

1. Einleitung

1.1 Geologie des Arbeitsgebietes

Das Ruhlaer Kristallin (RK) liegt im nordwestlichen Teil des Thüringer Waldes. Es ist Bestandteil der NE-SW-streichenden, variszisch angelegten Mitteldeutschen Kristallinzone (MDKZ). Diese ist ca. 400 km lang, etwa 60 km breit und von SW nach NE in folgenden Gebieten aufgeschlossen: nördliche Vogesen, Pfälzer Wald, Bergsträßer und Böllsteiner Odenwald, kristalliner Vorspessart, Thüringer Wald und Kyffhäuser Gebirge (Abb. 1.1). Auch nahe der Ortschaften Volkach, Pretzsch-Prettin, Delitzsch und Dessau wurden Gesteine der MDKZ durchteuft (BEHR 1966; GOTTESMANN 1972; RÖLLIG et al. 1990; SEIDEL 1995) sowie in Xenolithen von Rhön-Basalten nachgewiesen (FRANZ et al. 1998). Bezüglich der klassischen Unterteilung der zentraleuropäischen Varisziden in Rhenoherynikum, Saxothuringikum und Moldanubikum nach KOSSMAT (1927) bildet die MDKZ zusammen mit der benachbarten Nördlichen Phyllitzone die nordwestliche Grenze des Saxothuringikums. Zahlreiche Autoren sahen die MDKZ als das zerscherte Basement des saxothuringischen Terranes, das im Unterdevon/Oberkarbon durch eine A-type Subduktion des rhenoherynischen Terranes (Eastern Avalonia) unter das saxothuringische Terrane entstand (in FRANKE 1989; FRANKE & ONCKEN 1990; MATTE 1991, BERTHELSEN 1992). Nach ONCKEN (1988) fand dieser Prozeß in einem generell NW-gerichteten kompressionalen Spannungsfeld statt.

Petrologische, geochemische und geochronologische Arbeiten zeigen, daß verschiedene Einheiten in der MDKZ unterschiedliche Entwicklungen durchlaufen haben (OKRUSCH 1995). Nach ZEH (1996) und ONCKEN (1997) sowie HANSCH & ZEH (2000) läßt sich die MDKZ in zwei grundlegend verschiedene tektonometamorphe Basamenteinheiten untergliedern.

Gesteine der Gruppe I sind z.B. im südlichen Bergsträßer Odenwald und in der Brotterode-Formation sowie dem Zentralen Kristallin im RK aufgeschlossen. Es handelt sich um Metapsammite, Metapelite, Metabasite und Orthogneise silurisch-frühdevonischen Alters, seltener auch um Marmore. Für die Orthogneise und für den überwiegenden Teil der Metabasite wurde eine Inselbogensignatur nachgewiesen (DOMBROWSKI et al. 1995; OKRUSCH et al. 1995; ANTHES 1998; HANSCH & ZEH 2000). Die Gesteine wurden vorwiegend unter Bedingungen der höheren Amphibolitfazies (4-7kbar; 650-750°C) überprägt (MATTHES et al. 1972; OKRUSCH 1995; ZEH 1995, 1996). U/Pb-Zirkondaten belegen den Metamorphosehöhepunkt im Bergsträßer Odenwald bei 340-330 Ma (TODT et al. 1995). Die Gesteine der Gruppe I werden im Viséan bis Namurian von spätsyn- bis postkinematischen Graniten und Dioriten mit Inselbogencharakter und synkollisionaler Signatur intrudiert (BRÄTZ et al. 1996; REISCHMANN & ANTHES 1996; ANTHES & REISCHMANN 1996; RÖBER et al. 1998; ANTHES 1998). Metamorphe und magmatische Hornblenden und Glimmer aus unterschiedlichen Gesteinen der Gruppe I belegen, daß die Abkühlung der Gesteine unmittelbar im Anschluß an den Metamorphosehöhepunkt zwischen 335-320 Ma

erfolgte (KREUZER & HARRE 1975; LIPPOLT 1986; KIRSCH et al. 1988; NASIR et al. 1991; DOMBROWSKI et al. 1995; NEUROTH 1997; ZEH et al. 1998, 2000).

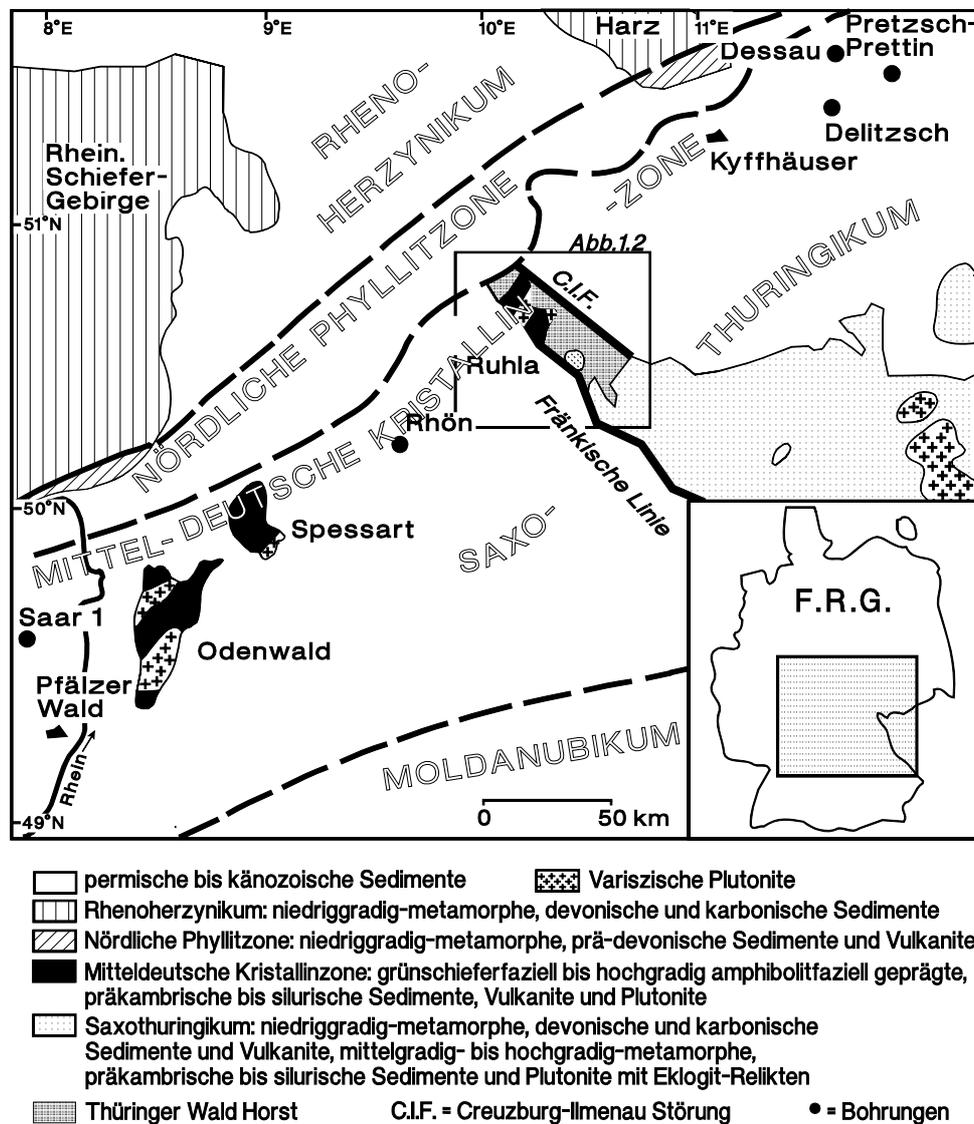


Abb. 1.1: Überblick über die zonale Gliederung der Varisziden in Mitteleuropa (modifiziert nach ZEH 1996).

Gesteine der Gruppe II sind in der Truse- und Ruhlaer Formation des RK sowie in der Mömbris- und Geiselbach-Formation im Spessart aufgeschlossen. Die genannten Einheiten bestehen hauptsächlich aus Metapsammiten, Metapeliten und Quarziten sowie eingeschalteten Metabasiten, die eine MORB-Signatur aufweisen (HANSCH & ZEH 2000). Im Gegensatz zu Gruppe I sind die Gesteine der Gruppe II nicht mit magmatischen Gesteinen spätkarbonischen Alters assoziiert. Sie erfuhren eine Barrow-type metamorphe Überprägung (5-7 kbar; 550-630°C). Bislang liegen keine Altersdaten vor, die Auskunft über den Zeitpunkt des Metamorphosehöhepunktes liefern. Ar/Ar- und K/Ar-Abkühlalter von Hornblenden und Glimmern des Spessarts zeigen lediglich an, daß die Gesteine der Gruppe II zwischen 330 und 320 Ma unter 300°C abkühlten (LIPPOLT 1986; NASIR et al. 1991; DOMBROWSKI et al. 1995). Im

Gegensatz dazu belegen Ar/Ar-Daten von Glimmern des RK eine deutlich spätere Abkühlung zwischen 311 und 290 Ma (ZEH et al. 1998, 2000). Diese sind das Resultat einer komplexen Horst-Becken-Entwicklung während des späten Karbons/frühen Perms, die durch transtensive Bewegungen entlang der Fränkischen Linie gesteuert wurde.

Die meisten der Grundgebirgseinheiten der MDKZ lassen sich diesen zwei Gruppen zuordnen. Eine Ausnahme ist der Frankenstein Gabbro im nördlichen Bergsträßer Odenwald. Für ihn wurde eine Inselbogensignatur sowie ein Intrusionsalter und Abkühlalter um 360 Ma nachgewiesen (KREUZER & HARRE 1975; KIRSCH et al. 1988; KREHER 1994). Das Rahmengestein wurde bereits vor der Intrusion bei Temperaturen um 550°C und Drücken von 2-3 kbar metamorphisiert (WILLNER et al. 1991). Auf Grund des U/Pb-Zirkonalters bei 380 Ma (TODT et al. 1995) für ein Metasediment aus dem Böllsteiner Odenwald erscheint eine prä-Viséan Metamorphose auch dort möglich.

Im Bereich des RK wird die MDKZ von einer NW-SE-streichenden, variszisch bis rezent aktiven Störungszone, der Fränkischen Linie i.w.S., durchschnitten (Abb. 1.1). Dextrale Bewegungen entlang dieser Zone steuerten im späten Karbon und frühen Perm die Exhumierung variszischer Grundgebirgseinheiten im Bereich des Thüringer Waldes und führten nahezu gleichzeitig zur Bildung von kleinräumigen Molassebecken (ANDREAS 1988; LÜTZNER 1988; ZEH 1996; ZEH et al. 2000). Im Zusammenhang mit der alpidischen Kollision in der späten Kreide wurden die NW-SE-streichenden Strukturen erneut aktiviert und das RK gemeinsam mit den umgebenden Molassebecken (Oberhofer und Eisenacher Becken) als Bestandteil des Thüringer Wald-Horstes herausgehoben (THOMSON & ZEH 2000).

Die starke Beeinflussung der NE-SW-gerichteten, variszisch angelegten Strukturen durch spät- bis postvariszische Lateralbewegungen entlang der Fränkischen Linie sind die Ursache für den komplexen inneren Bau des RK. Dieser wird charakterisiert durch das enge Nebeneinander verschiedener strukturell-metamorpher Ortho- und Paragneis-Einheiten, die von einer großen Zahl spätsyn- bis postdeformativer Granite und Diorite sowie von basischen und sauren Gängen durchschnitten wird. Bereits im Ergebnis der Erstkartierung (ZIMMERMANN 1930) wurde das RK in seine vier wesentlichen Einheiten untergliedert, die von KOCH (1940) umfassend petrographisch bearbeitet wurden. Seit dieser Zeit erfolgten weitere umfangreiche Arbeiten zur lithostratigraphischen Gliederung, zur Geochemie der Magmatite und Gneise sowie zur strukturell-metamorphen Entwicklung (z.B. NEUMANN 1971, 1972, 1974; WERNER 1974; HIRSCHMANN & OKRUSCH 1988; WUNDERLICH 1989; ESTRADA 1989; ESTRADA et al. 1992; ZEH 1995, 1996; ZEH et al. 1997, 2000).

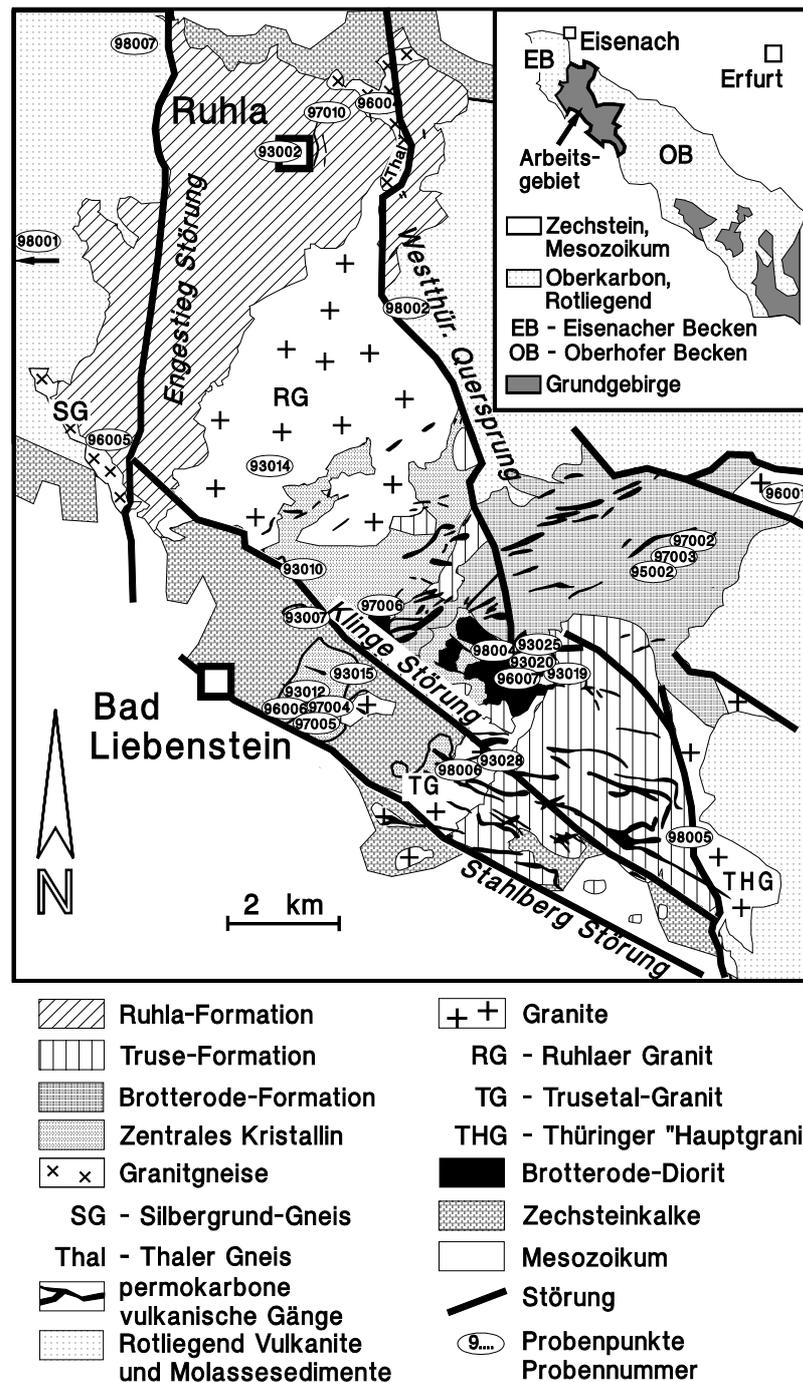


Abb. 1.2: Geologische Karte des Ruhlaer Kristallins (modifiziert nach ZEH 1996). Inset zeigt die Lage des Ruhlaer Kristallins im Bereich des Thüringer Wald-Horstes.

Das RK wird von ZEH (1996) in vier Einheiten unterteilt (Abb. 1.2):

- Truse-Formation (amphibolitische Metapelite, Quarzite und Amphibolite) im Südosten,
- Ruhlaer Formation (grünschieferfaziell überprägte amphibolitfazielle Metapelite, Quarzite, Amphibolite und Orthogneise) im Westen,
- Brotterode-Formation (migmatitische Gneise, Amphibolite, Hornblendegneise, Metapelite) im Nordosten, und
- Zentrales Kristallin (migmatitische Gneise, Amphibolite und Orthogneise),

die während der variszischen Orogenese ihre strukturell-metamorphe Prägung erhielten und von spät-syn- bis postkinematischen Graniten wie dem Thüringer Hauptgranit, dem Trusetal-Granit, dem Ruhlaer Granit, dem Katzenstein-Granit sowie dem Brotterode-Diorit intrudiert wurden. Sowohl die regionalmetamorphen Einheiten als auch der Thüringer Hauptgranit, der Trusetal-Granit, der Brotterode-Diorit und in kleinerem Umfang der Ruhlaer Granit werden von subvulkanischen Gängen (Kersantite, Dolerite, Granitporphyre) permokarbonischen Alters zumeist in NW-SE Richtung durchschnitten.

Wichtige Strukturelemente im RK sind der Westthüringer Quersprung (v. SEIDLITZ 1928) und die Engestieg-Störung (NEUMANN 1972), die das Kristallin in NNW-SSE-streichender Richtung durchsetzen. Diese spät-variszisch angelegten Störungen teilen das RK in drei Segmente, die nach dem bisherigen Kenntnisstand eine unterschiedliche Abkühlungs-, Heraushebungs- und Sedimentationsgeschichte aufweisen (ZEH et al. 2000; THOMSON & ZEH 2000). Die Abgrenzung der drei Segmente ist nicht identisch mit der für die vier regionalmetamorph geprägten Einheiten. Während das Segment östlich des Westthüringer Quersprungs von Sedimenten der Georgenthal-Formation (Stefanian C) direkt überdeckt wird, wird das Segment westlich der Engestieg-Störung von Vulkaniten der Ilmenau-Formation (Autunian) im Süden bzw. von Sedimenten der Eisenach-Formation (Saxonian) im Norden überlagert. Demgegenüber setzt die sedimentäre Bedeckung des zentralen Segmentes erst mit dem Kupferschiefer (Zechstein), lokal auch erst mit dem Buntsandstein ein.

1.2 Bearbeitungsstand

1.2.1 Tektonometamorphe Entwicklung

ZIMMERMANN (1930) erkannte schon bei der Erstkartierung, daß im RK unterschiedlich strukturell-metamorphe Einheiten aufgeschlossen sind. Neben einer ausführlichen petrographischen Untersuchung unterteilte KOCH (1940) das RK in drei mineralfazielle Stockwerke: die obere Serizit-Chlorit-Zone umfaßt die Ruhlaer Formation und die sogenannten Rennweg-Phyllite; die Truse-Formation und Teile des Zentralen Kristallins bezeichnete er als Biotit-Muscovit-Altbestandszone; das migmatitische Stockwerk beinhaltet das Liebensteiner- und das Brotteröder Migmatitgebiet. Im Liebensteiner Migmatitgebiet unterscheidet er zwischen einem Verbreitungsgebiet der Orthogneise, in dem die Migmatisation isochemisch ablief, und einem Verbreitungsgebiet der Hornfelsgneise, in dem die Intrusion des Trusetal-Granits eine K-Zufuhr verursachte. Eine Karte über die Verteilung der fazieskritischen Minerale Sillimanit, Disthen und Staurolith im RK, die auf eine prograde Zunahme der Metamorphose zum Kristallinzentrum hinweist, wurde von NEUMANN (1971) erstellt. Diese soll das Resultat einer anormalen thermischen Aufheizung im Kernbereich des RK sein wobei es da zur Migmatisierung und Granitisierung ehemals sedimentärer Ablagerungen gekommen sein soll. Eine erste P-T-Abschätzung mittels kritischer Mineralgleichgewichte und -reaktionen wurde von WERNER (1974) durchgeführt, wobei er sich mit der Interpretation seiner P-T-Daten sehr stark an dem transformistischen Modell sowie der

damals vorherrschenden Meinung über den geologischen Bau des RK (KOCH 1940; NEUMANN 1971) orientierte. Nach WERNER (1974) wurden im SE-Teil des RK (Truse-Formation) Temperaturen $<600^{\circ}\text{C}$ und ein Maximaldruck von 5.5 kbar erreicht. WUNDERLICH (1989) ordnet die lokal unterschiedlichen kritischen Mineralparagenesen und Strukturen mindestens 5 deformativen Hauptereignissen zu und weist darauf hin, daß die gesamte tektonometamorphe Entwicklung im RK möglicherweise das Ergebnis eines einzigen orogenen Zyklus ist. In der Arbeit von ESTRADA et al. (1992) ist dementsprechend ein P-T-D-Pfad dargestellt.

Im Rahmen der Dissertation von ZEH (1995) wurden sehr detaillierte Vorstellungen über den relativen zeitlichen Verlauf der strukturell-metamorphen Entwicklung im RK erarbeitet. Die von ZEH (1995, 1996) abgeleiteten P-T-Pfade weisen darauf hin, daß die Truse- und die Ruhlaer Formation einerseits sowie die Brotterode-Formation und das Zentrale Kristallin andererseits bis zu einem bestimmten Stadium der variszischen Orogenese eine separate Entwicklung durchlaufen haben. Die Sedimente der Truse- und der Ruhlaer Formation unterlagen einer Barrow-typen Metamorphose-Entwicklung mit maximaler Versenkungstiefe von 40 km und Temperaturen um 630°C . Dagegen wurden die Brotterode-Formation und das Zentrale Kristallin von einem Niedrigdruck-Hochtemperatur-Ereignis geprägt, mit Versenkungstiefen von 15-20 km und Temperaturen um 700°C . ZEH (1996) vermutet, daß die Migmatisierung im Zentralen Kristallin zweiphasig oder über einen langen Zeitraum erfolgt sein muß. Thermo-barometrische Untersuchungen am kontaktmetamorphen Nebengestein weisen darauf hin, daß die Intrusion des Trusetal-Granits in ein Tieffenniveau zwischen 9 und 12 km erfolgte, die des Ruhlaer Granits dagegen nur zwischen 6 und 9 km. Setzt man eine gemeinsame Hebungsgeschichte der Granite und ihrer Rahmengesteine voraus, deutet dies auf eine spätere Intrusion des Ruhlaer Granits hin (ZEH 1996).

Für die strukturelle Entwicklung im RK ergeben sich nach ZEH (1996) drei wesentliche Stadien:

- D1-D2 bezeichnet eine erste kompressive Etappe, die in der Truse- und Ruhlaer Formation mit Subduktion, beginnender Heraushebung und NW-gerichteter Deckenstapelung verbunden ist.
- D3-D4 ist gekennzeichnet durch Extension und Magmatismus und kann mit ersten lateralen Bewegungen entlang der Fränkischen Linie korreliert werden.
- D5 ist markiert durch eine intensive Zerblockung, differentielle Hebungs- und Senkungs-Bewegungen, Molasse-Sedimentation und Vulkanismus sowie lateralen Bewegungen.

Die domartige Herauswölbung des Steinbacher Augengneises, der das strukturell Liegende des Zentralen Kristallins darstellt, steht nach ZEH (1996) und OKRUSCH et al. (1995) nicht in Zusammenhang mit der silurischen Intrusion. Sie fand während der mit orogenen Dekompressionen verbundenen Deformationsphase D3 statt (ZEH 1996).

1.2.2 Geochronologie

Für das RK lag bisher nur eine sehr begrenzte Anzahl geochronologischer Daten vor (LÄCHELT 1970; NEUMANN 1974; WERNER 1974; HAAKE 1972; WUNDERLICH 1995, HENNEBERG 1995). Bei den älteren Datierungen handelt es sich meist um K/Ar-Mineralalter (Biotit, Hornblende, Orthoklas), die jedoch mit großen analytischen Fehlern behaftet sind oder für die diesbezügliche Angaben fehlen, was eine sinnvolle geologische Deutung erschwert. Das Alter des Trusetal-Granits wird mit 470 ± 25 Ma, des Brotterode-Diorits mit 340 ± 30 Ma, des Ruhlaer Granits mit 310 ± 5 Ma und des Dorngehege-Gneises mit 340 ± 20 Ma angegeben (NEUMANN 1974). Sehr unterschiedliche Alter liegen für den Katzenstein-Granit vor (376 Ma: LÄCHELT 1970; 334 Ma: WERNER 1974; 327 Ma: NEUMANN 1974). In ZEH (1996) veröffentlichte Daten geben das K/Ar-Alter des Dorngehege-Gneises mit 339 ± 15 Ma an, das des Ruhlaer Granits mit 318 ± 15 und 307 ± 15 Ma. Die Hornblenden in einem Amphibolgneis aus dem Zentralen Kristallin sind von WERNER (1974) mit 355 und 361 Ma datiert worden, Biotite daraus ergeben nach NEUMANN (1974) ein Abkühlalter bei 300 ± 20 Ma.

Neuere geochronologische Arbeiten erbrachten Altersdaten, die besser in das Gesamtbild über den Ablauf der verschiedenen geologischen Ereignisse im RK passen. Die als Intrusionsalter gewerteten $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ -Zirkonalter aus dem Zentralen Kristallin liegen nach HENNEBERG et al. (1995) zwischen 380 und 450 Ma mit einem deutlichen Schwerpunkt um 400 Ma. Der Trusetal-Granit ergab unterschiedliche Zirkonalter zwischen 299 ± 16 und 412 ± 20 Ma, ein Zirkon aus dem Brotterode-Diorit lieferte ein Alter bei 375 ± 14 Ma, einer aus dem Ruhlaer Granit ergab 293 ± 14 Ma. Damit ist eine Zeit datiert, in der in den Gehrener Schichten -wenige Kilometer südöstlich vom RK- bereits andesitischer Vulkanismus stattgefunden hat (Ar/Ar-Biotit: 299 ± 5 bzw. 294 ± 2 Ma; LIPPOLT et al. 1994). Für den Thüringer Hauptgranit wurde ein Abkühlalter von 336 ± 4 Ma (GOLL 1996; ZEH et al. 1997) ermittelt was nahezu identisch ist mit dem der Brotterode-Formation (335 ± 3 , 323 ± 3 Ma; ZEH et al. 1997).

Datierungen an Biotiten aus dem Kontakthof des Trusetal-Granits und des Ruhlaer Granits ergaben ein Ar/Ar-Abkühlalter von jeweils 293 ± 5 Ma und 288 ± 3 Ma (ZEH et al. 2000). Einen Hinweis dafür, daß die Intrusion der Granite in einen auf ca. 350°C abgekühlten metamorphen Rahmen erfolgte, gibt das Ar/Ar-Alter von 311 ± 3 Ma (ZEH et al. 2000), das an einem Muskovit-Konzentrat aus einem granitfernen Gneis der Truse Formation ermittelt wurde. Auflagernde Zechstein-Riffkalke belegen, daß der Trusetal-Granit und der Ruhlaer Granit spätestens bis zum Beginn der Zechstein-Sedimentation vor 256 Ma (Zeittafel: HARLAND et al. 1989) exhumiert wurden.

Eine umfassende geochronologische und isotopengeochemische Bearbeitung von Gesteinen der MDKZ erfolgte durch die Arbeit von ANTHES (1998). Die radiometrischen Alter variieren vom unteren Ordovizium bis zum Ende des Oberkarbons und spiegeln fünf magmatische Phasen (~ 489 Ma, ~ 433 Ma, ~ 369 Ma, ~ 335 - 325 Ma und ~ 302 Ma) wider. Die Datierungsergebnisse früherer Arbeiten stimmen mit die-

sem Altersspektrum meist recht gut überein (u.a. LIPPOLT 1986; ALTENBERGER & BESCH 1993; DOMBROWSKI et al. 1995; HESS et al. 1995; ANTHES & REISCHMANN 1996, 1997).

1.2.3 Geochemie

Eine ausführliche geochemische Bearbeitung von Gesteinen aus dem RK wurde erstmals von WERNER (1964, 1974, 1979) durchgeführt. Er orientierte sich mit der Interpretation seiner Analysendaten sehr stark an den geologischen Vorstellungen und lithostratigraphischen Einordnungen von NEUMANN (1964, 1971, 1972, 1974). Im Gegensatz zum Heßles- und Liebensteiner Gneis, für die WERNER (1974) ein Grauwackenedukt annimmt, soll der Schmalwasserstein-Gneis aus einer arkoseartigen Grauwacke hervorgegangen sein oder sich durch Kalium-Zufuhr aus dem Heßles-Gneis entwickelt haben. Bei einer derartigen Kalium-Metasomatose könnte nach WERNER (1974) der Dorngehege-Gneis als Quelle gedient haben. Auch für den Trusetaler Wasserfall-Gneis und den Höhnberg-Gneis sieht WERNER (1974) durch die massiven Kalifeldspatblasten Anzeichen für eine Kalium-metasomatische Überprägung, setzt sie aber mit der spätvariszischen, allochemen in-situ Anatexis des Trusetal-Granits in Zusammenhang. Stoffliche Verschiebungen am Kontakt zum Ruhlaer Granit sind seiner Meinung nach verantwortlich dafür gewesen, daß sich aus dem Liebensteiner Gneis und Teilen des Dorngehege-Gneises der Steinbacher Augengneis entwickelt hat. Pelite und Psammite mit hohen Al- und B-Gehalten sollen die Edukte der Metasedimente im Bereich der Ruhlaer Serie sein. Durch eine in-situ Anatexis unter Kalium-Zufuhr soll sich der Trusetal-Granit aus den Metapeliten der Folge T1 gebildet haben. Die Metabasite der Folge R1 sind nach WERNER (1974) effusive Produkte eines submarinen Vulkanismus mit einem generellen Entwicklungstrend von sauer nach basisch. Der Brotterode-Diorit soll das Relikt eines submarinen Tuffvulkans darstellen.

SAFARJALANI (1989) wies für die Amphibolite der Ruhlaer- und Truse-Formation einen tholeiitischen Chemismus nach. Bezüglich ihrer geotektonischen Position ergaben sich Hinweise auf einen tholeiitischen bis kalkalkalischen Inselbogen. Zwei unterschiedliche plattentektonische Positionen ergaben sich dagegen für die Metabasalte im SE-Teil des RK (ESTRADA 1989; ESTRADA et al. 1992). Die Metabasalte aus der lithostratigraphisch untersten Einheit (Folge T1) zeigen Ähnlichkeiten zu Ozeanboden- bzw. MOR-Basalten, im Hangenden (Folge T3) handelt es sich um Andesite und Kalkalkali-Basalte, die als mögliche Inselbogenvulkanite interpretiert werden. WERNER (1989) ordnet die Amphibolite der Truse- und Brotterode-Formation den low-K-Tholeiiten kontinentaler Intraplattenbasalte zu. Die von HANSCH (1998) durchgeführten Untersuchungen belegen für alle Amphibolite der Truse-Formation eine tholeiitische Zusammensetzung mit N-MORB Signatur und für die Amphibolite des Zentralen Kristallins kalkalkalischen Chemismus mit Inselbogen-Signatur. In der Brotterode-Formation ergaben sich Hinweise sowohl auf MOR-Basalte als auch auf Inselbogen-Basalte.

Die Metapelite und Metapsammite der Truse-Formation (T1-T3) stammen nach ESTRADA et al. (1992) von tuffitischen Peliten und Psammiten sowie von intermediären Vulkaniten ab. Die Autoren deuten diese Edukte als Ab- und Umlagerungsprodukte eines intermediären bis sauren Vulkanismus, für den ein effusiver Anteil möglich ist. Der Wechsel des geotektonischen Milieus vom Ozeanboden- zum Inselbogenstadium ist durch den abnehmenden Anteil basischer Vulkanite bei gleichzeitiger Zunahme intermediärer bis saurer Vulkanite zum Hangenden hin angezeigt.

Bei den von ZEH (1995) untersuchten Metasedimenten aus der Truse- und Ruhlaer Formation handelt es sich primär um Tonsteine und tonige Grauwacken, die von intermediären bis sauren Magmatiten sowie sandigen Sedimenten abstammen. Dabei erfolgte die Schüttung der Sedimente der Ruhlaer Formation wahrscheinlich an einem passiven Plattenrand, die der Truse-Formation entweder an einem aktiven Kontinentalrand oder aber im „arc“- oder „back arc“-Bereich eines Inselbogens.

Bezüglich der Genese der MDKZ-Granitoide ergab sich bei den Untersuchungen von ANTHES (1998) ein subduktionsbezogenes Szenarium mit einem mehrfach aktiven Kontinentalrand. Im Gegensatz zu Beobachtungen in den übrigen Provinzen der mitteleuropäischen Varisziden weisen die Schmelzen der MDKZ-Granitoide einen hohen Anteil von mindestens 50% juvenilem, verarmtem Mantelmaterial auf. Die granitoiden Gesteine des RK weisen ein breites Spektrum von schwach bis stark negativen ϵNd_T -Werten (-2.2 bis -10.6), die niedrigsten $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_i$ -Verhältnisse und $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ -Verhältnisse von 0.7051 bis 0.7165 auf. Bis auf den Liebensteiner Gneis belegen die $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ -Werte einen krustalen Charakter bei generell niedrigen $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnissen (0.38-2.13). Die aus dem Mantel stammenden Magmen müssen demnach eine starke Kontamination mit kontinentaler Kruste erfahren haben. Allerdings wurden von ANTHES (1998) keine Datierungen an den Granitoiden des RK vorgenommen, die als Grundlage für die Berechnung der Modellalter benötigt werden. Ferner fehlen isotopengeochemische Daten von Nebengesteinen, die für die Berechnungen der krustalen Kontamination notwendig sind.

Nach ANTHES (1998) liegt der chemische Alterationsindex für die Granitoide des RK größtenteils im Bereich unalterierter, frischer Gesteine. Mit Ausnahme der Alkalien zeigen die Hauptelementoxide in den Harkerdiagrammen eine deutlich negative Korrelation und folgen somit einem typischen Fraktionierungstrend. Die Spurenelementverteilung dagegen weist darauf hin, daß die mafischen und sauren Gesteine nicht kogenetisch sein können.