg Kellerwald	<b>do</b> Nehden/Hemberg "Ortbergsandstein"	Sandstein
HG 03	R 35 11 260 H 56 54 530	4920 Armsfeld	Michelbach, Kellerwald	<b>do</b> Nehden	Sandstein
HG 25/69	R 35 10 500 H 56 48 820	5020 Gilsterberg	Stbr. Hundshausen	<b>cu II</b> "Hundshäuser Grauwacke"	Grauwacke
HG 33/31	R 34 70 500 H 56 36 740	5117 Buchenau	Stbr. an B62, SE-Hang Ochsenberg	<b>do</b> Famenne	Sandstein
HG 36	R 34 77 300 H 56 30 800	5118 Marburg	Elnhausen Hörre	<b>cu II</b> "Elnhausen-Schichten"	Grauwacke
HG 37	R 34 77 300 H 56 30 800	5119 Marburg	Elnhausen Hörre	<b>cu I</b> "Endbach-Schichten"	Grauwacke
HG 87 a	R 34 61 200 H 56 20 620	5216 Oberscheld	Hörre Uebertal	<b>do</b> Nehden/Hemberg "Ulmbach-Grauwacke"	Grauwacke
HG 140	R 34 48 420 H 56 07 500	5315 Herborn	Ulmbach-Stausee Hörre	<b>do</b> Nehden/Hemberg "Ulmbach-Grauwacke"	Grauwacke
HG 148	R 35 05 490 H 56 50 750	5020 Gilsterberg	Schönstein Kellerwald	<b>do</b> "Ältere Urfer Grauwacke"	Grauwacke
HG 153/152	R 35 87 870 H 57 52 190	4127 Seesen	Rote Klippe, S-Ende Innerste Sts	<b>cu II</b> $\beta/\chi$	Grauwacke
HG 170	R 35 65 500 H 56 77 800	TK CC 4718 Kassel	Frankershausen (WZ 180)	<b>do</b> Adorf/Nehden	feinkörnige Grauwacke
HG 183/30	R 34 78 690 H 56 28 920	5218 Niederwalgern	Str. Elnhausen-Hermershausen	<b>du</b> U-Ems "Erbsloch-Grauwacke"	Kalkgrauwacke
HG 185/30	Nähe HG 183/30	5218 Niederwalgern	NW Roßberg	<b>du</b> U-Ems "Erbsloch-Grauwacke"	Kalkgrauwacke
HG 206	R 34 76 300 H 56 13 000	5317 Rodheim	Wißmar-Tal (GiGra2)	<b>do</b> Adorf	quarzitische Grauwacke
HG 231/242	R 44 28 150 H 57 29 000	4331 Hasselfelde	Steinbruch an Str. Allrode-Treseburg	<b>cu II</b> "Tanner Grauwacke"	Grauwacke
<b>Proben aus dem Saxothuringikum</b>					
AB 1-98	R 44 44 400 H 56 09 000	TK CC 5526 Erfurt	Dachsfr.-Stbr. Unterweißbach	<b>Ordovizium</b> (Arenig)	Magnetit-Quarzit
AB 2-98	R 44 56 925 H 56 10 700	5334 Saalfeld	NE`Pfaffenberg	<b>do</b> Wocklum	(Hangender)-Quarzit
AB 3-98	R 44 56 350 H 56 08 750	5334 Saalfeld	Reschwitz-Knobelsdorf	<b>do</b> Dasberg	(Haupt-)Quarzit
AB 4-99	R 44 61 825 H 56 08 825	5334 Saalfeld	Rückhaltebecken Eichicht	<b>cu</b> Tournai	Grauwacke
AB 5-99	R 44 74 800 H 56 08 500	5335 Pößneck	Ziegenrück	<b>cu</b> Vise	Grauwacke
AB 6-98	R 44 07 500 H 56 27 600	5534 Zwickau	Stbr. Wünschendorf	<b>Ordovizium</b>	(Haupt-)Quarzit
AB 7-98	R 44 07 500 H 56 27 600	5534 Zwickau	Stbr. Wünschendorf	<b>Ordovizium</b>	(Haupt-)Quarzit
AB 8-98	R 45 62 045 H 56 37 190	5143 Chemnitz	BAB Glösa 62.97.1 2/5 ET	<b>cu III</b> "Hangendes d. Frankenberg-Fm."	Grauwacke
AB 9-98	R 45 75 298 H 56 46 202	5044 Frankenberg	Fr 11/68 19 C 238,2m	<b>cu III</b> "Frankenberg-Formation"	Grauwacke
AB 10-98	R 45 86 210 H 56 52 575	4945 Rosswein	Asch R1	<b>cu</b> "Top Striegis-Formation"	Kalkkonglomerat
AB 11-98	R 45 75 264 H 56 46 316	5044 Frankenberg	Fr 10/68 (17) 148,5m	<b>cu III</b> Frankenberg-Formation	Grauwacke
AB 12-98	R 45 64 515 H 56 38 380	5143 Chemnitz	BAB Glösa LEC (Gasl.)	<b>co</b> Namur A "Berthelsdorf-Formation"	Grauwacke
AB 13-98	R 45 86 210 H 56 52 575	4945 Rosswein	BAB-Brücke SW Reichenbach	<b>cu</b> "Obere Striegis-Formation"	Grauwacke
AB 14-98	R 45 79 315 H 56 49 095	5044 Frankenberg	Stadtspark Hainichen	<b>cu III</b> "Obere Frankenberg-Formation"	Grauwacke
AB 15-98	R 45 85 000 H 56 45 440	5045 Freiberg-West	Pulverkammer Bräunsdorf	<b>do</b> distaler Flysch	Glimmerschiefer

Fortsetzung Tabelle I

Verzeichnis der Probenlokationen

Probe	Gauß-Krüger Koordinaten	Kartengrundlage	Lokalität	Stratigraphie	Lithologische Kurzbeschreibung
AB 16-98	R 45 84 825 H 56 46 575	5045 Freiberg-West	Tal der Großen Striegis	<b>cu</b> distaler Flysch	Grauwacke
AB 17-98	R 45 84 825 H 56 46 575	5045 Freiberg-West	Tal der Großen Striegis	<b>cu</b> distaler Flysch	Grauwacke
AB 18-98	R 45 81 065 H 56 46 985	5044 Frankenberg	Stbr. am Ziegenhübel	<b>cu</b> distaler Flysch Nahe Gneis	Grauwacke
AB 19-98	R 45 80 075 H 56 47 745	5044 Frankenberg	Cunnersdorf (Zwischengebirgskristallin)	<b>do</b> Dasberg	Gneis
AB 20-98	Steinbruch Butterberg bei Kamenz, N´ Dresden			<b>Neoproterozoikum</b> (560-570 Ma)	Grauwacke
<b>Proben aus KLÜGEL et al. (1994)</b>					
TQ 1	R 34 35 870 H 55 52 000	5814 Bad Schwalbach	Taunuskamm-Einheit	<b>du</b> Siegen "Taunusquarzit"	Quarzarenit
TQ 1	R 34 35 870 H 55 52 000	5815 Bad Schwalbach	Taunuskamm-Einheit	<b>du</b> Siegen "Taunusquarzit"	Quarzarenit
LS 1	R 34 58 110 H 55 56 915	5816 Königstein	Phyllit-Zone	<b>du</b> Ems "Lorsbacher Schiefer"	Quarzwacke
LS 3	R 34 57 100 H 55 55 240	5817 Königstein	Phyllit-Zone	<b>du</b> Ems "Lorsbacher Schiefer"	Quarzarenit
<b>Proben aus NEUROTH (1997)</b>					
<b>Rhenoherzynikum</b>					
# 1	R 25 97 400 H 56 96 100	4610 Hagen	W´ Herdecke	<b>co</b> Namur B	mittelkörniger Sandstein
#10/2	R 26 00 920 H 56 97 380	4510 Witten	Schiffwinkel	<b>co</b> Namur B-C	Feinsandstein
Bhrg.	R 25 93 450 H 57 31 550	4710 Münster	Bohrung Olfener Heide	<b>co</b> Westfal A	Sandstein
Olfener Heide	Teufe: 1289,5 m		der Ruhrkohle AG		
GiGra 1	R 34 72 000 H 56 16 000	5317 Rodheim	S´ Kirchvers	<b>do</b> Adorf	feinkörnige Grauwacke
GiGra 2	R 34 76 300 H 56 13 000	5317 Rodheim	Wißmar-Tal	<b>do</b> Adorf	quarzitische Grauwacke
GiGra 3	R 34 74 850 H 56 06 000	5417 Wetzlar	Heuchelheim	<b>d/c</b>	mittelkörnige Grauwacke
GiGra 5	R 34 63 900 H 55 98 800	5416 Braunfels	S´ Nauborn	<b>du</b> ob. Ems	feinkörnige Grauwacke
<b>Saxothuringikum</b>					
Döbritz 4	R 44 76 000 H 56 17 950	TK CC 5534 Zwickau	Hartsteinwerk Döbritz	<b>cu</b> Visé	quarzitische feinkörnige Grauwacke
Fisch´dorf	R 44 57 720 H 56 09 570	TK CC 5534 Zwickau	Fischersdorf	<b>cu</b> Tournai/Visé	mittelkörnige Grauwacke
WZ 135	R 44 54 100 H 55 85 750	TK L 5534 Lobenstein	N´ Förtschendorf	<b>cu</b> Visé	quarzitische Grauwacke
WZ 136	R 44 54 100 H 55 85 750	TK L 5534 Lobenstein	N´ Förtschendorf	<b>cu</b> Visé	quarzitische Grauwacke
Steinberg 1	R 44 54 050 H 55 75 500	TK L Teuschnitz	Kugelmühle	<b>cu</b> Visé	feinkörnige Grauwacke
Gifting 1	R 44 54 520 H 55 76 930	TK L Teuschnitz	Gifting	<b>cu</b> Tournai/Visé	"Wetzsteinquarzit"
Maut 2	R 44 64 370 H 55 76 850	TK L Teuschnitz	Mauthaus	<b>cu</b> Tournai/Visé	"Wurstkonglomerat"

Tabelle II

# Datenblatt zur K-Ar-Altersbestimmung

Argonisotopie:		Spike-Isotopie:		Zerfallskonstanten [1/a]:		Kalium:	
<sup>40</sup> Ar	99,6000 %	<sup>40</sup> Ar	0,0099980 %	$\lambda_{\epsilon}$ :	5,810E-11	<sup>40</sup> K:	0,011670 %
<sup>38</sup> Ar	0,0630 %	<sup>38</sup> Ar	99,9890000 %	$\lambda_{\beta}$ :	4,926E-10	K <sub>2</sub> O/K:	0,8301
<sup>36</sup> Ar	0,3370 %	<sup>36</sup> Ar	0,0009998 %	$\lambda_{\text{ges}}$ :	5,543E-10	<b>Atommassen [g/mol]:</b>	
<b>Standard Temperatur Pressure (STP):</b>				0°C; 760 mm Hg		<b>Molares Normvolumen:</b>	
<b>Normbedingungen (DIN 1343):</b>				273,15 K; 1013,25 mbar		22413,8 ml	
<b>Atommassen [g/mol]:</b>		ges. Ar:		39,9477		<sup>40</sup> Ar:	
						39,9624	
		ges. K:		39,1027			
Probenbezeichnung	Stratigraphie	K <sub>2</sub> O	40 Ar*	40 Ar*	Alter	2 s-Fehler	2 s-Fehler
		[Gew.-%)	[nl/g] STP	[%]	[Ma]	[Ma]	[%]
<b>RHENOHERZYNIKUM</b>							
P 01	Nehden	10,25	152,69	98,78	411,5	10,1	2,5
Böhl 4/96	Eifel	10,08	160,55	98,83	436,8	13,1	3,0
E 2-97	Vise	9,40	126,48	99,56	375,5	11,1	3,0
IB 1-97	Westfal	9,92	114,58	99,37	326,9	9,6	2,9
IB 5-97	Westfal	10,19	112,92	99,36	314,7	8,8	2,8
WIT 1-97	Namur	10,02	118,05	98,39	332,8	10,3	3,1
WIT 5-97	Westfal	9,79	120,75	98,29	347,1	8,9	2,6
WIT 8-97	Westfal	9,76	119,30	99,45	344,2	7,2	2,1
T 4-97	Ems	9,24	147,93	99,60	438,7	10,0	2,3
T 7-97	Siegen	4,70	73,77	99,48	431,1	9,9	2,3
T 11-97	Siegen	10,21	158,39	98,18	426,6	12,7	3,0

Fortsetzung Tabelle II

## Datenblatt zur K-Ar-Altersbestimmung

Probenbezeichnung	Stratigraphie	K <sub>2</sub> O	40 Ar*	40 Ar*	Alter	2 $\sigma$ -Fehler	2 $\sigma$ -Fehler
		[Gew.-%)	[nl/g] STP	[%]	[Ma]	[Ma]	[%]
D 3-98	Eifel	10,13	161,31	99,89	436,7	10,6	2,4
D 5-98	Givet	10,36	164,87	99,86	436,4	8,8	2,0
D 8-98	Dasberg	10,27	156,86	99,99	420,8	11,0	2,6
HR 4-98	Siegen	10,09	158,87	99,50	432,3	12,5	2,9
HR 5-98	Siegen	9,68	150,71	99,54	428,0	8,7	2,0
H 6-98	Famenne	10,06	135,43	99,17	375,7	12,4	3,3
P 8-5	Westfal	10,09	118,42	99,21	331,7	6,8	2,1
P 8-11	Westfal	10,12	117,05	98,11	327,3	6,9	2,1
P 8-15	Westfal	9,97	115,92	99,11	328,0	7,5	2,3
P 8-24	Westfal	10,11	116,79	98,73	330,2	6,7	2,0
P Z1-9	Westfal	10,24	117,02	99,54	323,7	7,9	2,4
P AZ1-9	Namur	9,80	139,94	98,15	396,2	8,3	2,1
P Z2-7	Westfal	10,33	118,08	99,39	323,8	6,6	2,0
WUP 1-98	Namur	9,98	120,98	98,76	341,6	7,7	2,3
WUP 3-98	Namur	10,07	120,01	99,35	336,3	9,1	2,7
WUP 4-98	Namur	9,72	119,72	100,00	346,6	7,1	2,0
WH 1-98	Westfal	9,72	109,57	99,44	319,7	7,0	2,2
WH 2-98	Westfal	9,96	111,63	97,90	318,0	7,2	2,3
WH 3-98	Westfal	9,49	107,44	99,44	320,9	6,5	2,0
WH 4-98	Westfal	10,04	114,52	99,50	323,1	7,1	2,2
WH 5-98	Westfal	10,24	116,93	99,37	323,5	7,9	2,4
WH 6-98	Westfal	10,22	116,51	99,52	323,0	6,6	2,0

Fortsetzung Tabelle II

**Datenblatt zur K-Ar-Altersbestimmung**

Probenbezeichnung	Stratigraphie	K <sub>2</sub> O	40 Ar*	40 Ar*	Alter	2 s-Fehler	2 s-Fehler
		[Gew.-%)	[nl/g] STP	[%]	[Ma]	[Ma]	[%]
WH 7-98	Westfal	8,99	112,75	95,11	352,4	8,5	2,4
WH 8-98	Westfal	8,87	118,54	99,23	373,2	7,7	2,1
RIB 1-98	Hemberg/Dasberg	9,89	136,43	98,81	409,0	9,5	2,3
SB 1-99	Ems	9,71	153,78	96,83	434,5	10,0	2,3
Daten aus HUCKRIEDE et al. (in prep.)							
HG 02	Nehden/Hemberg	9,70	144,21	98,95	410,7	8,3	2,0
HG 03	Nehden	8,37	133,74	98,03	438,0	9,1	2,1
HG 25/69	Vise	8,53	112,99	99,53	370,2	16,5	4,5
HG 33/31	Famenne	10,27	151,91	98,95	408,9	9,0	2,2
HG 36	Vise	10,04	133,21	99,53	370,8	7,9	2,1
HG 37	Tournai	9,93	216,10	99,37	573,5	18,5	3,2
HG 87a	Nehden/Hemberg	10,36	317,46	99,49	764,0	15,7	2,1
HG 140	Nehden/Hemberg	9,59	268,53	99,88	709,2	11,0	1,6
HG 148	Famenne	10,09	140,05	99,32	386,2	9,1	2,4
HG 153/152	Vise	9,49	124,20	99,69	375,8	7,7	2,0
HG 170/WZ 180	Adorf/Nehden	10,43	140,52	99,35	376,0	8,7	2,3
HG 183/30	Ems	8,43	182,80	99,86	571,8	15,8	2,8
HG 185/30	Ems	8,43	182,80	99,86	571,8	15,8	2,8
HG 206/GiGra 2	Adorf	9,61	196,53	98,25	543,7	12,6	2,3
HG 231/242	Vise	9,41	133,07	99,47	392,7	8,3	2,1

Fortsetzung Tabelle II

## Datenblatt zur K-Ar-Altersbestimmung

Probenbezeichnung	Stratigraphie	K <sub>2</sub> O	40 Ar*	40 Ar*	Alter	2 s-Fehler	2 s-Fehler
		[Gew.-%)	[nl/g] STP	[%]	[Ma]	[Ma]	[%]
Daten aus NEUROTH (1997)							
# 1	Namur	9,14	118,68	99,67	363,6	8,5	2,3
#10/2	Namur	8,81	116,12	99,57	368,6	9,9	2,7
Bhrg. Olfener Heide	Westfal	7,05	91,71	99,90	364,2	9,3	2,6
GiGra 1	Adorf	8,47	214,90	99,57	653,2	16,8	2,6
GiGra 2	Adorf	9,61	196,53	98,25	543,7	12,6	2,3
GiGra 3	Famenne/Tournai	8,96	120,64	99,41	375,7	8,7	2,3
GiGra 5	Ems	9,11	146,10	100,02	439,4	15,3	3,5
WZ 180	Adorf/Nehden	10,43	140,52	99,35	376,0	8,7	2,3
Daten aus KLÜGEL et al. (1994)							
TQ 1	Siegen				459,2	9,3	2,0
TQ 1	Siegen				455,3	9,6	2,1
LS 1	Ems				413,9	8,3	2,0
LS 3	Ems				439,2	10,7	2,4
<b>SAXOTHURINGIKUM</b>							
AB 2-98	Wocklum	9,27	215,35	99,55	606,4	12,2	2,0
AB 3-98	Dasberg	7,36	152,28	98,91	549,2	11,9	2,2
AB 4-99	Tournai	9,70	225,81	96,83	607,5	21,8	3,6
AB 5-99	Vise	10,00	134,34	99,32	375,0	9,1	2,4
AB 6-98	Ordovizium	7,28	159,88	99,38	578,0	11,6	2,0
AB 7-98	Ordovizium	8,78	194,01	99,47	581,1	12,1	2,1
AB 8-98	Vise	9,75	111,53	98,78	324,0	14,5	4,5

Fortsetzung Tabelle II

**Datenblatt zur K-Ar-Altersbestimmung**

Probenbezeichnung	Stratigraphie	K <sub>2</sub> O	40 Ar*	40 Ar*	Alter	2 s-Fehler	2 s-Fehler
		[Gew.-%)	[nl/g] STP	[%]	[Ma]	[Ma]	[%]
AB 9-98	Vise	10,60	124,15	98,77	331,1	7,6	2,3
AB 10-98	Dinant	9,84	133,59	99,03	378,6	8,7	2,3
AB 11-98	Vise	9,54	124,19	98,94	329,7	7,6	2,3
AB 12-98	Namur	9,35	107,32	99,48	324,9	7,1	2,2
AB 13-98	Dinant	9,93	134,40	99,31	377,5	8,1	2,1
AB 14-98	Vise	9,54	124,19	98,94	333,0	6,6	2,0
AB 15-98	Famenne	9,02	104,19	98,96	326,9	6,6	2,0
AB 16-98	Dinant	9,44	129,42	99,18	381,9	8,3	2,2
AB 18-98	Dinant	10,37	135,05	99,34	364,6	7,4	2,0
AB 19-98	Dasberg	9,74	133,94	99,56	383,0	9,4	2,5
AB 20-98	Neoproterozoikum	8,65	200,37	99,46	604,9	12,8	2,1
Daten aus NEUROTH (1997)							
Döbritz 4	Vise	9,27	123,63	99,07	372,5	9,0	2,4
Fisch`dorf	Tournai/Vise	7,18	134,44	77,73	503,6	11,6	2,3
WZ 135	Vise	9,74	131,85	95,64	377,6	12,8	3,4
WZ 136	Vise	9,89	132,02	97,15	372,8	10,5	2,8
Steinberg 1	Vise	9,44	126,95	86,08	375,3	8,7	2,3
Gifting 1	Tournai/Vise	9,55	227,14	99,29	618,6	14,1	2,3
Maut 2	Tournai/Vise	9,64	127,36	98,49	369,4	7,3	2,0

Tabelle III

## Sm/Nd-Gesamtgesteinsanalytik

Probe	Sm [ppm]	Nd [ppm]	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(\text{korr.})}$	$2\sigma$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(\text{ini.})}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	$f_{\text{Sm/Nd}}$	$T_{\text{DM}}$ [Ma]	$T_{\text{CHUR}}$ [Ma]
AB 1-98	8,76	45,38	0,1166	0,5119577	6,2E-06	0,5117209	-13,3	-0,41	1806	1294
AB 2-98	9,26	76,32	0,0733	0,5118802	4,7E-06	0,5117314	-14,8	-0,63	1345	936
AB 4-99	5,31	27,86	0,1153	0,5118977	4,8E-06	0,5116637	-14,4	-0,41	1871	1384
AB 5-99	3,48	17,88	0,1178	0,5121732	5,9E-06	0,5119342	-9,1	-0,40	1498	898
AB 14-98	7,00	37,11	0,1141	0,5121207	5,1E-06	0,5118892	-10,1	-0,42	1521	954
AB 16-98	5,90	28,12	0,1268	0,5123318	4,9E-06	0,5120744	-6,0	-0,36	1381	669
AB 20-98	5,08	26,22	0,1170	0,5119294	5,1E-06	0,5116920	-13,8	-0,41	1855	1354
Böhl 2/96	19,78	111,05	0,1077	0,5123967	9,2E-06	0,5121252	-4,7	-0,45	1050	414
D 1-97	6,88	37,87	0,1099	0,5119554	8,0E-06	0,5116784	-13,3	-0,44	1695	1197
D 3-97	5,86	29,90	0,1185	0,5119583	8,0E-06	0,5116597	-13,3	-0,40	1838	1323
D 6-97	9,78	44,81	0,1320	0,5120395	8,2E-06	0,5117153	-11,7	-0,33	1985	1408
D 9-97	5,56	29,41	0,1143	0,5119769	1,3E-05	0,5117074	-12,9	-0,42	1737	1222
E 1-97	4,55	22,79	0,1206	0,5123040	6,3E-06	0,5120395	-6,5	-0,39	1336	670
H 1-98	4,66	23,76	0,1185	0,5124781	7,6E-06	0,5121989	-3,1	-0,40	1039	312
H 3-98	7,28	28,40	0,1549	0,5128202	7,2E-06	0,5124551	3,6	-0,21	810	-668
H 5-98	5,28	19,27	0,1658	0,5128482	6,0E-06	0,5124574	4,1	-0,16	899	-1043
H 6-98	5,89	25,31	0,1408	0,5124063	5,1E-06	0,5120744	-4,5	-0,28	1485	633
HG 87	6,55	34,66	0,1141	0,5118621	4,0E-06	0,5115931	-15,1	-0,42	1903	1430
HG 140	6,03	30,62	0,1190	0,5118813	5,7E-06	0,5116007	-14,8	-0,39	1968	1483
HG 148	5,10	24,04	0,1282	0,5121361	5,2E-06	0,5118298	-9,8	-0,35	1736	1116
HG 153	2,78	13,75	0,1223	0,5123154	6,9E-06	0,5120432	-6,3	-0,38	1341	661
HG 170	4,53	24,08	0,1136	0,5123525	5,7E-06	0,5120809	-5,6	-0,42	1175	525
HG 183	6,13	26,58	0,1394	0,5121877	5,4E-06	0,5118957	-8,8	-0,29	1885	1197
HG 185	3,28	15,10	0,1313	0,5121786	6,8E-06	0,5118390	-9,0	-0,33	1723	1070
HG 206	7,09	34,36	0,1248	0,5119585	5,6E-06	0,5116578	-13,3	-0,37	1963	1438
HG 231	5,00	24,72	0,1223	0,5122685	4,7E-06	0,5119962	-7,2	-0,38	1417	758
HR 1-98	4,13	20,58	0,1214	0,5119924	5,3E-06	0,5116705	-12,6	-0,38	1840	1305
HR 2-98	8,55	42,56	0,1214	0,5119467	5,5E-06	0,5116247	-13,5	-0,38	1913	1397
HR 3-98	7,13	34,41	0,1253	0,5122495	5,3E-06	0,5119089	-7,6	-0,36	1494	830
HR 4-98	6,27	32,31	0,1172	0,5119607	5,3E-06	0,5116498	-13,2	-0,40	1812	1298
HR 5-98	6,09	33,41	0,1101	0,5119423	6,4E-06	0,5116503	-13,6	-0,44	1718	1223
HR 6-98	7,17	37,57	0,1153	0,5119494	5,1E-06	0,5116775	-13,4	-0,41	1795	1289
HR 7-98	2,79	16,65	0,1014	0,5119351	4,8E-06	0,5116794	-13,7	-0,48	1599	1124
HR 8-98	7,91	42,05	0,1137	0,5119352	5,2E-06	0,5116487	-13,7	-0,42	1787	1289
IB 2-97	7,52	40,97	0,1110	0,5121411	9,0E-06	0,5119160	-9,7	-0,44	1448	884
IB 4-97	7,79	42,57	0,1106	0,5121371	5,3E-06	0,5119126	-9,8	-0,44	1449	887
P 8-5	6,35	33,54	0,1145	0,5121228	5,2E-06	0,5119016	-10,1	-0,42	1525	956
P 8-11	4,54	23,62	0,1161	0,5121478	5,0E-06	0,5119122	-9,6	-0,41	1511	927
P 8-15	5,67	31,96	0,1072	0,5121576	4,6E-06	0,5119400	-9,4	-0,45	1376	819
P 8-18	5,56	31,28	0,1075	0,5121315	4,3E-06	0,5119133	-9,9	-0,45	1416	866
P 8-24	2,96	15,74	0,1138	0,5121639	5,1E-06	0,5119329	-9,2	-0,42	1454	872
P 8-27	4,39	23,71	0,1120	0,5121426	4,7E-06	0,5119153	-9,7	-0,43	1460	892
P AZ1-9	5,80	29,73	0,1179	0,5122075	5,2E-06	0,5119605	-8,4	-0,40	1447	833

Fortsetzung Tabelle III

Sm/Nd-Gesamtgesteinsanalytik

Probe	Sm [ppm]	Nd [ppm]	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>(korr.)</sub>	2s	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd <sub>(ini.)</sub>	ε <sub>Nd</sub>	f <sub>Sm/Nd</sub>	T <sub>DM</sub> [Ma]	T <sub>CHUR</sub> [Ma]
WH 1-98 [1/2]	2,60	13,23	0,1189	0,5121850	5,8E-06	0,5119438	-8,8	-0,40	1496	887
WH 1-98 [2/2]	2,60	13,22	0,1188	0,5121916	4,7E-06	0,5119506	-8,7	-0,40	1484	873
WH 2-98	2,77	14,06	0,1190	0,5121735	5,3E-06	0,5119319	-9,1	-0,39	1516	912
WH 3-98	1,90	9,21	0,1246	0,5122128	4,9E-06	0,5119601	-8,3	-0,37	1542	898
WH 4-98	4,61	22,14	0,1258	0,5121820	4,0E-06	0,5119267	-8,9	-0,36	1615	980
WH 5-98	4,17	22,22	0,1134	0,5121752	5,3E-06	0,5119451	-9,0	-0,42	1432	847
WH 6-98	3,19	17,53	0,1101	0,5121375	5,5E-06	0,5119141	-9,8	-0,44	1441	881
WH 7-98	3,04	16,19	0,1134	0,5121538	4,1E-06	0,5119236	-9,4	-0,42	1464	887
WH 8-98	5,53	31,05	0,1076	0,5121258	4,5E-06	0,5119075	-10,0	-0,45	1425	876
WIT 2-97	8,00	39,53	0,1223	0,5121400	4,5E-06	0,5118838	-9,7	-0,38	1622	1020
WIT 8-97	7,35	36,25	0,1226	0,5121419	8,5E-06	0,5118931	-9,7	-0,38	1624	1020
WK 2-97 [1/2]	6,57	32,35	0,1227	0,5122460	4,6E-06	0,5119768	-7,6	-0,38	1459	808
WK 2-97 [2/2]	6,41	31,55	0,1227	0,5122547	5,1E-06	0,5119855	-7,5	-0,38	1445	790
WK 3-97	4,98	27,86	0,1081	0,5122506	7,9E-06	0,5120136	-7,6	-0,45	1257	667
WK 5-97	6,11	27,94	0,1323	0,5123144	9,3E-06	0,5120242	-6,3	-0,33	1501	766
WK 6-97	9,66	50,84	0,1148	0,5119916	8,6E-06	0,5116908	-12,6	-0,42	1724	1203
WK 8-97	6,01	31,50	0,1154	0,5119494	5,9E-06	0,5116359	-13,4	-0,41	1796	1289
WK 10-97	5,68	29,73	0,1154	0,5119501	5,4E-06	0,5116441	-13,4	-0,41	1795	1288
WK 11-97	0,94	5,17	0,1094	0,5120531	1,5E-05	0,5118023	-11,4	-0,44	1551	1021
WK 12-97	4,13	21,96	0,1136	0,5119655	1,3E-05	0,5116919	-13,1	-0,42	1741	1232
WK 12-97	4,13	21,96	0,1135	0,5119581	1,2E-05	0,5116845	-13,3	-0,42	1752	1245
WK 13-97	6,07	32,69	0,1123	0,5119560	5,3E-06	0,5116728	-13,3	-0,43	1734	1231
WUP 1-98	4,12	21,34	0,1166	0,5121796	6,5E-06	0,5119315	-8,9	-0,41	1471	873
WUP 2-98	5,80	29,33	0,1195	0,5121424	6,7E-06	0,5118882	-9,7	-0,39	1571	978
WUP 3-98	6,09	31,70	0,1162	0,5121347	5,3E-06	0,5118874	-9,8	-0,41	1533	953
WUP 4-98	7,17	36,11	0,1201	0,5121536	4,2E-06	0,5119020	-9,4	-0,39	1564	964

$$\epsilon_{Nd} = [(^{143}Nd/^{144}Nd)_{Probe} / (^{143}Nd/^{144}Nd)_{CHUR} - 1] \times 10^4$$

$$f_{Sm/Nd} = [(^{147}Sm/^{144}Nd)_{Probe} / 0,1967] - 1$$

$$T_{DM} [Ma] = 1/\lambda \times \ln[ ((^{143}Nd/^{144}Nd)_{Probe} - 0,51315) / ((^{147}Sm/^{144}Nd)_{Probe} - 0,217) + 1 ]$$

$$T_{CHUR} [Ma] = 1/\lambda \times \ln[ ((^{143}Nd/^{144}Nd)_{Probe} - 0,512638) / ((^{147}Sm/^{144}Nd)_{Probe} - 0,1967) + 1 ]$$

DM	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,51315 (PEUCAT et al. 1988)
	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0,217 (TAYLOR & McLENNAN 1985)
CHUR	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,512638 (GOLDSTEIN et al. 1984)
	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0,1967 (JACOBSEN & WASSERBURG 1980)

Tabelle IV

## Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Probe	Böhl 4/96	Böhl 8/96	D 1-98	D 3-98	D 5-98	D 6-98	D 7-98	D 8-98	D 9-98	E 1-97	E 4-97	H 1-98	H 3-98
	ppm												
Sc	6,50	5,85	19,44	16,84	11,60	23,14	18,37	11,00	18,79	15,48	23,06	15,41	40,70
Ni	30,93	32,87	74,57	54,55	38,65	79,11	51,97	29,34	68,47	134,32	43,36	27,14	68,31
Y	24,53	35,87	25,83	23,62	21,58	31,68	22,57	17,91	22,96	21,15	26,47	19,49	46,65
Zr	140,62	190,24	119,99	138,65	83,94	146,76	155,97	103,28	125,51	144,05	110,93	85,26	182,86
Nb	9,28	10,74	23,60	19,83	9,53	27,31	16,30	12,42	19,58	16,11	13,55	8,29	20,18
La	30,73	65,86	40,17	32,00	20,94	44,03	26,05	19,85	34,04	27,51	39,47	24,79	17,88
Ce	71,91	148,06	81,78	69,14	45,44	93,26	57,15	46,17	67,28	61,21	89,17	54,14	42,80
Pr	8,71	16,48	10,10	8,37	5,61	11,59	6,01	5,62	8,26	6,67	9,27	5,98	5,88
Nd	32,52	57,04	33,62	28,49	20,04	42,06	22,02	21,31	28,28	24,97	34,71	23,75	26,78
Sm	6,35	9,71	6,30	5,64	4,95	10,34	5,91	5,82	6,81	4,78	6,80	4,05	6,62
Eu	1,36	1,41	1,42	1,28	1,29	1,96	1,25	0,90	1,45	1,34	1,62	1,53	2,25
Gd	7,57	12,55	5,48	5,15	5,16	7,83	4,48	4,39	5,05	5,62	7,75	4,21	7,95
Tb	0,82	1,27	0,78	0,81	0,68	1,15	0,70	0,65	0,61	0,68	0,90	0,73	1,23
Dy	4,09	6,06	5,08	4,56	4,39	5,93	3,89	3,29	3,92	3,63	4,64	3,49	7,77
Ho	0,78	1,17	1,05	0,95	0,81	1,22	0,87	0,71	0,87	0,76	0,91	0,61	1,60
Er	2,33	3,57	2,46	2,24	2,06	2,72	2,08	1,47	1,97	2,14	2,93	2,06	4,61
Tm	0,34	0,49	0,45	0,42	0,29	0,45	0,33	0,25	0,28	0,34	0,46	0,26	0,67
Yb	1,88	2,74	2,91	2,60	2,06	2,84	2,13	1,49	2,27	1,97	2,86	1,47	4,24
Lu	0,32	0,41	0,49	0,34	0,29	0,50	0,37	0,25	0,38	0,38	0,47	0,30	0,65
Hf	2,09	3,54	2,04	2,18	1,42	2,15	2,23	1,65	2,03	2,03	1,20	0,86	2,16
Ta	0,75	0,66	2,02	1,69	0,49	2,30	1,42	0,83	1,29	2,13	0,90	0,53	1,32
Re	23,78	24,08	21,36	21,85	20,65	20,67	20,94	21,51	20,91	23,23	23,79	21,18	21,72
Pb	5,98	29,26	29,35	5,93	14,79	22,60	8,17	8,84	4,57	35,16	4,97	3,45	7,96
Th	7,71	23,19	12,97	9,74	5,86	13,62	7,81	5,83	12,18	9,92	13,43	7,42	1,08
U	1,89	5,38	2,59	2,02	1,45	3,19	2,40	1,90	2,15	3,82	4,70	2,18	0,84
Th/Sc	1,19	3,97	0,67	0,58	0,51	0,59	0,43	0,53	0,65	0,64	0,58	0,48	0,03
La/Th	3,98	2,84	3,10	3,29	3,57	3,23	3,33	3,40	2,79	2,77	2,94	3,34	16,62
Summe SEE	169,73	326,83	192,08	161,99	114,01	225,88	133,25	112,17	161,48	141,99	201,97	127,37	130,92
Eu*	6,96	11,13	5,89	5,40	5,05	9,09	5,20	5,10	5,93	5,20	7,27	4,13	7,28
Eu/Eu*	0,60	0,39	0,72	0,71	0,77	0,64	0,71	0,52	0,72	0,79	0,68	1,11	0,94
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	3,32	3,79	1,56	1,64	2,07	2,28	1,74	2,43	1,84	2,35	2,24	2,36	1,55

## Fortsetzung Tabelle IV

## Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Probe	H 5-98	H 6-98	HG 02	HG 25	HG 33	HG 36	HG 37	HG 87	HG 140	HG 148	HG 153	HG 170	HG 183
ppm													
Sc	37,94	17,11	15,11	16,89	11,41	13,64	20,09	19,45	13,39	13,77	10,57	15,64	14,73
Ni	85,39	66,02	35,82	30,45	38,96	29,22	25,70	30,55	29,86	40,02	26,27	56,82	61,97
Y	32,68	16,51	23,88	19,90	22,04	16,81	22,29	25,82	25,08	22,56	11,29	15,93	25,15
Zr	149,59	36,89	124,48	118,95	72,58	90,00	289,26	178,91	95,73	88,41	76,80	110,80	77,42
Nb	9,78	6,61	14,87	15,71	10,25	10,91	9,48	19,12	8,67	9,70	5,68	11,03	8,00
La	17,36	27,96	34,57	25,08	25,77	23,94	24,73	38,37	31,22	25,98	14,94	28,48	19,62
Ce	32,98	55,00	76,65	54,61	58,22	50,14	52,53	81,31	68,63	53,43	28,13	55,67	46,98
Pr	4,25	6,75	8,99	6,42	7,37	5,65	6,41	9,60	7,91	6,63	3,58	6,84	6,41
Nd	18,56	25,76	31,04	24,61	26,27	21,99	22,74	30,30	28,41	22,30	12,20	22,21	28,51
Sm	5,30	4,97	6,23	4,87	4,11	3,09	3,73	5,62	5,48	4,88	3,13	5,16	4,19
Eu	1,73	1,33	1,40	1,13	1,25	1,08	0,90	1,55	1,50	1,32	1,08	1,22	1,61
Gd	6,15	4,55	6,90	6,18	5,53	4,74	4,94	7,31	6,84	5,53	2,22	5,03	6,26
Tb	0,97	0,55	0,85	0,71	0,78	0,52	0,69	0,94	0,94	0,84	0,36	0,62	0,97
Dy	6,04	2,99	4,07	3,55	3,99	3,00	3,19	4,37	4,30	4,29	2,37	3,13	5,00
Ho	1,23	0,59	0,79	0,78	0,83	0,60	0,78	1,06	0,89	0,97	0,54	0,58	0,79
Er	3,51	1,71	2,45	2,01	2,62	1,67	2,20	2,50	2,59	2,33	1,22	1,83	2,39
Tm	0,51	0,24	0,35	0,34	0,42	0,29	0,35	0,37	0,37	0,31	0,23	0,25	0,34
Yb	3,23	1,68	2,36	2,39	2,48	1,57	2,43	3,10	2,41	2,18	1,47	1,67	1,83
Lu	0,52	0,27	0,39	0,35	0,33	0,25	0,31	0,37	0,33	0,24	0,15	0,23	0,24
Hf	1,40	0,29	1,31	1,65	0,95	1,31	3,86	2,43	1,31	1,19	1,15	1,72	1,22
Ta	0,51	0,31	0,75	0,47	0,46	0,61	0,69	1,01	0,57	0,48	0,38	0,84	0,59
Re	21,86	21,85	22,53	22,34	21,61	22,25	21,57	21,02	21,67	20,97	21,32	20,06	21,46
Pb	5,68	5,46	23,12	5,04	16,87	5,08	3,21	14,14	17,58	28,81	5,91	6,78	11,47
Th	1,16	7,44	10,32	7,13	8,34	6,53	9,38	12,16	10,27	8,32	5,70	9,40	4,38
U	0,59	2,33	2,45	2,21	1,91	1,72	2,11	2,60	2,23	2,45	2,56	2,45	1,01
Th/Sc	0,03	0,43	0,68	0,42	0,73	0,48	0,47	0,63	0,77	0,60	0,54	0,60	0,30
La/Th	14,98	3,76	3,35	3,52	3,09	3,67	2,64	3,16	3,04	3,12	2,62	3,03	4,48
Summe SEE	102,34	134,35	177,02	133,03	139,98	118,53	125,94	186,76	161,82	131,23	71,63	132,92	125,13
Eu*	5,73	4,76	6,57	5,52	4,82	3,91	4,34	6,47	6,16	5,21	2,67	5,10	5,22
Eu/Eu*	0,92	0,83	0,64	0,62	0,80	0,85	0,64	0,73	0,74	0,77	1,18	0,72	0,96
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	1,57	2,24	2,41	2,14	1,84	2,50	1,68	1,95	2,34	2,10	1,25	2,48	2,82

## Fortsetzung Tabelle IV

## Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Probe	HG 185	HG 206	HG 231	HR 1-98	HR 2-98	HR 3-98	HR 4-98	HR 5-98	HR 6-98	HR 7-98	HR 8-98	IB 1-97	IB 2-97
ppm													
Sc	14,72	18,23	17,32	19,98	10,58	23,25	18,91	17,67	19,52	13,57	23,92	7,75	23,19
Ni	43,51	28,66	36,18	53,90	8,65	34,51	42,60	40,62	63,65	42,34	66,59	11,45	35,41
Y	17,07	27,62	21,58	31,66	14,17	32,36	25,92	26,20	29,14	10,51	29,76	16,01	32,92
Zr	78,22	188,31	115,28	222,34	148,72	185,08	214,06	186,67	174,35	105,89	168,26	96,28	127,55
Nb	8,16	15,14	11,13	22,22	9,53	26,36	17,89	17,48	21,98	15,25	26,65	13,07	14,70
La	14,16	36,87	26,76	45,21	24,31	33,75	34,56	34,05	40,15	22,86	45,23	24,00	49,76
Ce	30,40	77,16	56,00	93,94	51,87	72,10	71,43	70,71	89,58	39,90	93,00	56,75	111,88
Pr	3,83	8,33	5,97	11,27	5,76	8,92	8,42	8,23	10,36	4,62	11,50	5,73	11,68
Nd	14,80	34,37	23,41	39,42	20,87	34,39	33,60	34,97	39,11	16,79	43,08	21,66	42,18
Sm	3,44	6,69	5,12	9,36	4,73	7,00	5,80	5,61	6,91	2,98	7,44	4,52	7,54
Eu	1,12	1,53	1,49	1,96	1,02	1,26	1,15	0,95	1,33	0,65	1,14	1,09	1,90
Gd	3,98	7,71	5,66	7,37	3,54	6,50	5,80	5,39	7,51	2,79	8,75	5,55	8,51
Tb	0,59	1,10	0,77	1,03	0,51	0,90	0,73	0,74	0,99	0,36	1,03	0,65	1,03
Dy	2,89	5,37	4,36	6,54	2,45	6,04	5,12	4,98	5,35	1,82	6,17	3,25	5,65
Ho	0,54	0,87	0,73	1,31	0,60	0,98	0,87	0,90	1,09	0,38	1,00	0,63	1,10
Er	1,89	2,79	2,18	2,78	1,31	3,31	2,39	2,77	3,21	1,30	3,03	1,72	3,36
Tm	0,22	0,40	0,37	0,50	0,23	0,49	0,44	0,46	0,48	0,21	0,44	0,25	0,48
Yb	1,42	2,27	1,72	2,97	1,41	3,42	2,58	2,78	3,03	1,45	3,31	1,42	2,85
Lu	0,23	0,38	0,32	0,58	0,24	0,63	0,49	0,49	0,57	0,26	0,62	0,22	0,49
Hf	0,99	2,19	1,58	3,34	2,61	2,96	3,22	2,94	2,61	1,36	2,61	1,35	1,78
Ta	0,51	1,15	0,60	1,91	0,76	2,05	1,53	1,42	1,67	1,08	1,99	1,14	1,83
Re	21,11	21,10	22,23	20,48	21,18	20,84	21,75	21,54	22,53	22,02	21,64	23,48	23,76
Pb	3,04	2,56	12,32	6,59	5,91	42,05	14,15	4,47	15,70	21,59	26,38	121,25	59,60
Th	3,61	13,13	7,27	11,84	4,52	10,95	10,14	9,57	12,51	8,10	15,88	9,06	18,92
U	0,83	3,64	1,55	2,92	1,39	2,33	2,53	2,46	2,75	1,99	2,97	2,99	6,81
Th/Sc	0,25	0,72	0,42	0,59	0,43	0,47	0,54	0,54	0,64	0,60	0,66	1,17	0,82
La/Th	3,92	2,81	3,68	3,82	5,38	3,08	3,41	3,56	3,21	2,82	2,85	2,65	2,63
Summe SEE	79,53	185,84	134,85	224,23	118,85	179,71	173,36	173,03	209,68	96,37	225,71	127,46	248,42
Eu*	3,71	7,20	5,39	8,36	4,13	6,75	5,80	5,50	7,21	2,89	8,09	5,03	8,03
Eu/Eu*	0,92	0,64	0,83	0,69	0,73	0,56	0,59	0,52	0,56	0,68	0,43	0,66	0,72
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	2,31	2,80	2,71	2,05	2,07	1,57	1,86	1,60	2,05	1,59	2,18	3,22	2,47

## Fortsetzung Tabelle IV

## Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Probe	IB 4-97	IB 5-97	P 8-11	P 8-15	P 8-18	P 8-24	P 8-27	PAZ1-9	P Z1-5	P Z1-9	P Z2-7	P Z3-2	P Z3-6
Sc	21,82	7,99	11,96	9,34	16,01	5,42	8,33	14,87	6,31	5,44	6,42	3,10	15,38
Ni	54,03	160,02	33,77	20,77	48,26	12,96	21,37	44,58	16,36	14,99	19,54	7,11	39,90
Y	25,54	12,48	21,12	15,91	23,97	9,63	13,99	21,90	9,76	10,18	11,57	7,16	27,25
Zr	138,01	97,81	159,18	97,39	141,90	48,16	56,69	89,14	45,75	33,89	47,34	41,90	168,64
Nb	14,62	15,30	13,82	11,48	10,32	5,57	8,61	16,47	6,37	5,68	5,84	3,95	22,02
La	53,12	25,96	26,25	34,94	33,88	18,67	26,88	30,29	20,01	18,70	20,89	12,19	43,19
Ce	118,63	57,83	55,37	76,13	72,30	39,60	56,83	65,90	41,78	40,66	42,74	25,18	94,69
Pr	12,35	5,93	6,15	8,16	8,18	4,42	6,29	7,48	4,44	4,38	4,69	2,72	10,74
Nd	44,09	19,97	22,46	28,81	29,62	15,60	22,87	30,82	16,01	16,23	17,10	10,10	39,33
Sm	7,90	3,94	4,39	5,14	5,26	3,12	4,41	5,84	2,98	3,20	2,97	1,99	8,06
Eu	1,76	1,28	1,01	1,19	1,09	0,72	0,97	1,33	0,70	0,71	0,74	0,82	1,43
Gd	8,39	4,47	4,71	4,65	5,05	2,75	3,82	5,18	2,82	2,73	2,76	1,78	7,14
Tb	0,80	0,48	0,69	0,55	0,69	0,33	0,48	0,73	0,36	0,33	0,36	0,24	0,95
Dy	4,18	2,24	3,94	2,93	4,18	1,74	2,65	4,13	1,92	1,86	2,09	1,29	5,32
Ho	0,86	0,46	0,75	0,57	0,85	0,35	0,49	0,82	0,36	0,37	0,43	0,25	0,98
Er	2,76	1,36	2,17	1,77	2,56	1,01	1,52	2,43	1,02	1,06	1,30	0,76	2,87
Tm	0,42	0,20	0,33	0,25	0,39	0,15	0,22	0,35	0,16	0,16	0,20	0,12	0,43
Yb	2,56	1,29	2,13	1,66	2,49	0,89	1,44	2,15	0,97	0,95	1,25	0,67	2,72
Lu	0,45	0,19	0,33	0,28	0,42	0,15	0,22	0,34	0,16	0,15	0,19	0,11	0,43
Hf	2,03	1,46	2,24	1,13	1,98	0,65	0,67	0,85	0,54	0,37	0,49	0,61	2,45
Ta	1,72	1,35	0,73	0,56	0,58	0,28	0,55	0,39	0,31	0,33	0,27	0,21	1,38
Re	23,88	22,40	21,05	21,32	21,44	21,14	21,25	21,04	21,66	21,57	21,52	21,12	21,29
Pb	11,37	7,61	7,52	6,55	8,11	4,03	39,86	21,79	11,32	9,29	7,01	2,03	17,02
Th	17,37	9,12	10,32	10,95	12,73	6,84	11,39	10,62	7,04	6,21	7,81	4,47	17,19
U	5,59	3,60	3,41	3,81	3,53	1,78	3,04	3,71	2,62	1,88	2,21	0,96	5,65
Th/Sc	0,80	1,14	0,86	1,17	0,80	1,26	1,37	0,71	0,42	1,14	1,22	1,44	1,12
La/Th	3,06	2,85	2,54	3,19	2,66	2,73	2,36	2,85	2,84	3,01	2,67	2,73	2,51
Summe SEE	258,26	125,60	130,69	167,04	166,96	89,50	129,10	157,79	93,69	91,50	97,71	58,20	218,28
Eu*	8,14	4,20	4,55	4,90	5,15	2,93	4,12	5,51	2,90	2,97	2,87	1,88	7,60
Eu/Eu*	0,65	0,93	0,67	0,72	0,63	0,73	0,70	0,72	0,72	0,71	0,77	1,30	0,56
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	2,70	2,86	1,83	2,31	1,67	2,54	2,19	1,99	2,41	2,38	1,82	2,21	2,17

## Fortsetzung Tabelle IV

## Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Probe	RIB 1-98	SB 1-99	SB 2-99	SB 3-99	SB 4-99	T 1-97	T 2-97	T 4-97	T 7-97	T 9-97	T 11-97	WH 1-98	WH 2-98
ppm													
Sc	12,67	9,97	9,22	10,54	9,21	3,06	20,53	15,12	7,94	17,92	6,53	3,64	6,52
Ni	117,18	236,63	382,65	189,01	430,62	7,88	79,57	113,10	249,92	65,05	359,52	7,97	7,42
Y	22,43	20,65	25,84	18,88	25,92	9,98	31,79	35,87	22,80	33,00	14,75	8,14	8,52
Zr	115,75	121,18	166,50	131,51	176,35	70,77	199,55	215,17	171,18	278,32	78,81	53,79	74,56
Nb	17,24	13,51	10,40	16,02	10,73	7,99	33,20	27,37	16,35	31,81	10,80	3,82	7,41
La	29,17	39,19	26,44	27,14	30,14	18,34	54,99	54,79	49,82	59,62	28,74	14,45	15,84
Ce	70,03	90,20	57,12	57,88	64,81	41,69	123,29	126,71	110,63	133,79	64,14	29,49	33,30
Pr	8,32	9,85	6,70	6,44	7,29	4,56	13,30	14,38	12,37	14,62	6,80	3,47	3,67
Nd	34,57	38,23	29,14	25,24	31,64	16,49	46,80	51,94	46,69	51,95	24,88	13,18	13,72
Sm	6,73	6,14	6,42	4,41	6,21	2,90	8,20	10,02	8,61	9,63	4,31	2,50	2,62
Eu	1,30	2,07	1,29	0,94	1,19	0,63	1,96	2,33	1,94	2,36	1,18	0,75	0,73
Gd	6,06	5,33	6,49	4,47	6,38	3,56	9,64	11,76	10,11	10,97	5,12	2,34	2,46
Tb	0,81	0,68	0,91	0,62	0,91	0,40	1,10	1,31	1,15	1,25	0,58	0,32	0,28
Dy	4,36	3,95	5,21	3,57	4,97	2,00	5,91	6,82	5,66	6,42	2,87	1,64	1,57
Ho	0,83	0,74	0,94	0,69	0,92	0,38	1,14	1,29	0,97	1,24	0,57	0,31	0,31
Er	2,36	2,05	2,45	1,92	2,47	1,02	3,23	3,76	2,54	3,59	1,51	0,79	0,90
Tm	0,35	0,33	0,38	0,30	0,37	0,16	0,45	0,48	0,30	0,50	0,22	0,13	0,14
Yb	2,15	1,93	2,35	1,95	2,55	0,89	2,85	2,95	1,86	3,19	1,26	0,72	0,86
Lu	0,32	0,29	0,35	0,29	0,37	0,14	0,46	0,50	0,29	0,56	0,24	0,12	0,13
Hf	1,67	1,73	2,46	1,91	2,57	1,03	2,50	2,78	2,19	3,36	1,08	0,78	1,14
Ta	1,27	1,08	0,71	1,19	0,80	1,16	5,21	4,46	2,64	5,31	1,68	0,33	0,55
Re	20,79	21,73	21,32	21,44	20,56	22,47	23,79	23,76	23,28	23,44	22,88	20,63	20,83
Pb	16,38	11,08	9,46	11,87	8,52	6,60	15,65	12,19	7,83	6,06	6,36	7,88	5,08
Th	7,78	7,09	8,24	7,97	9,05	4,95	16,55	16,32	8,17	16,94	5,32	4,77	6,82
U	1,92	1,45	2,00	1,93	2,34	0,82	3,85	3,74	2,01	4,58	1,32	0,89	1,48
Th/Sc	0,61	0,71	0,89	0,76	0,98	1,62	0,81	1,08	1,03	0,94	0,81	1,31	1,05
La/Th	3,75	5,53	3,21	3,41	3,33	3,71	3,32	3,36	6,10	3,52	5,40	3,03	2,32
Summe SEE	167,36	200,99	146,18	135,86	160,24	93,16	273,32	289,03	252,95	299,69	142,41	70,21	76,53
Eu*	6,39	5,74	6,46	4,44	6,30	3,23	8,92	10,89	9,36	10,30	4,72	2,42	2,54
Eu/Eu*	0,61	1,07	0,60	0,64	0,57	0,60	0,67	0,65	0,63	0,69	0,76	0,93	0,85
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	2,33	2,28	2,28	1,90	2,06	3,30	2,79	3,29	4,48	2,84	3,35	2,67	2,35

## Fortsetzung Tabelle IV

## Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Probe	WH 3-98	WH 4-98	WH 5-98	WH 6-98	WH 7-98	WH 8-98	WIT 1-97	WIT 2-97	WIT 5-97	WIT 8-97	WK 1-97	WK 2-97	WK 3-97
ppm													
Sc	3,52	10,50	11,06	8,52	7,05	12,90	7,93	19,69	7,46	16,79	20,77	18,18	22,11
Ni	5,77	13,03	14,27	23,86	14,96	13,02	264,47	47,05	204,33	42,29	36,91	57,60	41,94
Y	4,80	19,47	14,48	9,44	9,74	16,13	13,57	32,40	15,47	28,80	30,63	31,34	24,57
Zr	45,08	114,74	105,41	72,95	69,79	195,18	87,25	172,96	85,23	203,92	155,84	108,20	168,69
Nb	3,86	14,71	20,35	12,97	10,04	20,38	13,56	27,23	9,47	28,54	20,07	13,39	20,70
La	10,43	21,80	25,84	21,33	19,12	34,20	26,00	46,73	22,03	41,99	36,17	39,22	36,55
Ce	22,23	48,71	54,50	44,05	40,88	71,95	58,07	108,32	49,10	93,34	85,68	84,06	84,70
Pr	2,42	5,73	6,09	4,83	4,61	8,00	6,33	12,00	5,60	10,38	9,20	9,60	8,94
Nd	9,17	22,14	22,04	17,86	17,18	30,17	22,80	42,10	20,03	37,81	34,94	35,99	31,66
Sm	1,76	4,67	4,18	3,26	3,25	5,20	4,26	8,49	4,10	7,12	6,89	7,00	5,49
Eu	1,07	1,13	1,00	0,79	0,78	1,05	1,00	1,97	1,16	1,69	1,65	1,69	1,28
Gd	1,73	4,74	3,72	2,67	2,81	4,52	4,82	9,19	5,03	8,67	8,60	7,99	6,61
Tb	0,20	0,69	0,50	0,34	0,33	0,55	0,51	1,12	0,57	1,00	0,96	1,03	0,79
Dy	0,93	3,88	2,72	1,84	1,82	2,99	2,72	6,04	2,87	5,28	5,46	5,14	4,31
Ho	0,19	0,69	0,56	0,37	0,35	0,58	0,46	1,15	0,55	1,00	1,09	1,12	0,95
Er	0,52	1,85	1,54	1,13	1,01	1,80	1,40	3,13	1,47	2,78	3,20	3,07	2,84
Tm	0,08	0,27	0,24	0,17	0,16	0,29	0,20	0,47	0,22	0,39	0,52	0,46	0,42
Yb	0,56	1,65	1,44	1,04	0,98	1,88	1,23	2,66	1,26	2,43	2,96	2,46	2,54
Lu	0,09	0,24	0,22	0,16	0,14	0,29	0,20	0,44	0,19	0,40	0,49	0,43	0,44
Hf	0,70	1,61	1,53	1,08	1,01	2,70	1,32	2,34	1,17	2,63	2,36	1,66	2,28
Ta	0,38	1,21	1,67	1,14	0,93	1,76	1,83	3,00	1,25	4,95	2,68	1,73	2,70
Re	20,54	21,08	21,12	21,91	20,89	20,82	23,53	23,72	23,39	23,38	24,76	24,90	23,85
Pb	5,74	5,96	9,10	7,11	5,93	6,34	10,93	27,30	15,13	22,45	23,74	105,61	30,42
Th	4,34	9,59	9,85	7,52	6,92	14,06	9,64	16,52	7,85	15,39	13,40	11,13	14,12
U	0,90	4,11	2,13	1,43	1,32	4,05	2,67	6,19	2,57	5,31	4,06	11,11	4,37
Th/Sc	1,23	0,91	0,89	0,88	0,98	1,09	1,22	0,84	1,05	0,92	0,65	0,61	0,64
La/Th	2,40	2,27	2,62	2,84	2,76	2,43	2,70	2,83	2,80	2,73	2,70	3,52	2,59
Summe SEE	51,40	118,18	124,59	99,83	93,42	163,47	130,01	243,80	114,19	214,27	197,81	199,27	187,52
Eu*	1,75	4,70	3,95	2,96	3,03	4,86	4,54	8,84	4,57	7,90	7,74	7,49	6,05
Eu/Eu*	1,84	0,72	0,75	0,79	0,77	0,64	0,67	0,67	0,78	0,65	0,65	0,69	0,64
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	2,56	2,38	2,13	2,12	2,36	1,98	3,23	2,85	3,29	2,95	2,40	2,68	2,15

## Fortsetzung Tabelle IV

## Ergebnisse der geochemischen Untersuchungen

Probe	WK 5-97	WK 6-97	WK 7-97	WK 8-97	WK 9-97	WK 10-97	WK 11-97	WK 12-97	WK 13-97	WUP 1-98	WUP 2-98	WUP 3-98	WUP 4-98
ppm													
Sc	16,84	18,57	9,09	18,45	12,41	10,16	4,72	14,82	18,62	8,56	10,21	13,16	18,36
Ni	39,38	30,04	35,20	38,37	66,14	42,76	54,06	82,89	76,29	20,43	23,97	31,84	48,76
Y	30,53	38,13	23,50	34,06	25,37	23,55	4,85	19,31	24,37	14,20	21,49	22,73	27,34
Zr	167,84	228,73	184,31	182,96	198,42	209,78	44,54	78,57	130,13	77,00	46,38	188,33	202,77
Nb	16,08	34,27	21,05	33,58	20,81	18,86	6,84	15,09	22,36	8,19	7,33	17,59	23,62
La	31,08	63,05	38,94	53,70	35,18	36,64	6,96	29,25	40,58	23,78	32,21	32,46	35,07
Ce	69,24	144,78	88,75	122,41	81,63	80,20	15,20	58,13	85,75	50,71	67,91	69,26	77,25
Pr	8,11	15,14	9,77	13,37	9,17	8,99	1,57	6,40	9,49	5,64	7,92	7,96	9,00
Nd	29,51	51,23	35,65	45,40	32,74	32,40	5,74	23,39	33,40	21,87	31,14	31,33	34,58
Sm	6,35	9,49	6,47	8,41	6,44	6,15	1,04	4,24	6,11	4,10	5,89	5,63	6,64
Eu	1,64	2,08	1,52	1,84	1,48	1,30	0,64	0,99	1,49	1,05	1,18	1,24	1,55
Gd	7,55	11,38	7,86	10,30	7,72	7,08	1,32	4,85	7,00	3,62	5,49	5,30	6,31
Tb	0,96	1,30	0,86	1,18	0,93	0,86	0,16	0,60	0,86	0,48	0,75	0,75	0,87
Dy	5,33	6,53	4,29	6,26	4,87	4,13	0,86	3,20	4,35	2,78	4,21	4,15	5,18
Ho	1,11	1,36	0,84	1,21	0,89	0,85	0,20	0,65	0,85	0,51	0,76	0,80	1,03
Er	3,11	3,80	2,39	3,58	2,49	2,41	0,53	1,89	2,39	1,43	2,16	2,37	2,77
Tm	0,41	0,53	0,34	0,52	0,37	0,35	0,10	0,26	0,37	0,24	0,33	0,35	0,45
Yb	2,47	3,17	2,07	2,91	2,24	2,14	0,50	1,58	2,26	1,41	1,94	2,28	2,75
Lu	0,46	0,55	0,35	0,50	0,39	0,36	0,09	0,26	0,35	0,21	0,31	0,34	0,42
Hf	2,21	3,00	2,45	2,44	2,69	2,85	0,52	0,98	1,73	0,86	0,46	2,62	2,83
Ta	1,99	4,09	2,45	4,56	2,73	2,12	0,81	1,61	2,57	0,39	0,34	1,56	1,81
Re	23,38	22,44	22,82	23,90	22,93	22,89	21,56	23,04	23,15	21,05	21,48	20,89	21,35
Pb	5,53	11,07	8,71	2,83	24,61	19,16	3,26	22,67	18,72	18,21	15,19	15,92	22,35
Th	10,68	20,66	11,23	17,14	11,06	10,74	2,78	9,33	12,73	9,04	12,85	12,42	13,13
U	3,58	4,71	3,79	3,67	3,50	2,52	0,68	2,42	3,03	2,22	4,24	6,27	4,39
Th/Sc	0,63	1,11	1,24	0,93	0,89	1,06	0,59	0,63	0,68	1,06	1,26	0,94	0,71
La/Th	2,91	3,05	3,47	3,13	3,18	3,41	2,51	3,14	3,19	2,63	2,51	2,61	2,67
Summe SEE	167,33	314,38	200,11	271,61	186,54	183,88	34,90	135,69	195,24	117,82	162,20	164,21	183,88
Eu*	6,95	10,43	7,17	9,36	7,08	6,61	1,18	4,55	6,56	3,86	5,69	5,46	6,47
Eu/Eu*	0,72	0,61	0,65	0,60	0,64	0,60	1,66	0,66	0,69	0,81	0,62	0,68	0,72
Gd <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	2,52	2,96	3,13	2,93	2,85	2,73	2,19	2,54	2,56	2,12	2,33	1,92	1,90

## **Lebenslauf**

Ich wurde am 22.11.1966 in Frankfurt am Main geboren. Von 1973 bis 1977 besuchte ich die Grundschule in Bad Soden am Taunus und anschließend die Taunusschule in Königstein, wo ich im Juni 1986 die Allgemeine Hochschulreife erlangte. Meinen Zivildienst leistete ich von September 1986 bis April 1988 beim Rettungsdienst Nordfriesland.

Im Wintersemester 1988 begann ich das Studium der Geologie-Paläontologie an den geologischen Instituten der Georg-August-Universität in Göttingen. Die Diplomarbeit *K-Ar- und Rb-Sr-Altersdatierungen an Cuttings der KTB-Hauptbohrung* und die Diplomkartierung *Mittelproterozoische Magmatite im „Transscandinavian Granite-Porphry-Belt“ NE´des Göttemar Sees, SE-Schweden* wurden von Herrn Prof. Dr. B. T. Hansen und Herrn Dr. H. Ahrendt am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre betreut. Am 28.10.1994 schloß ich das Studium der Geologie mit der Diplomprüfung ab.

Von 1995 bis 1997 arbeitete ich als Dipl.-Geologe in einem Ingenieurbüro an Gefährdungsabschätzungen, Baugrunduntersuchungen und Projektierungen.

Im April 1997 begann ich am Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre mit der vorliegenden Dissertation.