

DIPLOMARBEIT:

**DER QUARTÄRE RODDERBERG-VULKANKOMPLEX
SÜDLICH VON BONN –
VULKANOLOGISCHE UND PETROGENETISCHE
ENTWICKLUNG**

vorgelegt von:

Christine Ewen

am Institut für Mineralogie und Petrologie
der Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität Bonn

im März 2005

ZUSAMMENFASSUNG

Der quartäre Rodderberg-Vulkankomplex befindet sich ca. 12 km südlich von Bonn im Übergangsbereich des Rheinischen Schiefergebirges zur Niederrheinischen Bucht und repräsentiert einen typischen kontinentalen Intraplattenvulkanismus. Seine Genese kann auf den Aufstieg eines Mantel-Plumes in einem Gebiet lithosphärischer Extension zurückgeführt werden.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit wurden bei der vorausgehenden Geländearbeit die vulkanischen Ablagerungen repräsentativ beprobt, in Einheiten gegliedert und in Profilen dargestellt. Die Tephrensequenzen der vier Aufschlüsse wurden petrographisch mit einem Polarisationsmikroskopes und geochemisch durch Röntgenfluoreszenz- und Elektronenstrahl-Mikrosondenanalysen untersucht.

Ziel der petrographischen Untersuchungen war, die Einheiten der verschiedenen Aufschlüsse zu korrelieren, die Lage der Eruptionszentren sowie die Entwicklung der Eruptionsmechanismen zu rekonstruieren. Die bei den geochemischen Analysen gewonnenen Daten ermöglichen eine Klassifizierung und einen Vergleich der am Rodderberg geförderten Magmen und sollten Hinweise für eine Interpretation der Magmengense und -herkunft liefern.

Es wurden 5 Eruptionsphasen rekonstruiert, wobei die 1. Phase durch eine phreatomagmatische Maareruption gekennzeichnet ist, bei der es zur Freilegung eines Sprengtrichters von ca. 800 m Durchmesser im Zentrum des Kraters kam. Darauf folgten vier strombolianische Eruptionsphasen. Tephreneinheiten am Ende der 3. und am Anfang der 4. Eruptionsphase wurden als base-surge-Ablagerungen einer phreatomagmatischen Schlussphase bzw. -Initialphase gedeutet.

Die geochemisch ermittelten Daten belegen nur eine geringfügige Differenzierung und weisen auf eine mehr oder weniger kontinuierliche Eruption hin. Eine von Richter (1942) und Blanchard (2002) postulierte Eruptionspause nach der 1. und den darauf folgenden Eruptionen von ca. 300 Ka, stützt sich ausschließlich auf stratigraphische Interpretationen. Diese Überlegungen sind heute nicht mehr eindeutig nachzuvollziehen und können geowissenschaftlich nicht sicher bestätigt werden. Der basanitisch bis basaltische Chemismus der Magmen und das TL-Alter von ca. 250 Ka (nach Blanchard, 2002) lassen vermuten, dass der Rodderberg-Vulkanismus von der gleichen Magmenquelle gespeist wurde, wie auch die Magmen der Wehr-Phase des Osteifel-Vulkanismus.

Inhaltsverzeichnis

1. Einleitung	1
1.1 Aufgaben und Zielsetzung	1
1.2 Geographische Lage des Arbeitsgebietes	1
1.3 Geologische und tektonische Entwicklung des Grundgebirges	3
1.4 Quartärer Vulkanismus in der Eifel	8
1.5 Vulkanologische Charakteristika von Schlackenkegeln	16
1.5.1 Morphologie	16
1.5.2 Eruptionsprozess	16
1.5.3 Ablagerungen	18
1.6 Vulkanologische Charakteristika von Tuffringen, -kegeln und Maaren	20
1.6.1 Morphologie	21
1.6.2 Eruptionsprozess	21
1.6.3. Ablagerungen	23
2. Geologie des Untersuchungsgebietes	24
3. Forschungsgeschichte und Forschungsstand	27
3.1 Geländebeobachtungen und geophysikalische Untersuchungen	27
3.2 Eruptionsgeschichte	27
3.2 Das Alter des Rodderberg-Vulkanismus	28
3.2.1 Löss- und Terrassenstratigraphie	28
3.2.2 TL-Datierung und andere Methoden.....	30
4. Lithologie und Petrographie der Rodderberg-Tephra	31
Einführung.....	31
Methodik und Zielsetzung.....	31
4.1 Die Nordgrube - lithologische und petrographische Beschreibung	34
4.2.1 Einheit I-1-b (Teilprofil 1)	36
4.2.2 Einheit I-1-c.....	37
4.1.3 Einheit I-2-d (Teilprofil 2)	39
4.1.4 Einheit I-2-e.....	40

4.1.5 Einheit I-2-f.....	41
4.1.6 Einheit I-2-g	42
4.1.7 Einheit I-2-h	43
4.1.7 Einheit I-2-i (Teilprofil 2) und I-3-j, -k, -l (Teilprofil 3)	43
4.1.8 Interpretation der Beobachtungen der Teilprofile 1-3 der Nordgrube	45
4.2 Der Nordkegel - lithologische und petrographische Beschreibung	47
4.2.1 Einheit II-a.....	48
4.2.2 Einheit II-b	49
4.2.3 Einheit II-c.....	50
4.2.4 Einheit II-d	50
4.2.2 Interpretation der lithologischen und petrographischen Beobachtungen.....	51
4.3 Die Feldgrube - lithologische und petrographische Beschreibung	52
4.3.1 Einheit III-a	54
4.3.2 Einheit III-b.....	54
4.3.3 Einheit III-c	54
4.3.4 Einheit III-d.....	55
4.3.5 Einheit III-e	56
4.3.6 Einheit III-f.....	56
4.3.7 Einheit III-g.....	57
4.3.8 Einheit III-h.....	57
4.3.9 Einheit III-i.....	58
4.3.10 Einheit III-j.....	58
4.3.11 Interpretation der lithologischen und petrographischen Beobachtungen.....	60
4.4 Der Südwall - lithologische und petrographische Beschreibung	62
4.4.1 Einheit IV-a.....	64
4.4.2 Einheit IV-b.....	65
4.4.3 Einheit IV-c	66
4.4.4 Einheit IV-d.....	67
4.4.5 Einheit IV-e	67
4.4.6 Einheit IV-f	67
4.4.7 Interpretation der lithologischen und petrographischen Beobachtungen.....	68
4.5 Zusammenfassung der Interpretationen und Korrelation der Einheiten.....	70

5. Geochemie	81
5.1 Zielsetzung und Methoden	81
5.1.1 Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA)	81
Probenvorbereitungen	82
Methode der Röntgenfluoreszenzanalyse.....	83
5.1.2 Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analyse (EMS)	84
5.2 Ergebnisse	85
5.2.1 Gesamtgesteinszusammensetzung	85
5.2.2 Mineralanalysen	94
5.3 Interpretationen der Ergebnisse	98
6. Zusammenfassung und Diskussion.....	102

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

- Abb. 1.1: Geographische Lage des Untersuchungsgebietes.
- Abb. 1.2: Geologische Übersichtskarte des Rheinischen Schiefergebirges.
- Abb. 1.3 A: Darstellung der Hebung des Rheinischen Schildes in Assoziation mit einem aufsteigenden Mantel-Plume.
B: Tektonische Hauptdehnungs- und Vertikalbewegungen in der Niederrheinischen Bucht.
- Abb. 1.4: Die Gliederung des Pleistozäns in Nordrhein-Westfalen.
- Abb. 1.5: Querschnitt durch das mittlrheinische Engtal.
- Abb. 1.6: Darstellung einer aktiven und passiven Riftzone.
- Abb. 1.7 A: Der Aufstieg primitiver Schmelzen in der Lithosphäre.
B: Modell eines zonierten Magmenreservoirs.
- Abb. 1.8: Topographische Übersicht des Bonn-Koblenzer Raums mit einer vulkanologische Karte des Osteifel-Vulkanfeldes.
- Abb. 1.9: Die Alter der sechs vulkanischen Phasen des Osteifel-Vulkanfeldes.
- Abb. 1.10: Modell eines Schlackenkegels.
- Abb. 1.11: Modell eines Vulkanschlotes.
- Abb. 1.12: Schematischer Querschnitt durch einen Schlackenkegel.
- Abb. 1.13: Schematische Darstellung einer phreatomagmatischen Eruption.
- Abb. 1.14: Die Entstehung von Schlackenkegeln und Maaren in Abhängigkeit von der Topographie.
- Abb. 2.1: Ausschnitt aus der geologischen Karte 1: 25 000, Blatt 5309 Königswinter.
- Abb. 4.1: Topographische Übersichtskarte des Rodderberg-Vulkankomplexes.
- Abb. 4.2: Topographische Übersichtskarte der Nordgrube.
- Abb. 4.3: Legende zu den Aufschlussprofilen.
- Abb. 4.4: Aufschlussprofil der Nordgrube.
- Abb. 4.5: Maarablagerungen im westlichen Aufschluss in der Nordgrube.
- Abb. 4.6: Dünnschliffbilder aus der Einheit I-1-b:
Foto A: Schlacken in einer Matrix aus Asche.
Foto B: Plagioklaseinsprengling in einer Matrix aus Asche.
- Abb. 4.7: Foto des Dykes in der Nordgrube.
- Abb. 4.8: Foto des Kontakts zwischen Schlacken und Dyke
- Abb. 4.9: Dünnschliffbilder aus der Einheit I-2-c und dem Dyke (Nordgrube):
Foto A: Pyroxen- und Olivineinsprenglinge in einer feinkristallinen Matrix.
Foto B: Blasenreiche Schlacke mit Pyroxen- und Olivineinsprenglingen

Abb. 4.10: Rötlicher Schlackenhorizont (Einheit I-2-d, Nordgrube).

Abb. 4.11: Asche-, lapilli- und xenolithreicher Horizont (Einheit I-2-e, Nordgrube).

Abb. 4.12: Dünnschliffbilder aus der Einheit I-2-f (Nordgrube):

Foto A: Blasenarme Feinlapilli-Schlacken.

Foto B: Kopfschnitt eines Pyroxens.

Abb. 4.13: Lapilliablagerungen aus der Einheit I-2-g und -h (Nordgrube).

Abb. 4.14: Kieselxenolith aus der Einheit I-2-g im Dünnschliff.

Abb. 4.15: Feinlapilli-Schlacken mit Asche in Wechsellagerung (Einheit I-3-j, Nordgrube).

Abb. 4.16: Rekonstruiertes Profil des Nordkegels.

Abb. 4.17: Historische Aufschlusszeichnung des Nordkegels aus dem Jahre 1942

Abb. 4.18: Dünnschliffbilder der Maarphase (Einheit II-b, Nordkegel)

Foto A: Blasenarme Schlacken und Xenolithe.

Foto B: Blasenarme Schlacken und Xenolithe.

Abb. 4.19: Dünnschliffbild aus der Einheit II-d (Nordkegel): Blasenreiche Schlacke mit Pyroxeneinsprenglingen.

Abb. 4.20: Aufschlussprofil der Feldgrube.

Abb. 4.21: Prävulkanische Lössablagerungen in der Feldgrube.

Abb. 4.22: Plastische Verformung einer phreatomagmatischen Einheit in der Feldgrube durch eine Bombe.

Abb. 4.23: Dünnschliffbild aus der Einheit III-e: Schlacke mit Pyroxen- und Olivineinsprenglingen.

Abb. 4.24: Dünnschliffbilder aus der Einheit III-h:

Foto A: Vulkanischer Xenolith in blasenreicher Schlacke.

Foto B: Palagonitneubildungen und Calcitausfällungen in Blasen.

Abb. 4.25: Feinlapilli-Schlacken und Asche in Wechsellagerung (Einheit III-j, Feldgrube).

Abb. 4.26: Dünnschliffbilder aus der Einheit III-j:

Foto A: Feinlapilli-Schlacken mit Pyroxeneinsprenglingen.

Foto B: Feinkristalline Grundmasse mit Pyroxen- und Olivinmikrokristallen und Erzmineralen.

Abb. 4.27: Foto des Aufschlusses am Südwall.

Abb. 4.28: Aufschlussprofil des Südwalls.

Abb. 4.29: Foto des Profils der Südgrube (Einheit IV-a bis -f).

Abb. 4.30: Dünnschliffbild aus der Einheit IV-a (Südwall): Feinkristalline Grundmasse mit Pyroxen- und Olivineinsprenglingen sowie Erzmineralen.

Abb. 4.31: Devonischer Siltsteinxenolith in einer Lapilliserie aus der Einheit IV-b (Südwall).

Abb. 4.32: Dünnschliffbild aus der Einheit IV-b (Südwall): Blasenreiche Schlacke mit Pyroxen- und Olivineinsprenglingen.

Abb. 4.33: Dünnschliffbilder aus der Einheit IV-e und -f:

Foto A: Blasenreiche Schlacke mit Pyroxen- und Olivineinsprenglingen.

Foto B: Schlacke mit Pyroxen- und Olivineinsprenglingen.

Abb. 4.34: Korrelation der Einheiten.

Abb. 4.35: Stratigraphisches Gesamtprofil der Eruptionsphasen, Vorkommen der Ablagerungen und Eingrenzung der Eruptionszentren.

Abb. 4.36: Schematische Darstellung der 1. Eruptionsphase (Maareruption).

Abb. 4.37: Schematische Darstellung der 2. Eruptionsphase in der Nordgrube.

Abb. 4.38: Schematische Darstellung der Gangintrusion (Nordgrube) und der 3. Eruptionsphase am Nordkegel.

Abb. 4.39: Schematische Darstellung der 4. Eruptionsphase im zentralen Maarkrater.

Abb. 4.40: Schematische Darstellung der 5. Eruptionsphase am Südwall.

Abb. 4.41: Schematische Darstellung des heutigen Profils durch den Rodderberg-Vulkan-komplex.

Abb. 5.1: Darstellung der RFA-Werte im TAS-Nomenklaturdiagramm.

Abb. 5.2 A: K_2O - Na_2O -Variationsdiagramm.

B: Na_2O -Glühverlust-Variationsdiagramm.

Abb. 5.3 A-C: Verteilung der Hauptelemente MgO , Al_2O_3 , CaO in Abhängigkeit vom SiO_2 -Gehalt.

Abb. 5.4: Fe_2O_3 - TiO_2 -Variationsdiagramme.

Abb. 5.5 A-D: Verteilung der Spurenelemente Y, Ba, Rb, Sr in Abhängigkeit vom SiO_2 -Gehalt.

Abb. 5.6 A,B: Verteilung von Cr und Ni in Abhängigkeit vom MgO -Gehalt.

Abb. 5.7: Verteilungsschema für die Besetzung der Kationenpositionen in Pyroxenmineralen.

Abb. 5.8: Darstellung der Zusammensetzung der Pyroxen im Pyroxentrapez.

TABELLENVERZEICHNIS

Tab. 1.1: Klassifizierung pyroklastischer Ablagerungen nach Korngröße.

Tab. 1.2: Tabellarische Übersicht über die am Rodderberg auftretenden Eruptionsformen, -prozesse und die dort vorkommenden Ablagerungen.

Tab. 5.1: Tabellarischer Übersicht über die Anzahl der verwendeten Proben aus jeder Eruptionsphase.

Tab. 5.2: Tabellarische Übersicht über die Anzahl der Messungen.

Tab. 5.3: Tabellarische Übersicht der für die Mikrosonde verwendeten Standards.

ANHANGTABELLEN

Tabelle 1: Petrographische Übersicht

Tabelle 2: Röntgenfluoreszenzanalysen

Tabelle 3a: Glasanalysen

Tabelle 3b: Olivine

Tabelle 3c: Pyroxene

DANKSAGUNG

An erster Stelle muss dem Betreuer dieser Arbeit, Herr Dr. H. Paulick, gedankt werden. Vor allem möchte ich mich für seine offene Diskussionsbereitschaft in allen wissenschaftlichen Fragen und die schnelle Durchsicht und Korrektur der Manuskripte dieser Arbeit bedanken. Die Einweisung im Gelände durch Dr. H. Paulick und die regelmäßigen wöchentlichen Diskussionen waren ein großer Ansporn und nicht zuletzt eine große Unterstützung bei der Profilaufnahme und Probenbearbeitung. Außerdem möchte ich mich herzlich dafür bedanken, dass er mir bei der öffentlichen Geo Rallye im Juni 2004 die Möglichkeit eröffnet hat, die bis dahin ausgearbeiteten Ergebnisse dieser Arbeit, interessierten Teilnehmern präsentieren zu dürfen.

Am Mineralogisch-Petrologischen Institut der Universität Bonn waren mir eine Reihe von Mitarbeitern stets freundlich gesonnen und mit an der Bearbeitung der Proben beteiligt. Mein Dank richtet sich dabei besonders an folgende Personen:

Der Präparatorin des Instituts, Frau Andrea Behr, danke ich herzlich für die Herstellung der Dünnschliffe und die unverzügliche Anfertigung polierter Schliffe für die Mikrosonde.

Bei Frau Trenkle möchte ich mich für die freundliche Unterstützung bei den Probenvorbereitungen und bei der Herstellung der Schmelztabletten bedanken. Die Zusammenarbeit mit Frau Trenkle hat mir großen Spaß gemacht.

Bei Frau Dr. R. Hoffbauer möchte ich mich für die Durchführung der RFA-Analysen herzlich bedanken.

Für die Einweisung an der Mikrosonde danke ich ganz besonders Frau Dr. B. Spiering, und auch ihrer wissenschaftlichen Hilfskraft Sonja Breuer. Frau Dr. B. Spiering und Sonja Breuer waren immer für alle Fragen offen und mir eine große Hilfe beim Benutzen der notwendigen Software.

Henrik Blanchard, der im Rahmen seiner Diplomarbeit, am Geographischen Institut der Universität Bonn, „neue Erkenntnisse zur Eruptions- und Landschaftsgeschichte des Rodderbergs bei Bonn“ gewonnen hat, hat mit großem Interesse die Entwicklung der hier nun vorliegenden Arbeit verfolgt. Henrik war immer gerne dazu zu bewegen, den einen oder anderen Nachmittag bei „Kaffee und Kuchen“, neu ausgearbeitete Theorien lebhaft zu diskutieren. Ihm sei herzlich dafür gedankt.

Meinem guten Freund und Partner, Stephan B. Ernsdorf, möchte ich für die Hilfe bei der Benutzung der Grafik-Software und für seine moralische Unterstützung danken.

Am Ende darf selbstverständlich ein ganz großes Dankeschön an meine Familie nicht fehlen. Meinen Eltern möchte ich dafür danken, dass sie mich auf meinem Weg bis hierher, geduldig unterstützt haben.

ERKLÄRUNG

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

Bonn, im März 2005

Christine Ewen

1. Einleitung

1.1 Aufgaben und Zielsetzung

Der Rodderberg stellt aufgrund seiner isolierten Lage von anderen quartären Vulkanzentren, wie denen der Eifel, ein interessantes Forschungsobjekt dar und wird seit über 200 Jahren wissenschaftlich untersucht. Geochemische Untersuchungen wurden bislang nur an einem mafischen Gang im nördlichen Teil des Vulkankomplexes durchgeführt.

Im Rahmen der jüngsten Untersuchungen „*Neue Erkenntnisse zur Eruptions- und Landschaftsgeschichte des Rodderbergs bei Bonn*“ von Blanchard im Jahre 2002 wurden tephrostratigraphische Untersuchungen und Thermolumineszenz-Datierungen an Xenolithen durchgeführt, um das Alter des Rodderberg-Vulkanismus zu ermitteln.

Basierend auf diesen neuen Erkenntnissen sollen im Rahmen dieser Arbeit die Tephren in ihrem gesamten Umfang beprobt und analysiert werden. Eine detaillierte Profilaufnahme sowie die Auswertung petrographischer und lithologischer Daten soll eine Korrelation der Tephreneinheiten ermöglichen. Die geochemische Analyse von repräsentativen Proben soll Aufschluss über die petrogenetische Entwicklung geben. Dabei gilt es, die Magmenentwicklung im Verlauf der Eruptionsgeschichte und/oder im Zuge einer Eruptionsphase zu untersuchen. Zur Klärung der Magmenherkunft, soll der Rodderberg-Vulkankomplex hinsichtlich seines geochemischen Charakters, seiner Petrogenese und der Alter der Tephrenablagerungen mit dem nächstgelegene Osteifel-Vulkanfeld verglichen werden.

Die für die Tephrenuntersuchungen angewendeten Methoden werden in den entsprechenden Kapiteln (Kap. 4 – Methoden und Zielsetzung; Kap. 5.1) näher erläutert.

1.2 Geographische Lage des Arbeitsgebietes

Der Rodderberg-Vulkan befindet sich auf der linksrheinischen Seite, ca.12 km südlich von Bonn-Zentrum zwischen den Ortschaften Mehlem im Norden und Rolandseck im Süden (Abb. 1.1). Im Westen grenzt das Untersuchungsgebiet an den Mehlemer Bach, im Osten an den Rhein. Der Tephrenwall des Rodderberg-Vulkans ist in alle Richtungen durch ein ab-

schüssiges Relief gekennzeichnet und befindet sich am Rande des Mittelrheingtals. Die topographische Höhe des Untersuchungsgebietes beträgt am tiefsten Punkt des Kraters 147 m ü. NN. Der Tephrenwall weist im Süden eine Höhe von 196 m ü. NN und im Norden von 173,5 m ü. NN auf. Die Spiegelhöhe beträgt im näheren Raum ca. 50 m ü. NN. Rechtsrheinisch erhebt sich das Siebengebirge, an dessen Fuße sich die Ortschaften Bad Honnef und Königswinter befinden. Der quartäre Rodderberg-Vulkan ist von tertiären Vulkankegeln umgeben. Hierzu gehören die Vulkane des Siebengebirges im Osten, die des Drachenfelder Ländchens im Westen (Abb. 1.1). Die nächstgelegenen quartären Vulkane befinden sich ca. 40 km südlich des Rodderbergs in der Osteifel. Dazu zählen die Vulkane des Laacher-, Rieden- und Wehr-Komplexes.

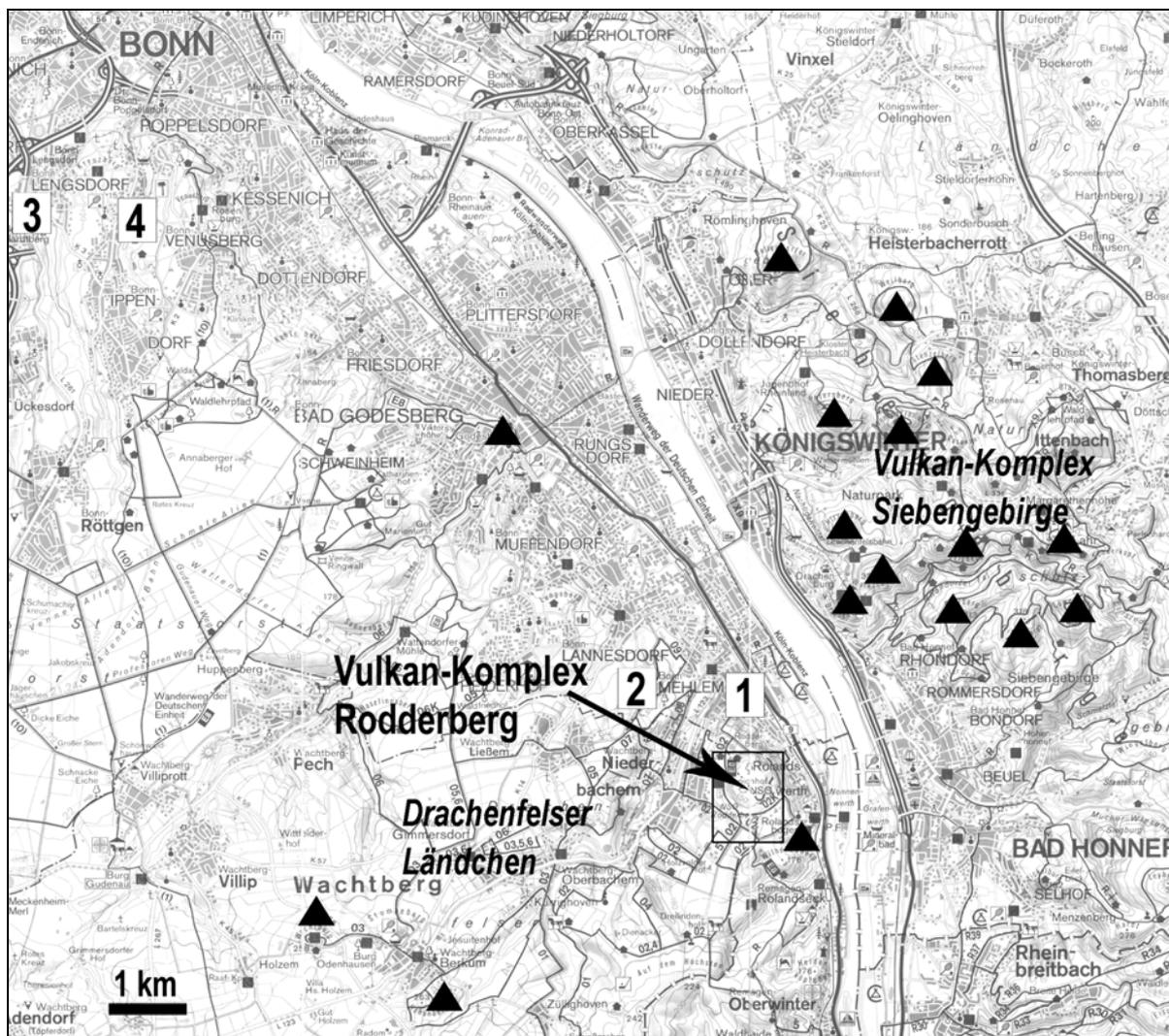


Abb. 1.1: Die Abbildung stellt einen Ausschnitt der topographischen Karte TK 50, Rhein-Sieg-Kreis dar (Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen, 2002). Der Vulkan-Komplex Rodderberg befindet sich auf der linksrheinischen Seite zwischen Bonn-Mehlem und Rolandseck. Der Rodderberg ist von tertiären Vulkankegeln umgeben (Dreiecke). Die Zahlen 1 bis 3 kennzeichnen die ungefähre Lage von Aufschlüssen, in denen vulkanische Aschen des Rodderbergs anstehen: 1=Schottergrube bei Mehlem; 2=Aufschluss südlich von Lannesdorf; 3=Aufschluss zwischen Lengsdorf und Hardtberg; 4=Aufschluss zwischen Poppelsdorf und Ippendorf.

1.3 Geologische und tektonische Entwicklung des Grundgebirges

Das Untersuchungsgebiet ist Teil des Rheinischen Schiefergebirges, welches zur äußeren nördlichen Zone des variszischen Grundgebirges, dem Rhenoherynykum, gehört. Das Mittelgebirge wird im Norden durch das Münstersche Kreide-Becken, im Osten durch die Hessische Senke und im Süden durch die Wetterau, das Mainzer- und das Saar-Nahe-Becken begrenzt (Abb. 1.2). Nach Westen setzt sich das Rheinische Schiefergebirge in den belgischen Ardennen fort. Im Süden schneidet sich die Trierer-Bucht, im Norden die Niederrheinische Bucht in die devonischen Sedimente ein (Abb. 1.2) (Hennigsen & Katzung, 1998). Das Gebiet ist durch hauptsächlich NW-vergente Falten, Überschiebungen und Schieferungssysteme geprägt (Meyer, 1994).

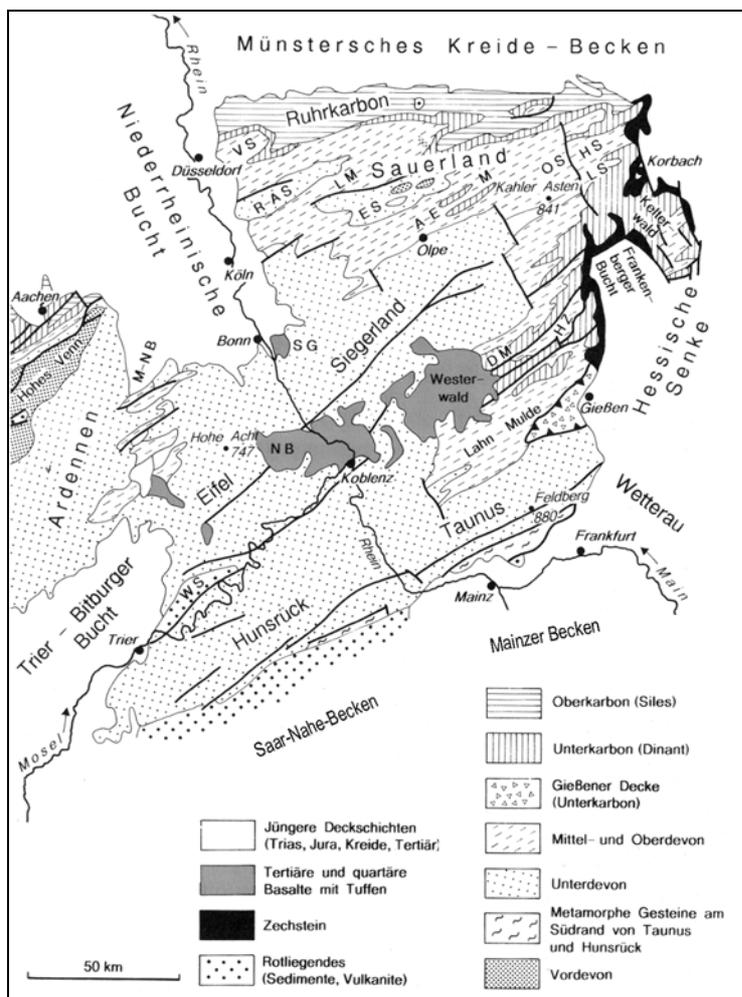


Abb. 1.2: Das Rheinische Schiefergebirge wird im Norden durch das Münstersche Kreide-Becken, im Osten durch die Hessische Senke und im Süden durch die Wetterau, das Mainzer- und das Saar-Nahe-Becken begrenzt. Nach Westen setzt sich das Rheinische Schiefergebirge in den belgischen Ardennen fort. Im Süden schneidet sich die Trierer-Bucht, im Norden die Niederrheinische Bucht in die devonischen Sedimente ein (Hennigsen & Katzung, 1998).

Das Grundgebirge wird im Rheinischen Schiefergebirge und speziell in der Eifel aus devonischen Gesteinen aufgebaut (Meyer, 1994). Im Devon wurde der Sedimentationsraum im Norden durch den aus der kaledonischen Orogenese hervorgegangenen Old-Red-Kontinent und im Süden durch die Mitteldeutsche Schwelle begrenzt. Neben klastischer Sedimentation im **Unter-Devon** wurden insbesondere im **Mittel-Devon** karbonatische Riffe gebildet (Meyer, 1994).

Während des **Unter-Karbons** war das gesamte Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges Teil eines marinen Ablagerungsraumes, in dem sich im Nordwesten eine kalkige und im Südosten eine tonig-sandige Fazies entwickelte (Grabert, 1998). Im **Ober-Karbon** wich das Meer langsam zurück und es bildeten sich Steinkohleflöze (Grabert, 1998). Während des Karbons fand das variszische Hauptfaltungsstadium (sudetische Phase) statt (Brinkmann, 1991). Die allmähliche Umverteilung von Land und Meer brachte im **Perm** schließlich eine gravierende Klimaänderung von feuchttropischen Verhältnissen zu extrem ariden Verhältnissen mit sich, die bis in die Trias andauerten.

In der mittleren **Trias** wurden das Germanische Becken und Teile des Rheinischen Gebirges erneut überflutet und es kam im Bereich der Niederrheinischen Bucht zu einer zyklischen karbonatischen Sedimentation (Walter, 1995). Im **Oberen Jura** fanden im Zuge der alpidischen Orogenese, in der jungkimmerischen Phase, tektonische Bewegungen statt, bei denen es zu einem Nord-Süd ausgerichteten Störungssystem kam. Dies führte schließlich zur Ausbildung der Grabenstrukturen, wie z.B. dem Oberrheintal, der Hessischen Senke und der Niederrheinischen Bucht (Grabert, 1998). In der **Kreide** wurde bei feuchtwarmem Klima das Kontinentalgebiet bis zur Nordeifel von einer von Norden vorstoßende Transgression überflutet (Walter, 1995).

Das **Tertiär** war durchgehend von einer festländischen Periode geprägt. Das Gelände war bereits zu Beginn des Alttertiärs zu einer annähernd ebenen Fläche abgetragen (Burre, 1995). Im Zuge der **alpidisch-saxonischen Orogenese** kam es zur Kollision der Europäischen und Adriatischen Platte, was zur Faltung der Alpen führte. Am Nordrand des Rheinischen Schildes kam es aufgrund überregionaler tektonischen Prozessen zu verstärkten Dehnvorgängen und schließlich zum Einbruch der Niederrheinischen Bucht (Klostermann, 1995). Durch die nordwärts gerichtete Bewegung der Alpen entwickelten sich in der Niederrheinischen Bucht eine NW-SE-gerichtete Hauptdehnungsrichtung und eine SE-NW-gerichtete Vertikalbewegung (Abb. 1.3; Grabert, 1998).

Infolge der Einsenkung zwischen der Eifel und dem Rechtsrheinischen Schiefergebirge kam es im **mittleren Oligozän** zu einem erneuten Vorstoß des Meeres aus nordwestlicher Rich-

tung bis in den Bonner Raum, mit einem Höhepunkt im **Ober-Oligozän** (Walter, 1995). Im **Mittel-Miozän** zog sich aufgrund der Heraushebung des Rheinischen Schildes, die tertiäre Nordsee endgültig aus der Niederrheinischen Bucht zurück, was u.a. zur Fixierung der bestehenden Flusslandschaften des Rheins, der Mosel und der Lahn führte (Walter, 1995). Infolge eines aufsteigenden Mantelplumes (Abb. 1.3) entstanden im Tertiär und Quartär beiderseits des Rheins Vulkanzentren (Schmincke, 2000).

Im **Pliozän** erlebte die Bruchschollentektonik eine deutliche Reaktivierung, die bis ins Quartär andauerte, und während der Mittelterrassenzeit im Mittel-Pleistozän ihre stärkste Phase erlebte (Schirmer, 1994).

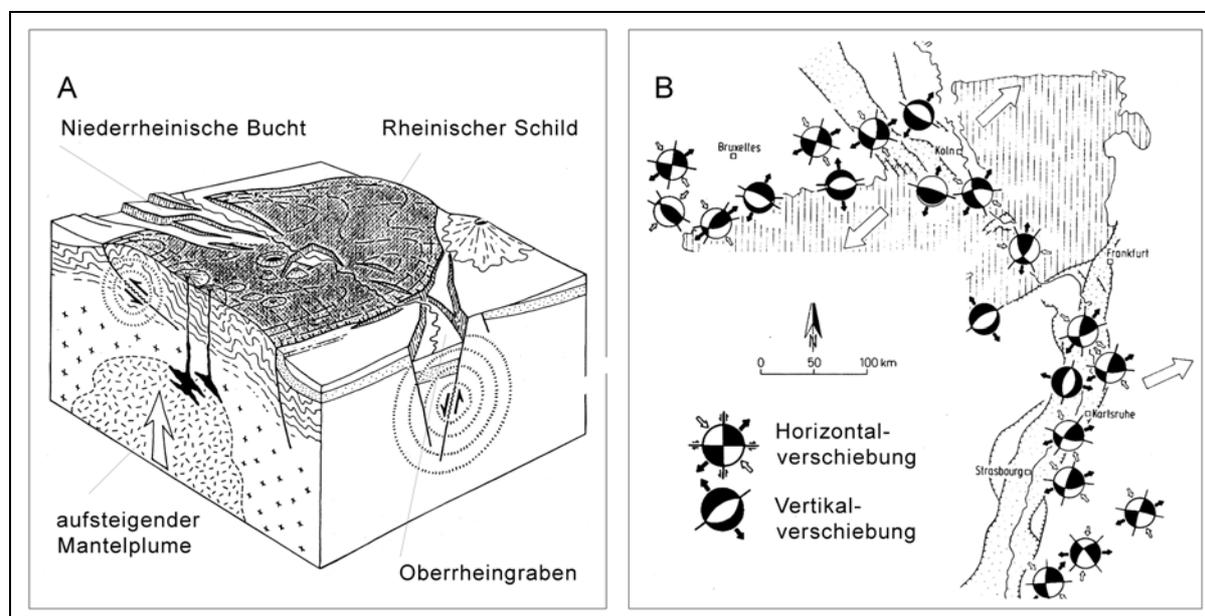


Abb. 1.3 A: Die quartären und tertiären Vulkanfelder der Eifel resultieren aus der Extension des Rheingrabens und den damit verbundenen Hebungsprozessen des Rheinischen Schildes infolge eines aufsteigenden Mantelplumes; **Abb. 1.3 B:** Durch die nordwärts gerichtete Bewegung der Alpen entwickelte sich in der Niederrheinischen Bucht eine NW-SE-gerichtete Hauptdehnungsrichtung und eine SE-NW-gerichtete Vertikalbewegung (Grabert, 1998).

Die Unterteilung des Quartärs beruht auf dem Wechsel von Kalt- (Glazialen) und Warmzeiten (Interglazialen). Über die Abfolge dieser Klimaschwankungen gibt die Sauerstoffisotopenverteilung in marinen Sedimenten Auskunft (Faupl, 2003). Die Terrassenbildungen erfolgten in den Kaltzeiten und werden den entsprechenden marinen Sauerstoffisotopenstufen zugeteilt (Abb. 1.4). Im **Pleistozän** des Quartärs entstanden die **Rheinterrassen**. Die Bildung der Terrassen wurde durch die relative Senkung der Niederrheinischen Bucht zum Rheinischen Schild begünstigt. Die kontinuierliche Hebung des Gebirges überlagerte sich mit der schwankenden Schotterführung des Rheins, die aus dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten resul-

tierte. Besonders intensive Hebungsvorgänge während der Mittelterrassenzeit führten zur Ausbildung tiefer Taleinschnitte und damit zur Entstehung des Mittelrheingtals (Walter, 1995).

Paläomagnetik	Jahre vor heute	Sauerstoffisotopen-Stufen KUKLA (1978) SHACKLETON & OPDYKE (1976)	Nordwestdeutschland		Niederrhein	
			Weichsel-Kaltzeit	Eem-Warmzeit		
B r u n h e s	18 000	2	Weichsel-Kaltzeit	Spätglazial	Jüngere Niederterrasse	
	73 000	3		Hochglazial	Ältere Niederterrasse	
	110 000	4		Frühglazial		
		5	Eem-Warmzeit		Schichten von Weeze	
	127 000	5e				
		6	Saale-Kaltzeit	Warthe-Stadium	Untere Mittelterrasse 4 (Krefelder Mittelterrasse)	
		7a		Treene-Warmzeit?	Vorselaer Schichten?	
		7b		Drenthe-Stadium		Untere Mittelterrasse 3
		7c				Jüngere Untere Mittelterrasse 2
		8				1. Inlandeisvorstoß
	240 000	9	Holstein-Warmzeit		Holstein II	
	10			Untere Mittelterrasse 1		
330 000	11			Holstein I		
400 000	12	Elster-Kaltzeit		Rinnenschotter		
	13			Obere Mittelterrassen		
	14					
	15					
570 000	16	Cromer-Komplex		Jüngere Hauptterrassen		
	17					
	18					
	19					
690 000	20					
	21					
	22	Menap-Kaltzeit				
	23	Waal-Warmzeit				
900 000		Eburon-Kaltzeit				
		Tegelen-Komplex		Tegelen-Schichten		
2,4 Mio.		Ältere Kalt- und Warmzeiten		Ältere Hauptterrassen		

Abb. 1.4: Die Gliederung des Pleistozäns (hier für Nordrhein-Westfalen) richtet sich nach marinen Sauerstoffisotopenstufen. Das Pleistozän wird durch den Wechsel von Kalt- und Warmzeiten geprägt. In den Kaltzeiten wurden die Terrassen des Rheins aufgeschüttet (Geologisches Landesamt NRW, 1988; In: Grabert, 1998).

Die Serie der pleistozänen Terrassen des Mittelrheins beginnt mit den **Höhenterrassen**, die sich auf einem Niveau von >200 m über dem heutigen Rheinspiegel befinden (Abb. 1.5). Zwischen 130 und 200 m über dem Rheinniveau folgt die breit entwickelte Zone der **Hauptterrassen (HT)**. Die **jüngere Hauptterrasse (j HT)** markiert den oberen Rand des tief eingeschnittenen Mittelrheintals (Ahnert, 1996). Darüber, in topographisch höheren Lagen be-

finden sich die Schotter und Sande der **älteren Hauptterrasse (ä HT)** (Abb. 1.5; Ahnert, 1996). Die Ablagerung der Schotter der ä HT und der Tegelen-Schichten erfolgte zwischen 2,4 Ma und 1,4 Ma, die Ablagerung der j HT erfolgte zwischen 1,4 Ma und ca. 505 Ka (vgl. Abb. 1.4).

Die **Mittelterrassen (MT)** werden in eine **untere (u MT)**, eine **mittlere (m MT)** und eine **obere Mittelterrasse (o MT)** untergliedert und entstanden in den Glazialen des Mittel-Pleistozäns vor ca. 505 bis 127 Ka (vgl. Abb.1.4). Die Mittelterrassen stellen kleine Verflachungen im Hang dar und befinden sich auf einem Höhenniveau von ca. 30 bis 130 m über dem heutigen Rheinspiegel (Abb. 1.5; Ahnert, 1996). Die Talvertiefung durch den Rhein und die Maas war im Jung-Pleistozän, vor der Bildung der u MT, vor ca. 380 Ka weitgehend abgeschlossen.

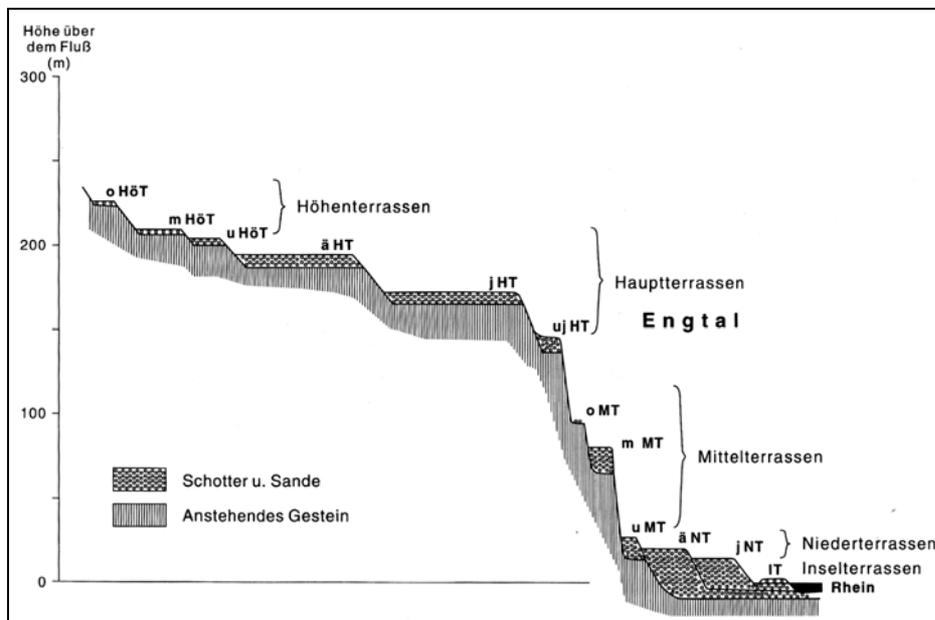


Abbildung 1.5: Die Abbildung zeigt einen Querschnitt durch das mittelhessische Engtal. Zwischen 130 und 200 m über dem Rheinniveau folgt die breit entwickelte Zone der Hauptterrassen. Die Mittelterrassen stellen kleine Verflachungen im Hang dar. Sie befinden sich auf einem Höhenniveau von etwa 30 bis 130 m über dem heutigen Rheinspiegel, während die Niederterrassen bis in eine Höhe von etwa 30 m über dem Flusspiegel reichen (Ahnert, 1996).

Die **Niederterrassen** werden in eine **jüngere (j NT)** und eine höher gelegene **älteren Niederterrasse (ä NT)** untergliedert. Die Aufschüttung der Niederterrassen begann im Ober-Pleistozän vor 110 Ka und endete vor ca. 10 Ka (vgl. Abb. 1.4). Die Terrassen reichen bis in eine Höhe von etwa 30 m über dem heutigen Rheinspiegel (Abb. 1.5; Ahnert, 1996). Die Terrassen in der Niederrheinischen Bucht werden von pleistozänen Sedimenten (Löss) und holozänen Sedimenten (kiesigen Sand, Lehm) überlagert.

1.4 Quartärer Vulkanismus in der Eifel

Zu den quartären Vulkanzentren der Eifel zählen das Ost- und Westeifel-Vulkanfeld, wobei das vom Rodderberg nächstgelegene quartäre Vulkanzentrum das ca. 40 km entfernte Osteifel-Vulkanfeld darstellt. Das **Osteifel-Vulkanfeld** wird im Osten vom Rhein und im Süden vom Neuwieder Becken begrenzt und beinhaltet ca. 120 Eruptionszentren. Das **Westeifel-Vulkanfeld** erstreckt sich zwischen Bad Bertrich an der Mosel und Ormont und beinhaltet 240 Eruptionszentren (Schmincke et al. 1990). Die Vulkane der beiden Vulkanfelder befinden sich vorwiegend auf einer SE-NW-gerichteten Achse (Schmincke et al. 1990), was der Hauptdehnungsrichtung der Niederrheinischen Bucht entspricht (Grabert, 1998).

Die Vulkane in der Eifel und der Rodderberg repräsentieren **kontinentale Intraplattenvulkane** (Schmincke, 2000). Intraplattenmagmatismus wird mit dem Vorkommen von **Hot Spots** assoziiert. Die entsprechenden Gebiete sind durch einen relativ hohen Wärmefluss, relativ niedrige Geschwindigkeiten seismischer Wellen und positive Schwereanomalien charakterisiert – Eigenschaften, die auf partiell geschmolzenes Mantelmaterial (Mantel-Plume) zurückzuführen sind (Schmincke, 2000). Intraplattenvulkane entstehen in kontinentalen Riftzonen. Dies sind Gebiete, lokaler lithosphärischer Extension, die durch eine zentrale Depression, sich hebende Grabenflanken und eine lokale Verdünnung der Lithosphäre gekennzeichnet sind (Wilson, 1991).

Spohn & Schubert (1982) unterscheiden zwischen **aktiven** und **passiven Riftzonen** (Abb. 1.6). In aktiven Riftzonen kommt es infolge einer lokalen Aufwölbung der Asthenosphäre zum Vulkanismus und damit zur Extension der Lithosphäre (Wilson, 1991). In passiven Riftzonen dagegen kommt es zunächst infolge tektonischer Spannungen zur Extension der Lithosphäre und damit zur Entstehung einer Riftzone (McKenzie, 1978). Der Aufstieg von partiell geschmolzenem Mantelmaterial innerhalb lokaler Konvektionszellen, führt schließlich zur Hebung der Grabenflanken und zum Einsetzen des Vulkanismus (Buck, 1986).

Die Klassifikation des Rheingrabens als passive oder aktive Riftzone ist umstritten. Sengor & Burke (1978) und Buck (1986) klassifizieren den Rheingraben als passive Riftzone, die aus einer Kontinent-Kontinent-Kollision im Zuge der alpidischen Orogenese hervorgegangen ist, während Illies (1981) den Rheingraben zu den aktiven Riftzonen zählt. Die Vulkanfelder der Eifel sowie der Rodderberg befinden sich auf den sich hebenden Grabenschultern des Rheini-

schen Schildes (Schmincke et al, 1990). Duncan et al. (1972) bringen die Hebung des Rheinischen Schildes mit einem von ihnen postulierten Mantel-Plume in Verbindung.

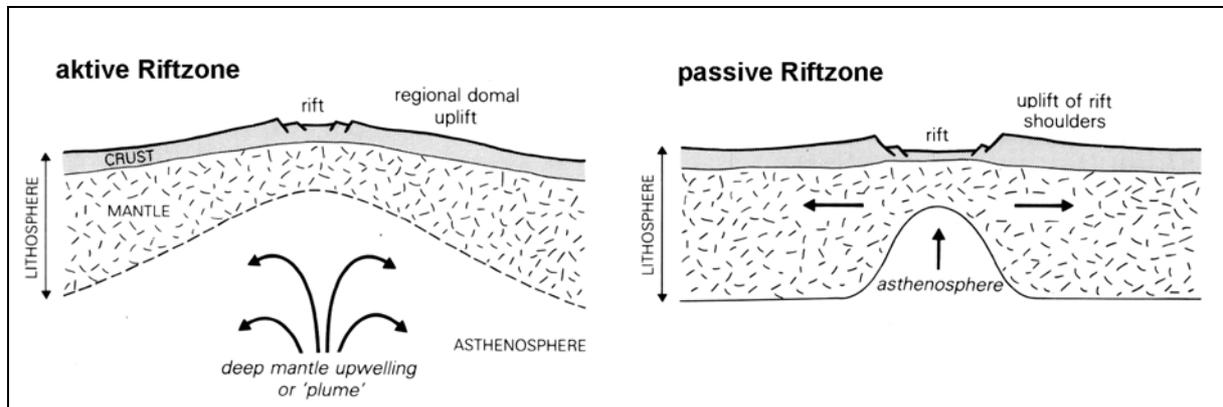


Abb. 1.6: Schlackenkegel sind Intraplattenvulkane und entstehen in Riftzonen. In aktiven Riftzonen kommt es infolge lokaler Aufwölbung der Asthenosphäre durch eine Mantel-Plume zur Extension der Lithosphäre. In passiven Riftzonen dagegen kommt es zunächst zur Extension der Lithosphäre und infolgedessen zum Aufstieg von partiell geschmolzenem Mantelmaterial (Wilson, 1991).

Mantel-Plumes werden als eine Masse von Mantelmaterial definiert, die aufgrund ihrer relativ hohen Temperatur und relativ geringen Dichte im Vergleich zum umgebenen Mantel an die Erdoberfläche aufsteigt, wogegen kühlere Lithosphäre an Subduktionszonen in tiefere Mantelregionen abtaucht (Perfit & Davidson, 2000). Mantel-Plumes stellen einen wesentlichen Teil des Mantel-Konvektionssystems dar und steigen von einer tieferen thermischen Grenzschicht (D'' -Schicht = Kern/Mantel-Grenze) und/oder der oberern/unterern Mantel-Grenze zur oberen thermischen Grenzschicht (Asthenosphäre) auf (Abb. 1.7; Perfit & Davidson, 2000). Die Basis der Lithosphäre wird dabei erwärmt, was zu lokalen Hebungsprozessen, einer Verdünnung der Lithosphäre und letztendlich zum Magmatismus führt (Perfit & Davidson, 2000).

Die Bildung von Schmelzen aus Mantel-Plumes, die schließlich die Erdoberfläche erreichen, wird theoretisch durch drei entscheidende Faktoren begünstigt:

- a) Temperaturanstieg durch den Zerfall radioaktiver Elemente
- b) Dekompression
- c) Einfluss mobiler Komponenten wie H_2O und CO_2 , die den Schmelzpunkt (Solidus) erniedrigen (Cox et al. 1989).

Im oberen Mantel sind insbesondere adiabatische Dekompression (Druckentlastung ohne Wärmeaustausch) und der Einfluss mobiler Komponenten für das Schmelzen von Mantelma-

terial von Bedeutung (Asimow, 2000). Dies hängt damit zusammen, dass im Erdmantel Massentransfer schneller vonstatten geht als Wärmetransfer, bzw. dass ein Plume die Erdoberfläche erreicht, bevor die Temperatur durch Radioaktivität signifikant ansteigen kann (Jeanloz, 2000).

Die aus Mantelmaterial (Peridotit) hervorgehenden Schmelzen werden als **Primäre/Primitive Magmen** bezeichnet und können auf dem Weg an die Erdoberfläche auf unterschiedliche Weise in ihrer Zusammensetzung modifiziert werden (Schmincke, 2000). Folgende Variablen sind für die Endzusammensetzung eines Magmas von Bedeutung:

- a) Die Zusammensetzung des Ausgangsmagmas
- b) Die Druck- und Temperaturbedingungen, bei denen das Ausgangsmaterial partiell aufgeschmolzen wird
- c) Reaktionen mit dem Nebengestein
- d) Fraktionierung auf dem Weg an die Erdoberfläche
- e) Assimilation von Nebengestein und Mischung mit anderen Magmen (Cox et al. 1989).

Zwischen Liquidus (Kristallisationstemperatur) und Solidus (Schmelztemperatur) stellt Magma ein Gemisch aus flüssiger (Schmelze) und fester Phase (Kristalle) dar. **Fraktionierte Kristallisation** bedeutet, dass bereits differenzierte Kristalle durch Mechanismen in der Magmenkammer, wie gravitative Separation oder Bewegungsdifferentiation, der Schmelze entzogen werden und die Schmelze dadurch ihre Zusammensetzung ändert (Abb. 1.7; Cox et al. 1989).

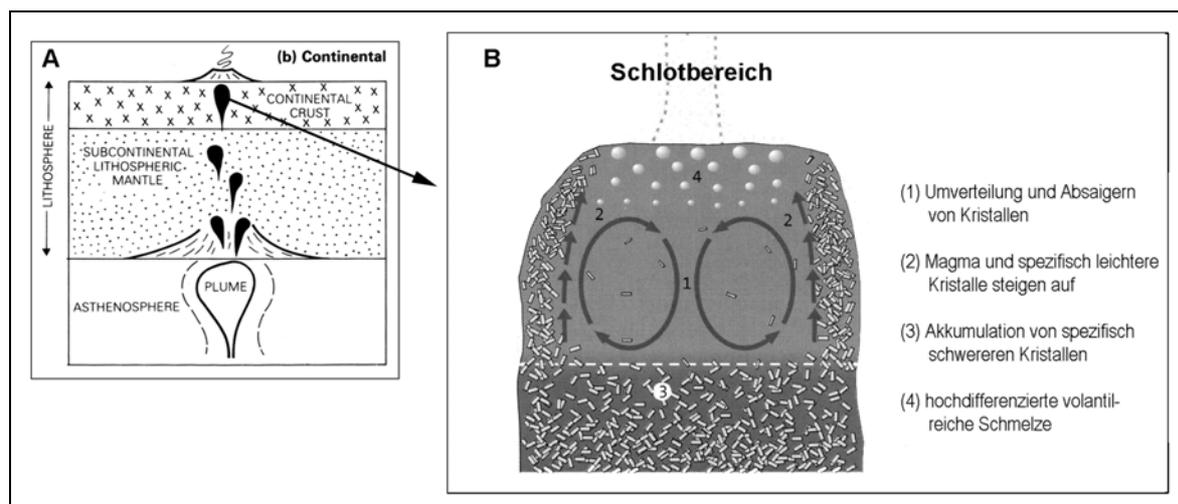


Abb. 1.7 A: Mantel-Plumes steigen von einer tieferen thermischen Grenzschicht zur oberen thermischen Grenzschicht (Asthenosphäre) auf. Die Basis der Lithosphäre wird dabei erwärmt (Wilson, 1991). Die aufsteigenden Primitiven Schmelzen werden auf dem Weg an die Erdoberfläche modifiziert; **Abb. B:** Bei Fraktionierungsprozessen in einer Magmenkammer werden bereits ausgeschiedene Kristalle der Schmelze entzogen, indem sie zu Boden sinken oder an den Wänden der Magmenkammer akkumulieren. Auf diese Weise entsteht in der Magmenkammer eine mineralogisch-chemische Zonierung (modifiziert nach Schmincke, 2000)

Wenn beispielsweise aus einem basaltischen Magma beim Erreichen des Solidus Olivin kristallisiert (ab 1200°C), der eine andere Zusammensetzung als die Schmelze aufweist (mehr Mg, weniger Si, Ca, Al), ändert sich dadurch entsprechend die Zusammensetzung der Schmelze (Cox et al. 1989). Charakteristischerweise nimmt mit zunehmendem Differentiationsgrad der SiO₂-Gehalt einer Schmelze zu (Schmincke, 2000).

Bei den Primitiven Magmen, aus denen die quartären Vulkanfelder der Eifel hervorgegangen sind, handelt es sich nach Schmincke et al. (1990) generell um SiO₂-untersättigte, mafische Magmen.

Dabei sind Unterschiede zwischen den primitiven Magmen der Eifel auf Fraktionierungsprozesse unter variablen Druckbedingungen, variable partielle Aufschmelzungsgrade und -mechanismen sowie die Derivation aus unterschiedlichen Teilen des heterogenen Mantels zurückzuführen. Die Interpretation zweier Magmenquellen stützt sich auf die Anwesenheit bestimmter Mineralphasen, die zweifellos unter verschiedenen, sowohl niedrigen als auch mittleren Drücken, und damit in unterschiedlichen Tiefenniveaus fraktioniert wurden (Schmincke et al. 1990). Wörner et al. (1986) postulieren zwei Magmenquellen aufgrund von unterschiedlichen ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr und ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd-Isotopenverhältnissen.

Der Grad der Differentiation der Eifelmagmen spiegelt sich in unterschiedlichen chemischen Gesamtzusammensetzungen und Änderungen der Einsprenglingsvergesellschaftung wider. Dabei können drei Differentiationsstufen unterschieden werden (Schmincke et al. 1990):

Die **primitiven Magmen** (speziell in der Westeifel) weisen die höchsten MgO-Gehalte (16 % bis 8-10 %) auf und zeigen innerhalb der ersten Differentiationsstufe eine drastische Abnahme des Mg-, Cr- und Ni-Gehaltes, was auf die Fraktionierung von Olivin, Pyroxen und Phlogopit zurückzuführen ist (Schmincke et al. 1990). Für die Westeifel wird eine polybarische Magmenentwicklung angenommen, bei der zunächst im oberen Mantel Al-reiche Augite aus dem aufsteigenden primitiven, alkalireichen Magma fraktioniert wurden. Die Fraktionierung Fe-reicher Augite erfolgte dagegen an der Mantel/Kruste-Grenze (Duda & Schmincke, 1985). Zonierte Pyroxene deuten auf den Zustrom von primitivem Magma hin, welches sich mit dem differenzierten Magma an der Mantel/Kruste-Grenze vermischt hat (Schmincke et al. 1990).

Die **intermediären Magmen** der Eifel (speziell in der Osteifel) zeichnen sich durch eine weitere Abnahme der Elemente Mg, Ca, Cr, Ni, Fe, Ti und P aus, was auf die Fraktionierung von Pyroxen Titanomagnetit, Amphibol, Sphene und Apatit zurückgeführt werden kann (Schmin-

cke et al. 1990). Die Schlackenkegel des Osteifel-Vulkanfeldes weisen Zonierungen von initialen intermediären tephritischen Laven mit Einsprenglingen von Olivin, Phlogopit, Klinopyroxen und z.T. Hauyn bis zu primitiven später eruptierten Laven auf (Schmincke et al. 1990). Die primitiven Laven enthalten neben Einsprenglingen von Klinopyroxen und Olivin auch Fragmente von Granuliten und peridotitischen Xenolithen und deuten somit auf Differenzierungsprozesse in tieferen Krustenniveaus hin. Die intermediären Magmen dagegen stammen aus einem Magmenreservoir, das sich später in höherem Krustenniveau unter weniger starkem Druck entwickelte (Schmincke et al. 1990).

Die **hochdifferenzierten Magmen** (hauptsächlich Kempenich, Rieden, Wehr, Laacher See in der Osteifel) zeichnen sich durch MgO-Gehalte von <1,5 %, einer weiteren Abnahme der Elemente Mg, Cr, Ti, P, Fe und einer Anreicherung der Hauptelemente Si, Al, K, Na sowie der Spurenelemente Zr, Nb, Rb, Ba, U und Th aus (Schmincke et al. 1990). Dies ist neben der Fraktionierung mafischer Mineralphasen auf die Fraktionierung von Plagioklas (außer im Rieden-Vulkanfeld), Sanidin, Hauyn und Nephelin zurückzuführen. Die hochdifferenzierten basanitischen bis phonolithischen Magmen der Osteifel haben sich in niedrigen Krustenniveaus unter niedrigerem Druck entwickelt (Schmincke et al. 1990).

Die vulkanischen Gesteine der West- und Osteifel können jeweils in ein älteres und jüngeres Subvulkanfeld unterteilt werden (Schmincke et al. 1990). Dabei weisen die Magmen der älteren Subvulkanfeldern eine **leuzitisch-(melilitisch)-nephelinitische (LMN)** Zusammensetzung auf, während die Magmen der jüngeren Subvulkanfelder durch eine **basanitische (B)** und lokal (in der Westeifel) durch eine olivin-nephelinitische Zusammensetzung gekennzeichnet sind (Schmincke et al. 1990).

Die unterschiedliche chemische Zusammensetzung der LMN- und B-Subvulkanfelder kann nach Schmincke et al. (1990) auf Migrationsprozesse der teilweise geschmolzenen Mantelbereiche von NW nach SE innerhalb der letzten 700 Ka zurückgeführt werden. Die B-Magmen der jüngeren Subvulkanfelder unterscheiden sich nach Schmincke et al. (1990) generell von den LMN-Magmen der älteren Subvulkanfelder durch einen niedrigeren Gehalt an inkompatiblen Elementen.

Die vulkanischen Produkte der **Westeifel** sind nach Lippolt (1983), Büchel & Lorenz (1982) und Mertes & Schmincke (1983) in einem Zeitraum von 700 und 10 Ka eruptiert und unterscheiden sich generell von denen der Osteifel durch ihren mafischeren Charakter, ihre höhere

SiO₂-Untersättigung und ihren höheren Anteil peridotitischer Xenolithe (Schmincke et al. 1990).

Das ältere nordwestliche Westeifel-Vulkanfeld wird durch Nephelinite, Melilit-Nephelinite und Leuzite gekennzeichnet, die durch hohe K₂O-Gehalte und hohe MgO-Gehalte (7 bis 14 Gew. %) gekennzeichnet sind. Tephren intermediärer bis hochdifferenzierter Magmen sind selten.

Das jüngere südöstliche Westeifel-Vulkanfeld beinhaltet plagioklashaltige Basanite und daneben Olivin-Nephelinite. Die Magmen unterscheiden sich von denen des älteren Westeifel-Vulkanfeldes durch höhere MgO-Konzentrationen (>11 Gew. %) und niedrigere Konzentrationen der Spurenelemente Ba, Rb, Ca, Nb und Zr und der Hauptelemente K und Ca (Schmincke et al. 1990).

Das **Osteifel-Vulkanfeld** wird nach Houghton & Schmincke (1989) in ein älteres Riedener-Vulkanfeld sowie ein jüngeres Laacher-Vulkanfeld unterteilt. Beide Vulkanfelder erstrecken sich NW-SE. Die Grenze zwischen den Vulkanfeldern verläuft westlich des Laacher Sees (Abb. 1.8).

Das ältere Riedener-Vulkanfeld ist in einem Zeitraum von 380 bis 430 Ka (Bogaard & Schmincke, 1990) entstanden und wird durch Leuzite, Nephelinite, Melilit-Nephelinite und deren Derivate gekennzeichnet. Die mafischen Magmen weisen nach Schmincke et al. (1990) ähnliche chemische Zusammensetzungen wie die Magmen des älteren Westeifel-Vulkanfeldes auf.

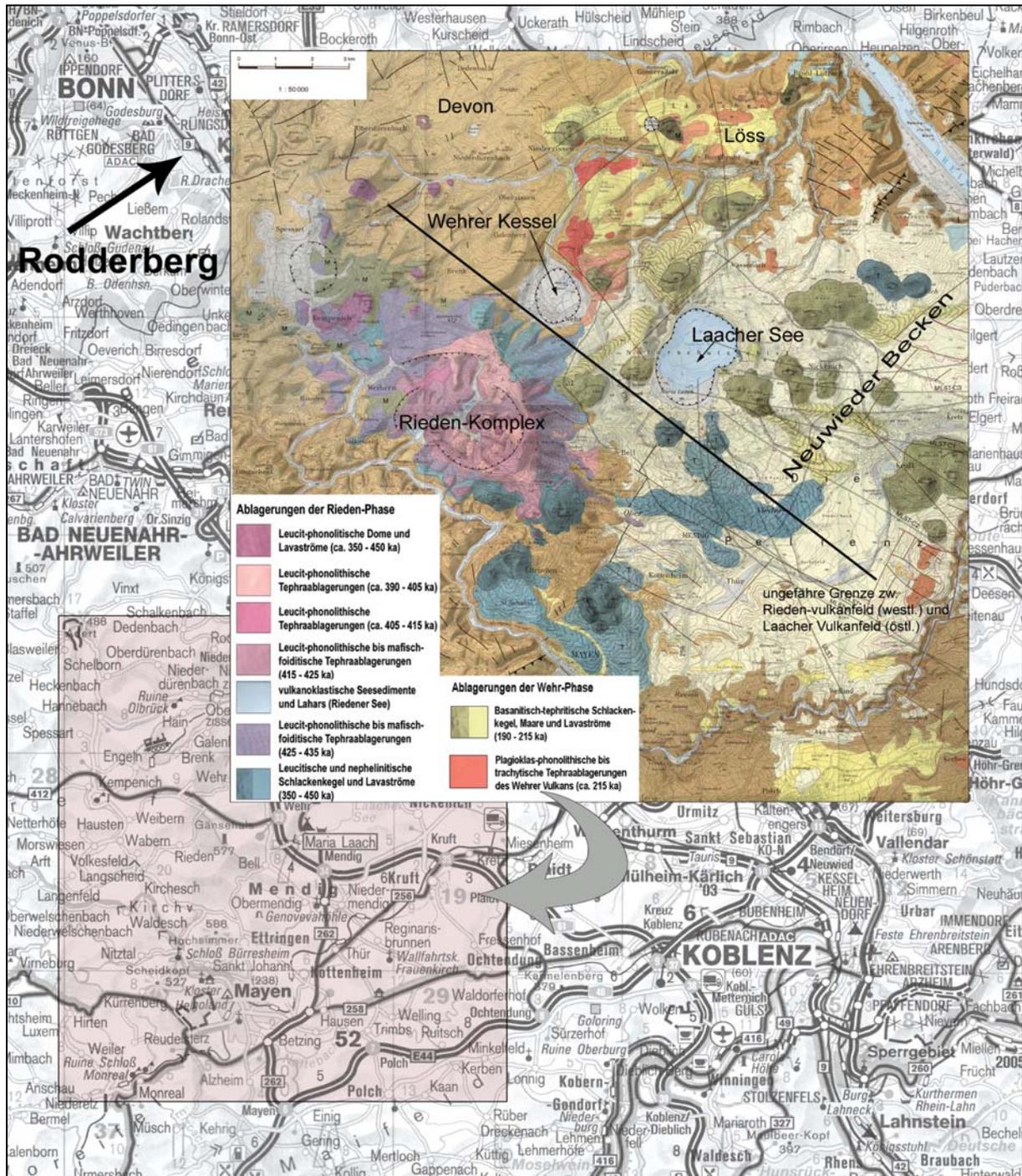


Abb. 1.8: Die Abbildung stellt eine topographische Übersicht des Bonn-Koblenzer Raums mit einer vulkanologischen Übersichtskarte des Osteifel-Vulkanfeldes (aus Schmincke et al. 1990) dar. Die Legende beschreibt die Zusammensetzung der Gesteine der Rieder- und der Wehr-Phase.

Im westlichen Teil des Laacher Vulkanfeldes befinden sich der Komplex des Wehrer Kessels (Phase 4, Abb. 1.9; Abb. 1.8) und der phonolitische Vulkan des Laacher Sees (Phase 6, Abb. 1.8; Abb.1.9). Am Beginn der Phase 4 eruptierte vor 215 Ka (Bogaard et al. 1989) der Wehrer Vulkan. Kurz nach der Ablagerung der dabei geförderten plagioklas-phonolithischen Hüttenberg-Tephra, entstanden im gesamten Ostteil des Vulkanfeldes zahlreiche basanitische

Schlackenkegel und Lavaströme (Bogaard & Schmincke, 1990; Schmincke et al. 1990). Nach einer Pause eruptierte der Wehrer Vulkan vor 150 bis 115 Ka erneut (Gless-Tephra; 151 +/- 11 Ka; Bogaard et al. 1989). Dabei entstand ein weiteres phonolithisches Eruptionszentrum (Dümpelmaar, 116 +/-16 Ka). Darüber hinaus eruptierten basaltische Magmen tephritischer Zusammensetzung (Bogaard & Schmincke, 1990). Die Magmen des jüngeren Vulkanfeldes zeichnen sich im Vergleich zu den Magmen des älteren Osteifel-Vulkanfeldes durch ihren höheren SiO₂-Gehalt und niedrigeren Na₂O-, K₂O-, P₂O₅-, CaO-, Nb-, Sr-, Ba-, Cu- und teilweise niedrigeren TiO₂-Gehalt aus (Schmincke et al. 1990).

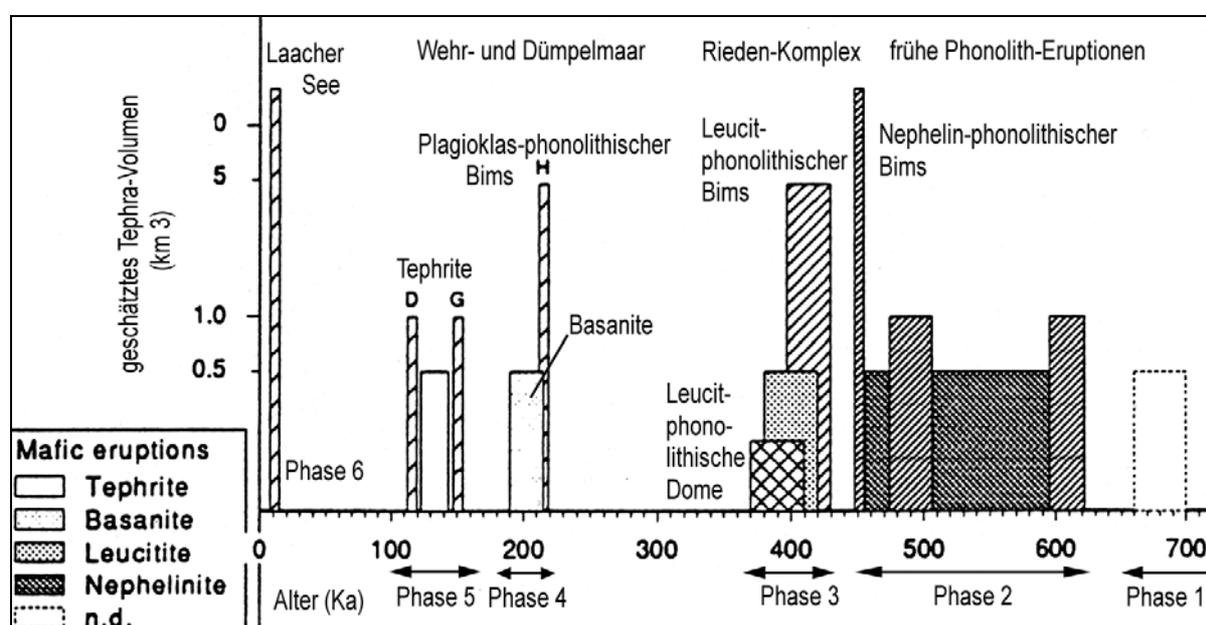


Abb. 1.9: Der Vulkanismus in der Osteifel setzte vor ca. 650.000 a ein und endete vor 11.000 a. Man unterscheidet 6 vulkanische Phasen, aus denen plagioklas-phonolithische, leucit-phonolithische und nephelin-phonolithische vulkanische Förderprodukte resultierten (Schmincke et al., 1990).

Der Rodderberg-Vulkankomplex befindet sich ca. 40 km nördlich des Osteifel-Vulkanfeldes. Der leucit-nephelinitische Charakter des Dykes in der Nordgrube des Rodderberg-Vulkankomplexes (Wilckens, 1927; Frechen, 1971; Braun, 1974) legen die Vermutung nahe, dass der Rodderberg-Vulkanismus in einem direkten Bezug zum Osteifel-Vulkanismus steht und möglicherweise von der gleichen Magmenquelle gespeist wurde, indem aufsteigende Schmelze nach Norden migriert ist.

1.5 Vulkanologische Charakteristika von Schlackenkegeln

1.5.1 Morphologie

Schlackenkegel sind kegelförmige Gebilde mit einer abgestumpften Spitze, die kraterförmig eingesunken sind. Im Vergleich zu Strato- oder Schildvulkanen sind diese Vulkane relativ klein. Sie erreichen Kraterdurchmesser von 100 bis 1000 m, Kegelhöhen von 45 bis 450 m und Basisdurchmesser von 250 bis 2500 m. Ihr Hangneigungswinkel beträgt 25 bis 38°, wobei dieser mit der Zeit durch Erosion systematisch verkleinert wird (Abb. 1.10; Vespermann & Schmincke, 2000). Die Morphologie wird von dem Gesamtvolumen des erupierten Magmas, der Eruptionsrate und der mittleren Ausbruchsgeschwindigkeit des Magmas, der Ausrichtung der Eruptionssäule (senkrecht oder geneigt), der Windrichtung und Windgeschwindigkeit, der Art und Größe der pyroklastischen Partikel und der Geometrie des Schlotes bestimmt. Außerdem beeinflussen phreatomagmatische Eruptionswolken und das Ausfließen von Lavaströmen das Erscheinungsbild (Vespermann & Schmincke, 2000).

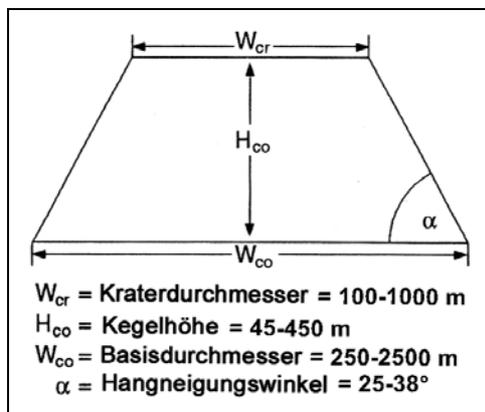


Abb. 1.10: Die Abbildung zeigt ein Modell eines Schlackenkegels mit den Parametern Kraterdurchmesser, Kegelhöhe, Basisdurchmesser und Hangneigungswinkel (Vespermann & Schmincke, 2000)

1.5.2 Eruptionsprozess

Schlackenkegelvulkane sind monogenetisch, d.h. sie werden in einer einzelnen Episode mit nahezu konstanten Eruptionsbedingungen innerhalb weniger Tage, Monate oder höchstens einem Jahr gebildet und treten im Gegensatz zu Tuffringen und Maaren in gut entwässerten Gebieten, ohne Grundwasserkontakt und meist in Gruppen auf (Vespermann & Schmincke, 2000)

Schlackenkegel resultieren aus strombolianischen/hawaiianischen Eruptionen, die basaltische bis andesitische Magmen mit geringer Viskosität fördern. Das Eruptionsverhalten wird von der Aufstiegs geschwindigkeit der Blasen und vom Gasgehalt der Schmelze bestimmt (Vergnolle & Mangan, 2000). Die bedeutendsten volatilen Komponenten im Magma sind H_2O , CO_2 , S, Cl und F (Wallace & Anderson, 2000). Sie kommen je nach Ausgangsgestein bzw. -magma und Grad der partiellen Aufschmelzung in unterschiedlichen Konzentrationen vor (Schmincke, 2000). Beim Aufstieg eines Magmas und der damit verbundenen Druckentlastung nimmt der Partialdruck der Volatile zu, bis sich an der Sättigungsgrenze schließlich eine freie Gasphase bildet (Cashman et al. 2000).

Die **Blasenbildung** erfolgt bereits bei geringer Übersättigung eines volatilen Elements an der Entmischungsgrenze (Abb. 1.11; Cashman et al. 2000). Durch Diffusion der Volatilen in die Blase beginnen diese an der Grenzfläche zwischen Kristallen und Schmelze zu wachsen, wodurch der Aufstieg des Magmas beschleunigt wird. Die Bildung von Blasen und deren Wachstum sind also für die Expansion ausschlaggebend und bestimmen indirekt die Explosivität einer Eruption. Beim Aufstieg des Magmas in kühlere Krustenniveaus wird die Schmelze viskoser, je mehr flüchtige Bestandteile sich in den Blasen konzentrieren und je weiter die Schmelze sich beim Aufstieg abkühlt, was dem Auftrieb wiederum entgegenwirkt. Zwischen der Entmischungszone und der Fragmentierungszone stellt Magma ein Zwei-Phasen-Gemisch aus Schmelze und Blasen dar (Abb. 1.11; Cashman et al. 2000).

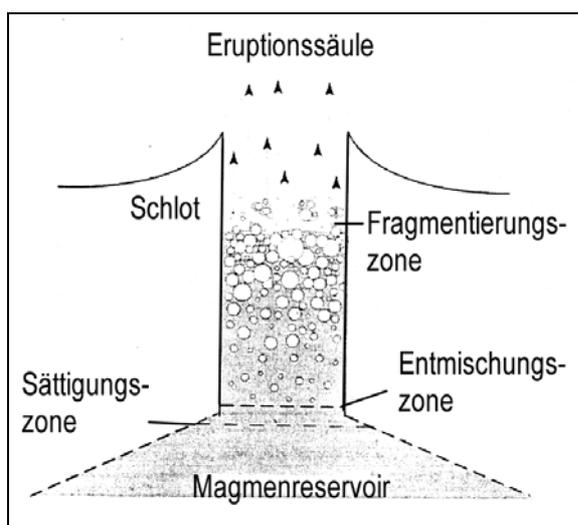


Abb. 1.11: Ein Magma ist an der Sättigungsgrenze mit Volatilen gesättigt. An der Entmischungsgrenze beginnen sich Blasen zu bilden. Zwischen der Entmischungszone und der Fragmentierungszone stellt Magma ein Zwei-Phasen-Gemisch aus Schmelze und Blasen dar. Bei einem Gasgehalt von 60-85 Vol. % beginnt die Fragmentierung (Cashman et al. 2000, modifiziert nach Sparks, 1978).

Wenn die Gasphase 60 bis 85 % des verfügbaren Volumens einnimmt, erfolgt schließlich die **Fragmentierung** beim Überschreiten der Zugspannung des sich ausdehnenden Zwei-Phasen-Gemisches (Abb. 1.11; Cashman et al. 2000). Bei dem Prozess wird die potentielle Energie des expandierenden Magmas (Schmelze und Blasen) in kinetische Energie umgewandelt und das fragmentierte Magma in Form einer strombolianischen/hawaiianischen Eruptionssäule aus dem Schlot befördert (Cashman et al. 2000).

Der Gasfluss ist relativ zum Lavafluss bei **strombolianischen Eruptionen** höher als bei hawaiianischen Eruptionen. In diesem Falle kommt es zur Kollision und zum Zusammenwachsen (Koaleszieren) von Blasen. Dabei entstehen Gastaschen von der Breite des Schlotes. Die zwischen den Gastaschen befindliche Schmelze wird durch deren Aufsteigen mit an die Erdoberfläche befördert und schubweise eruptiert (Vergnolle & Mangan, 2000). Im Gegensatz dazu kommt es bei **hawaiianischen Eruptionen** aufgrund der höheren Aufstiegsgeschwindigkeit des Magmas kaum zum Zusammentreffen von Blasen. Außerdem ist der Gasgehalt der Schmelze höher als bei strombolianischen Eruptionen und es entstehen Gasströme innerhalb der Magmensäule, wodurch das Magma als Lavafontäne gefördert wird (Vergnolle & Mangan, 2000).

Häufig bilden phreatomagmatische (Kap. 1.6.3) und magmatische Prozesse komplexe Systeme (Vespermann & Schmincke, 2000). Dabei treten phreatomagmatische Eruptionen meist im Initialstadium eines Schlackenkegels auf, und zwar wenn aufsteigendes Magma auf einen wasserführenden Aquifer trifft und das Wasser sich explosionsartig ausdehnt. Dabei wird ein Sprengtrichter freigelegt, der dem Magma den Weg an die Erdoberfläche ermöglicht (Schmincke, 2000). Die vollständige Entleerung der Magmenkammer folgt daraufhin für gewöhnlich in Form von „trockenen“ hawaiianischen/strombolianischen Eruptionen (Vespermann & Schmincke, 2000).

1.5.3 Ablagerungen

Der größte Teil des Magmas wird bei einer Eruption explosiv aus dem Schlot gefördert und auf parabelförmigen **ballistischen Bahnen** transportiert. Feinkörnigeres Material kann auch **konvektiv** durch die vorherrschenden Winde transportiert werden, um dann infolge der Schwerkraft zurück auf die Erde zu gelangen (Cas & Wright, 1987). Die Korngröße der eruptierten Klaster nimmt mit zunehmender Entfernung zum Schlot ab. Der Ablagerungsfächer

reicht von einigen Zehner Metern bis zu mehreren Kilometern im Umkreis des Kraters. Die Geometrie und Größe eines Ablagerungsfächers reflektiert die Höhe der Eruptionswolke sowie die Geschwindigkeit und Richtung der atmosphärischen Winde (Cas & Wright, 1987).

Die aus strombolianischen/hawaiianischen Eruptionen resultierenden **pyroklastischen Fallablagerungen** bestehen hauptsächlich aus Schlacke, akzessorischen Bestandteilen komagmatischer Gesteine früherer Eruptionen, sowie xenolithischen Klusten. Fallablagerungen sind gut sortiert und geschichtet, weisen jedoch niemals sedimentähnliche Strukturen auf. Man untergliedert Schlacke im Bezug auf die Korngröße in Blöcke bzw. Bomben, Lapilli und Asche (Abb. 1.12).

Korngröße	Bezeichnung
>64 mm Durchmesser	Blöcke (eckig) bzw. Bomben (rundlich)
2-64 mm Durchmesser	Lapilli
< 2mm Durchmesser	Asche

Tab. 1.1: Pyroklastische Fallablagerungen werden je nach Korngröße in Blöcke bzw. Bomben, Lapilli und Asche unterteilt (Schmincke, 2000).

Die Basis eines Schlackenkegels wird aus **phreatomagmatischen initialen Ablagerungen** (initialer Tuffring) gebildet, die 100 bis 300 Meter vom Kraterrand reichen (Abb. 1.12). Charakteristischerweise bestehen die Ablagerungen aus grobkörnigen, schlecht sortierten xenolithreichen Brekzien, die häufig von feinkörnigeren Aschelagen unterbrochen werden. Die juvenilen Komponenten weisen aufgrund der Abschreckung durch Wasserkontakt relativ wenig Blasen auf (Schmincke et al. 1990). Die distalen Initialschichten unterscheiden sich in ihrer Ausbildung, bis auf eine deutliche Abnahme der Korngröße und Schichtmächtigkeit, kaum von den proximalen Initialschichten.

Die **Hauptkraterfazies** (Abb. 1.12) wird durch trichterförmige Abrutschungen gekennzeichnet, welche die prävulkanische Oberfläche und die initialen Ablagerungen treppenförmig zum Kraterinneren absacken lassen (Vespermann & Schmincke, 2000; Schmincke, 2000).

Die **untere Kraterfazies** (Abb. 1.12) besteht aus eruptiven Lavafetzen, die vollkommen verschweißt sind und als Agglutinat bezeichnet werden. Im Übergang zur Wallfazies sind in Kraterrandnähe die Schlacken immer noch verschweißt, jedoch als Einzelklusten erkennbar (Vespermann & Schmincke, 2000).

Die **obere Kraterfazies** (Abb. 1.12) besteht aus schlecht sortierten Lapillilagen, in die zahlreiche Bomben bis zu einem halben Meter Durchmesser eingebettet sind. Diese werden auch

als Bombenagglomerat bezeichnet. Die Kraterfaziesgesteine können bedingt von durchströmenden heißen Gasen oxidiert und rot gefärbt sein (Schmincke, 2000).

An den Seiten der Hauptkraterfazies folgt die **Wallfazies** (Vespermann & Schmincke, 2000). Diese wird durch gut sortierte, mehrere Meter mächtige, ballistisch transportierte Fallablagerungen (Lapilli) charakterisiert. Die Lapilli sind über den gesamten Schlackenkegel verbreitet. Die proximale Wallfazies besteht aus massigen, z.T. verschweißten Schlacken, die zur distalen Wallfazies hin zunehmend lockerer und feinkörniger werden (Vespermann & Schmincke, 2000). Der obere Teil der Wallfazies wird durch Hangrutschungen im Spätstadium gebildet (Schmincke, 2000; Abb. 1.12).

Die **Postkraterfazies** (Schmincke, 2000; Abb. 1.12) wird durch postvulkanische Füllungen aus Löss, Paläoböden oder Tuffe, jüngerer Eruptionen charakterisiert.

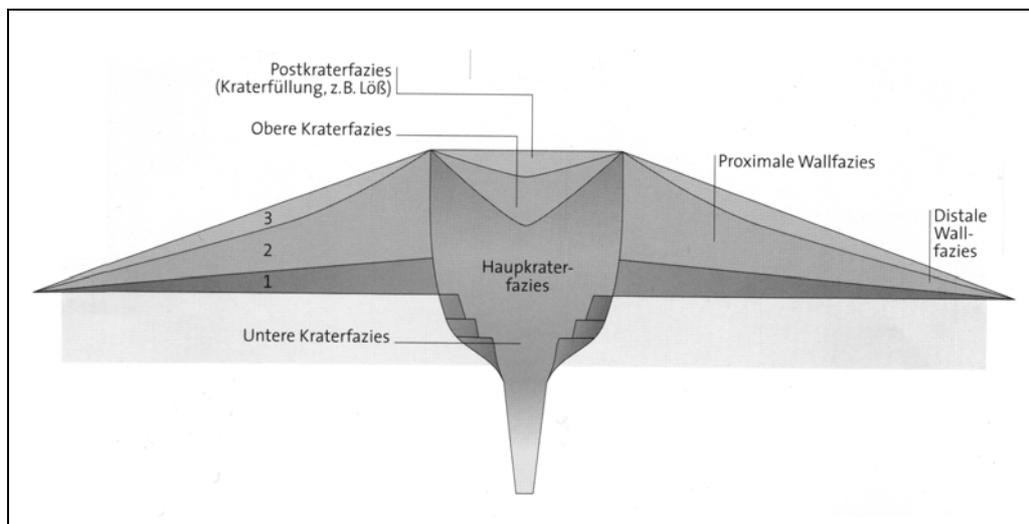


Abb. 1.12: Die Abbildung stellt einen schematischen Querschnitt eines Schlackenkegels dar. Auf die Ablagerungen einer phreatomagmatischen Initialphase (1) an der Basis folgt im Profil die proximale und distale Wallfazies (2). Die Oberfläche des Walls bildet die obere Wallfazies in Form von Hangrutschungsschichten des Spätstadiums (3) (Schmincke, 2000).

1.6 Vulkanologische Charakteristika von Tuffringen, -kegeln und Maaren

Tuffringe und -kegel sowie Maare sind häufige subaerische Vulkanformen und in allen geotektonischen Milieus vertreten. Sie sind vielerorts mit Schlackenkegeln assoziiert und bilden Gruppen (Vespermann & Schmincke, 2000). Diese Vulkantypen resultieren aus phreatomagmatischen Eruptionen und entstehen folglich in Gebieten mit hoher Grundwasseranreicherung, wie alluvialen Fächern, in wasserreichen subaerischen, lakustrinen oder

fluviatilen Milieus. Der Eruptionscharakter ist im Gegensatz zu dem bei Schlackenkegeln „kalt und feucht“ (Vespermann & Schmincke, 2000).

1.6.1 Morphologie

Tuffringe sind flache, nicht mehr als 50 m hohe auf die Landoberfläche aufgesetzte Vulkane. Ihre Krater haben eine geringe Tiefe und der Hangneigungswinkel beträgt weniger als 25° in Kraternähe (Vespermann & Schmincke, 2000).

Tuffkegel sind mit einer Höhe von 50 bis 330 Metern höher als Tuffringe und weisen Kraterdurchmesser von 100 bis 1500 m auf. Der Hangneigungswinkel beträgt bis zu 45° am Kraterrand und 10 bis 30° am Hang. Der Kraterboden befindet sich wie bei Tuffringen über der Landoberfläche (Vespermann & Schmincke, 2000)

Maare sind morphologisch ähnlich aufgebaut wie Tuffringe, unterscheiden sich jedoch dadurch, dass ihre Krater 10 bis 500 m tief in die prävulkanische Oberfläche eingesunken und oft mit Wasser gefüllt sind. Maare sind schüsselförmig und werden meist von niedrigen Tuffringen umgeben, die ebenfalls Hangneigungswinkel von weniger als 25° in Kraternähe aufweisen (Abb. 3.7; Vespermann & Schmincke, 2000).

1.6.2 Eruptionsprozess

Subaerische Vulkanformen wie Tuffringe, -kegel und Maare resultieren aus **phreatomagmatischen Eruptionen**. Derartige Eruptionen entstehen durch den Kontakt von Schmelze und Wasser, wenn aufsteigendes Magma auf einen wasserführenden Aquifer trifft (Abb. 1.1.3; Morrissey et al. 2000). Durch die explosive Expansion von flüssigem Wasser zu Wasserdampf und durch die Entmischung von magmatischen Volatilen kommt es zu einer intensiven Fragmentierung des Magmas und des Nebengesteins (Schmincke, 2000). Dabei wird die thermische Energie des Magmas in kinetische Energie umgewandelt (Morrissey et al. 2000). Phreatomagmatische Ausbrüche äußern sich in pulsierenden Explosionen mit kurzen Ruhepausen (Schmincke, 2000).

Aus phreatomagmatischen Eruptionen resultieren hochenergetische **Base-Surges**, reich an Wasserdampf sind (Abb. 1.13). Base-Surges folgen nur bedingt der Topographie und breiten sich auch über die Talränder aus (Schmincke, 2000). Je mehr Wasser zur Verfügung steht, desto wasserreicher sind die Eruption und die damit verbundenen Base-Surges.

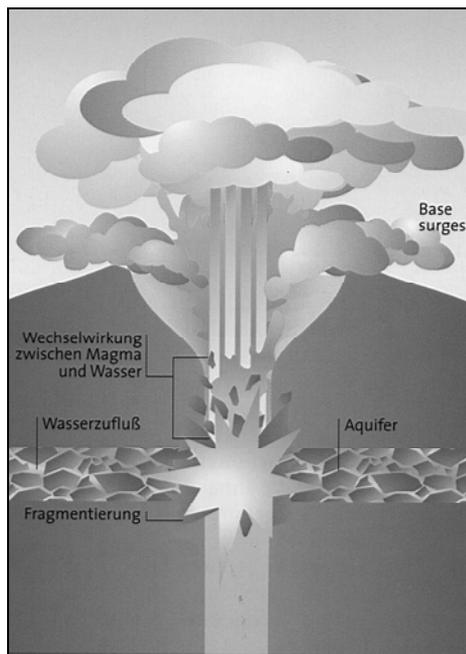


Abbildung 1.13: Die Wechselwirkung zwischen aufsteigendem Magma und oberflächennahen wasserführenden Schichten führt zu einer explosionsartigen Ausdehnung von Wasserdampf. Dadurch werden Magma und das Nebengestein fragmentiert und in Form von Base-Surges lateral verfrachtet (Schmincke, 2000).

Die aus phreatomagmatischen Eruptionen resultierenden Tuffringe, -kegel und Maare sind in der Eifel weit verbreitet, da dort der devonische Untergrund von hydrologisch wirksamen Klüften durchzogen ist. Steigt Magma an solchen Bruchzonen auf, kommt es generell bei Wasserabwesenheit zu Schlackenkegeleruptionen. Bei konstanter Zufuhr von Wasser entstehen phreatomagmatische Eruptionen und bei unregelmäßiger Wasserzufuhr resultieren komplexe Systeme aus beiden Prozessen (Abb. 1.14).

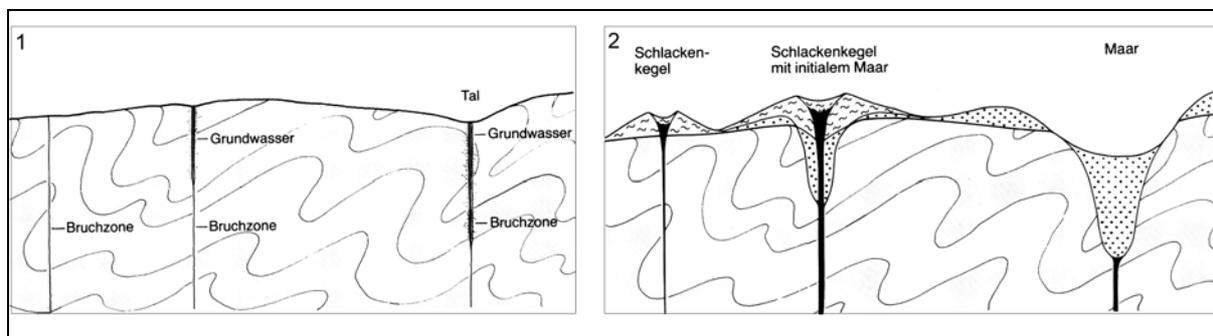


Abb. 1.14: Reine Schlackenkegel entstehen, wenn ein Bruch unter einer Hochfläche zur Förderspalte aufgeweitet wird; Magma dringt nach oben, ohne auf Wasser zu treffen. Ein Schlackenkegel mit einem initialem Maar entsteht, wenn Magma in einer relativ wenig Wasser führenden schmalen Bruchzone nach oben steigt. Ist das Wasser entfernt, kann Magma an die Oberfläche steigen und in dem initialen Maar einen Schlackenkegel bilden. Reine Maare entstehen meist in Tälern, wo die Wassermenge in den Bruchzonen am höchsten ist (Lorenz, 1985).

Die Tiefe, in der Magma und Wasser aufeinander treffen, ist bei Maaren deutlich größer als bei Tuffringen (Vespermann & Schmincke, 2000). Nach der Entleerung der Eruptionskammer sinkt die Oberfläche infolge des Massendefizits ein und es entsteht eine kraterartige Einbruchssenke. Nach der Eruption kann sich in der Senke ein See bilden (Lorenz, 1988).

1.6.3. Ablagerungen

Base-Surge-Ablagerungen können bis zu über 90 % Nebengesteinsfragmente (Xenolithe) enthalten (Schmincke et al. 1990). Die juvenilen Klasten sind meist infolge der Abschreckung durch Wasserkontakt blasenarm ausgebildet. Die Mächtigkeit der Schichten nimmt mit der Entfernung zum Schlot ab (Cas & Wright, 1987). Die Ströme hinterlassen aufgrund ihres Wassergehaltes, häufig sedimentähnliche Strukturen wie Kreuzschichten, Dünen und Antidünen oder Rippeln (Morrissey et al. 2000). Ein Indiz für die Feuchtigkeit des Materials während der Ablagerung liefern plastische Verformungen der Schichten durch ballistisch transportierte Blöcke oder Bomben (Schmincke, 2000).

In der folgenden Tabelle (1.2) sind die am Rodderberg auftretenden vulkanologischen Charakteristika, die in Kap. 1.5 und 1.6 erläutert wurden, tabellarisch kurz zusammengefasst. Das vulkanologische Erscheinungsbild des Rodderbergs ist durch eine zentrale schüsselartige Ein-senkung gekennzeichnet, die offensichtlich aus einer initialen phreatomagmatischen Eruption resultierte, aus der phreatomagmatische Ablagerungen hervorgegangen sind. Der Eruptionscharakter solcher Eruptionen ist „kalt“ und „feucht“. Nach der initialen Maareruption kam es zu „heißen“ und „trockenen“ strombolianischen Schlackenkegeleruptionen, die Fallablagerungen in Form von Blöcken, Bomben, Lapilli und Asche gefördert haben.

Vulkanform:	Schlackenkegel	Tuffringe, Tuffkegel und Maare
Eruptionsprozess:	strombolianisch	phreatomagmatisch
Ablagerungen:	Fallablagerungen durch ballistischen Transport	Fall-und Surgeablagerungen
Eruptionscharakter:	heiß und trocken	kalt und feucht

Tab. 1.12: Die Tabelle stellt eine Übersicht über die am Rodderberg auftretenden Eruptionsprozesse, die daraus resultierenden Vulkanformen, die Art der entsprechenden Ablagerungen und den Charakter der jeweiligen Eruptionsprozesse dar.

2. Geologie des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet befindet sich im unmittelbaren Übergangsbereich der Niederrheinischen Bucht zum linksrheinischen Schiefergebirge (Abb. 1.2)

Der Untergrund des Rodderbergs ist von sandig und schluffig bis tonig ausgebildeten und z.T. geschieferten **unterdevonischen** Gesteinen (Herdorf- und Rauhfaser-Schichten der Mittleren und Oberen Siegen-Stufe) geprägt (Burre, 1995; Abb. 2.1).

Am Rolandsbogen sind **tertiäre** Basalte aufgeschlossen (Feldspatbasalt, Limburgitischer Basalt; Abb. 2.1).

Bei den **Hauptterrassenablagerungen** des Unter-Pleistozäns (Alter lt. Abb. 1.4) handelt es sich im Wesentlichen um Sande und Kiese und untergeordnet devonische Gerölle (Richter, 1942). Im Untersuchungsgebiet und in der näheren Umgebung ist die unterpleistozäne **ältere Hauptterrasse** (Alter lt. Abb. 1.4) auf der linksrheinischen Seite nur noch an Einebnungen in einer Höhe von 205 bis 215 m ü. NN (bei Wingertsberg und Berschberg) zu erkennen (Bibus, 1980). Die **jüngere Hauptterrasse** (Alter lt. Abb. 1.4) ist dagegen auf beiden Seiten des Rheins gut entwickelt. Linksrheinisch sind diese Ablagerungen auf den Höhen westlich von Rolandseck und um den Rodderberg gut aufgeschlossen. Bei Rolandseck und südlich davon sind sie dagegen nur durch unbedeutende Einebnungen angedeutet. Die Basis der Terrassenablagerung liegt rechtsrheinisch zwischen 172 und 190 m ü. NN und linksrheinisch zwischen 165 und 180 m ü. NN. Am Rodderberg beträgt die topographische Höhe der (+/- erodierten) Oberfläche der jüngeren Hauptterrasse ca. 175 m ü. NN (Bibus, 1980).

Auf die j HT folgen **pyroklastische Ablagerungen** der ersten Eruption des Rodderbergs. Dabei entstand der heute noch morphologisch gut erkennbare Maarkrater (Blanchard, 2002). Die **mittlere Mittelterrasse** (Alter lt. Abb. 1.4) wird in der geologischen Karte von Königswinter als **ältere Mittelterrasse** (Alter lt. Abb. 1.4) bezeichnet (Abb. 2.1). Die Ablagerungen bestehen aus Sanden und Kiesen (Burre, 1995) und stehen am Rodderberg vereinzelt in einer Höhe von ca. 110 m ü. NN an (Bibus, 1995). Am Nordosthang des Rodderbergs war die m MT in verschiedenen Kiesgruben aufgeschlossen, die jedoch mittlerweile verschüttet sind (Bibus, 1980). Die **untere Mittelterrasse** (Alter lt. Abb. 1.4) tritt im Untersuchungsgebiet am Ostfuß des Rodderbergs in schmalen Streifen zutage. Die Basis liegt auf einer Höhe zwischen 70 und 75 m ü. NN (Bibus, 1980).

geologische Karte 1: 25.000 von Königswinter (Ausschnitt)

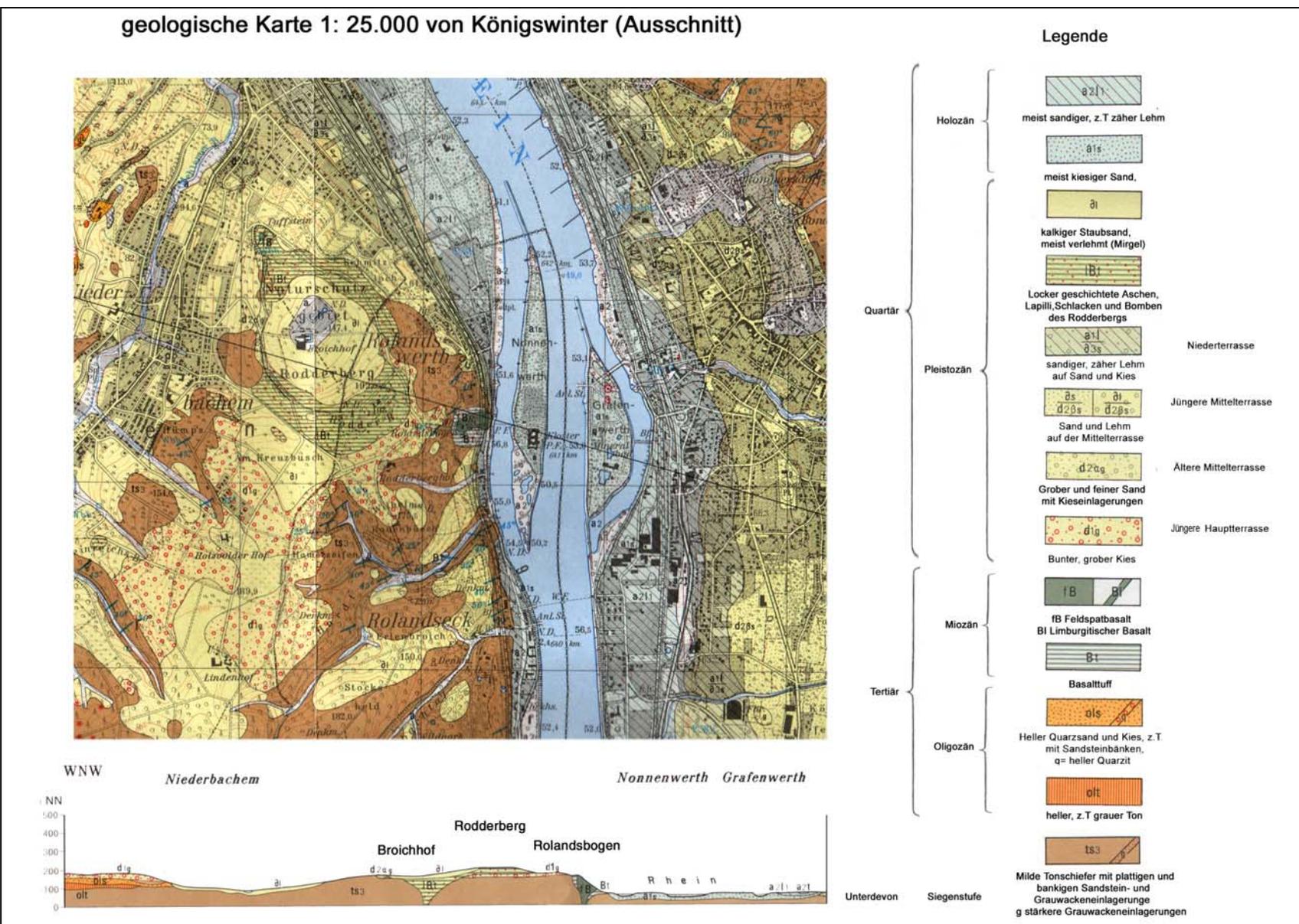


Abb. 2.1: Der Untergrund des Untersuchungsgebietes ist überwiegend von devonischen Schichten geprägt und großflächig von pleistozänen und holozänen Sedimenten überdeckt. Die Tuffe des Rodderbergs liegen auf der jüngeren Hauptterrasse. Am Rolandseck treten tertiäre Basalte zutage (Ausschnitt aus der geologischen Karte 1: 25 000, Blatt 5309 Königswinter).

Während der Mittelterrassenzeit erfolgte in der Saale-Kaltzeit die Ablagerung von **Löss (älterer Löss)**. Dieser ist z.T. verschwemmt worden und am Rodderberg in der Nordgrube, in der Feldgrube und im Maarkrater zu finden.

Die **ältere Niederterrasse** ist unterhalb des Rodderbergs als schmales Band ausgebildet und verbreitert sich im Verlauf der trichterförmigen Öffnung des Rheintals bei Bad Godesberg.

Die **jüngere Niederterrasse** ist am Rodderberg nicht aufgeschlossen.

Die **pyroklastischen Ablagerungen** des Rodderbergs wurden im Zuge mehrerer Eruptionen gefördert und treten in Form von Schlacken, Lapilli, Bomben und Aschen auf. Ascheablagerungen finden sich auch in einigen distalen Aufschlüssen wieder, die im Rahmen verschiedener Forschungsarbeiten beschrieben wurden. In einer Schottergrube bei Mehlem (Abb. 1.1) beschreiben Laspeyres (1901) und Richter (1942) ein Profil, das mittlerweile verschüttet ist. In diesem Profil stehen Schotter und Sande der m MT, bzw. der älteren Mittelterrasse an. Darauf folgt verlagerter und verlehmteter älterer Löss und bis zu 1 m mächtige vulkanische Asche des Rodderbergs. Das Profil wird von einem jüngeren Löss abgeschlossen (Richter, 1942).

Südlich von Lannesdorf hat Richter (1942) vulkanische Aschen des Rodderbergs beschrieben, die über einem Löss (ohne Altersangabe) folgen (Abb. 1.1). Weitere distale Tephrenablagerungen des Rodderbergs befinden sich nach Bartels & Hard (1974) an der Schnellstraße zwischen Bonn Lengsdorf und Hardtberg und nach v. Dechen (1861) in einem Aufschluss zwischen Poppelsdorf und Ippendorf (Abb. 1.1)

Auf die pyroklastischen Ablagerungen des Rodderbergs folgt ein postvulkanisch abgelagerter **Löss (jüngerer Löss)**. In der geologischen Karte werden älterer und jüngerer Löss zusammengefasst und als „kalkiger Staubsand (Mirgel)“ bezeichnet. Der jüngere Löss bedeckt weite Flächen des Untersuchungsgebietes. Bei einer Forschungsbohrung im Jahre 2000, die vom Geologischen Landesamt NRW durchgeführt und von der Arbeitsgruppe Prof. Zöller der Universität Bonn beaufsichtigt wurde, stellte man fest, dass der Maarkrater bis zu einer Tiefe von 55 Metern mit Löss gefüllt ist. Die Basis dieser Kraterfüllung wurde dabei nicht erreicht. Nach der Ablagerung des jüngeren Löss entstanden im Untersuchungsgebiet **postvulkanische Verwerfungen**. Im Norden ist eine Verwerfung mit einem Versatz von 15 m verzeichnet und im südlichen Teil des Maarkraters ist eine weitere Verwerfung mit 5 m Versatz dokumentiert (Richter, 1942; Abb. 2.1).

3. Forschungsgeschichte und Forschungsstand

Der Rodderberg wird seit 215 Jahren wissenschaftlich untersucht. Das morphologische Erscheinungsbild des Rodderbergs in Form einer schüsselartigen Einsenkung veranlasst Nose (1789) zur Annahme einer vulkanischen Entstehung. Seitdem ist der Rodderberg Gegenstand der Forschung. Dabei sind im Rahmen zahlreicher Forschungsarbeiten lithologische, geochemische und geophysikalische Untersuchungen durchgeführt worden. Des Weiteren wurden mehrere Interpretationsansätze über die Eruptionsgeschichte (Kap. 3.1) und das Alter (Kap. 3.2) des Vulkans geliefert.

3.1 Geländebeobachtungen und geophysikalische Untersuchungen

Die ersten Beschreibungen der Rodderbergtephren und Interpretationsansätze über deren Entstehung liefert Thome (1835). Dem Autor fällt auf, dass die Ablagerungen sich deutlich in ihrer internen und externen Struktur unterscheiden und deutet diese als vulkanische Produkte. Das Auftreten von vulkanischen Ablagerungen in distalen Aufschlüssen, die bereits in Kap. 2 erwähnt wurden, wird von einigen Autoren mit dem Rodderberg-Vulkanismus in Verbindung gebracht. Bei diesen distalen Tephren handelt es sich nach v. Dechen (1861), Richter (1942) und Bartels & Hardt (1973) um Ascheablagerungen in der näheren Umgebung von Bonn (Abb. 1.1).

Geophysikalische Untersuchungen nach Brüggemann et al. (1973) führten zur Erkenntnis, dass unter der Lössschicht der Kratermulde eine gravimetrische und magnetische Anomalie herrscht. schlussfolgern aus ihren Erkenntnissen eine Magmenkammer unter dem Rodderberg.

3.2 Eruptionsgeschichte

Nach Steinmann (1906), Wilckens (1927) und Pohl (1968) liegt der Förderschlot im zentralen Teil des Vulkankomplexes, der als schüsselartige Einsenkung gekennzeichnet ist. Dieser Krater wird als zentrales und einziges Eruptionszentrum gedeutet. Steinmann (1906) und Pohl (1968) konstruieren Längsprofile durch den Vulkan. In diesen Längsprofilen kann man eine zentrale Ausbruchsstelle mit einem konzentrischen Schlackenwall beobachten.

Die in der Nordgrube existierende Störung, welche die Hauptterrasse in der Nordgrube um ca. 15 m versetzt hat, wird von Jungbluth (1916) mit synvulkanischen tektonischen Vorgängen in Verbindung gebracht.

Anhand der morphologischen Kriterien des Vulkangebäudes geht Burre (1933) von einer Maareruption aus. Nach Burre (1933) hat es außer einem initialen Maarstadium noch eine jüngere Eruptionsphase gegeben. Richter (1942) dagegen, geht von mindestens vier Eruptionsphasen aus, wobei das Haupteruptionszentrum in der Nordgrube liegt. Richter (1942) unterteilt die vulkanischen Förderprodukte in ältere Schlacken und jüngere Aschen. Die Aufnahme von detaillierten Profilen und die Erstellung einer geologischen Karte (1:6000) des Rodderbergs, sind Teil seiner umfangreichen Forschungsarbeiten. Die von Richter (1942) erstellten Profile und deren detaillierte Beschreibung stellen eine gute Grundlage für heutige Untersuchungen bei wesentlich schlechteren Aufschlussverhältnissen dar.

3.2 Das Alter des Rodderberg-Vulkanismus

Zur Bestimmung des Alters werden verschiedenen Methoden herangezogen. Die meisten Autoren ziehen zur Altersbestimmung die stratigraphische Position der Rodderberg-Tephren in der Terrassen- und Lössabfolge heran (Pohling, 1887; Steinmann, 1906; Richter, 1942; Remy, 1960; Bartels & Hard, 1973/74; Blanchard, 2002). In älteren Forschungsarbeiten werden oft keine konkreten Altersschätzungen gemacht, sondern meistens die Terrassenbildungszeiten als relative Zeitangabe herangezogen.

Andere Datierungsansätze liefern Hambach (2001) und Blanchard (2002). Hambach (2001) untersucht einen Bohrkern aus dem zentralen Teil des Kraters in 55 m Tiefe. Er datiert mit Hilfe farbspektrometrischer Untersuchungen die postvulkanischen Sedimente der Kraterfüllung. Die jüngsten Datierungsansätze von Blanchard (2002) stützen sich auf Thermolumineszenz-Messungen von vier ausgesuchten Proben der jüngsten Eruptionsphase des Rodderbergs.

3.2.1 Löss- und Terrassenstratigraphie

Lössablagerungen sind im Untersuchungsgebiet weit verbreitet. Bei einer Brunnenbohrung findet Lyell (1833) heraus, dass der Krater des Rodderbergs bis zu einer Teufe von 20 m mit Löss gefüllt ist, wobei der Löss hier noch als Hochflutsediment gedeutet wurde. Diese falsche

Interpretation als Hochflutsediment wird von Thome (1935), v. Dechen (1861), Pohling (1887) und Laspeyres (1901) geteilt. Konkrete Altersschätzungen gibt es zu dieser Zeit noch nicht.

Erste Schätzungen über das Alter des Rodderbergs stammen von Pohling (1887). Er interpretiert eine Wechsellagerung der u HT mit horizontal geschichteten Tuffbänken im Bereich des nördlichen Kraterrandes. Die vulkanische Tätigkeit des Rodderbergs ereignete sich seinen Untersuchungen zufolge während/nach der Ablagerung der HT und vor der Ablagerung des Hochflutsediments (Löss), also demnach im Mittel-Pleistozän.

Steinmann (1906) unterscheidet erstmals einen älteren und einen jüngeren Löss und interpretiert die Herkunft des äolischen Sediments korrekt. Die vulkanische Tätigkeit fand nach Steinmann (1906), zeitgleich mit beginnender Sedimentation des jüngeren Löss, in der Weichsel-Kaltzeit statt. Grund für seine Annahme liefert die stratigraphische Abfolge, in der die vulkanischen Ablagerungen mit Löss in Wechsellagerung auftreten.

Ähnliche Beobachtungen macht Remy (1960). Er untersucht drei Quartärprofile in der näheren Umgebung des Rodderbergs, in denen vulkanische Aschen in der kaltzeitlichem Lösssequenz auftreten. Er datiert aufgrund der stratigraphischen Position der Aschen das Alter der entsprechenden Eruption auf 30 Ka.

Grundlage für Altersschätzungen von Bartels & Hard (1973/74) liefert die Untersuchung von sechs Quartäraufschlüssen, in denen Aschen unter zwei fossilen Böden (interglaziale Parabraunerden) anstehen. Nach ihren Befunden hat sich die letzte Eruption zwischen 250 und 370 Ka ereignet.

Richter (1942) und Blanchard (2002) ziehen für das Mindestalter der ersten Eruption die Ablagerungszeit der j HT in Betracht. Grund für diese Annahme liefert die Höhenlage der Basis der Maarablagerungen der ersten Eruptionsphase, die für eine geringe Erosion der j HT zur Zeit der ersten Eruption spricht. Folglich interpretiert Blanchard (2002) das Mindestalter für die erste Eruption auf rund 550 Ka.

Im Profil der Schottergrube bei Mehlem folgen auf Schotter der o MT älterer Löss, Aschen des Rodderbergs und im Hangenden jüngerer Löss. Die Basis der jüngeren pyroklastischen Serien befindet sich im Untersuchungsgebiet topographisch unter der Basis der j HT, was darauf hindeutet, dass zur Zeit der jüngeren Eruption(en) die j HT und die hangenden „Maarablagerungen“ schon weitestgehend erodiert waren. Diesen Erkenntnissen zufolge wurden nach Blanchard (2002) und Richter (1942) die jüngeren pyroklastischen Ablagerungen nach der Bildung der o MT und vor der Bildungszeit des jüngeren Löss gefördert.

3.2.2 TL-Datierung und andere Methoden

Hambach (2001) datiert nach farbspektrometrischen Untersuchungen an einem Bohrkern das Alter des kraterfüllenden Lösses auf 70 bis 75 Ka. Die Bohrkernkerne stammen aus einer Forschungsbohrung, die im Jahr 2000 im Zentrum des Maarkraters vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen durchgeführt wurde. Das von Hambach (2001) ermittelte Alter kann als Mindestalter der letzten Rodderberg-Eruption angesehen werden.

Erste geochemische Untersuchungen von Proben eines basaltischen Ganges in der Nordgrube liefern Wilckens (1927) und Frechen (1971). Beide klassifizieren das Gestein als Leucit-Nephelinit. Vieten (2001) ordnet den Rodderberg-Vulkanismus aufgrund seines leucit-nephelinitischen Chemismus in die Rieden-Phase des Osteifel-Vulkanismus ein. Das Alter der Riedenphase beträgt 370 bis 430 Ka (Schmincke et al. 1999).

Im Jahre 2002 führt Blanchard an einigen ausgesuchten Proben Thermolumineszenz-Datierungen (TL-Datierung) durch. Bei den Proben handelt es sich um durch Magma aufgeheizte Xenolithe. Die Proben stammen aus dem Schlackenwall der Südgrube. Daneben beprobt er schluffige Sedimente der Kraterfüllung und den älteren Löss an der Basis der Feldgrube. Das Alter des Lösses beträgt $208 \pm 39,3$ Ka. Für die Proben der Südgrube, die nach Blanchard (2002) von der vierten Eruption stammen, erzielt er ein TL-Alter von $295 \pm 35,4$ Ka. Die Datierung der Bohrkernprobe ergibt ein Alter von $106,5 \pm 26,7$ Ka und spiegelt die Ablagerung der postvulkanischen Kratersedimentfüllung wider. Aufgrund seiner Untersuchungen grenzt Blanchard (2002) die gesamte Eruptionsgeschichte des Rodderbergs, durch den Vergleich von Löss- und Terrassenstratigraphie und der TL-Datierung auf 550 bis 250 Ka ein.

4. Lithologie und Petrographie der Rodderberg-Tephra

Einführung

Der Vulkankomplex Rodderberg ist durch eine schüsselartige Einsenkung gekennzeichnet, in deren Zentrum der Broichhof liegt (Abb. 4.1). Um den Krater führt ein Wanderweg, von dem aus einige Aufschlüsse der pyroklastischen Ablagerungen gut zugänglich sind. Dazu zählen die Nordgrube im Nordosten des Kartenblattes, der Nordkegel, die Feldgrube und der Südwall (Abb. 4.1). Der zentrale Maarkessel hat einen Durchmesser von ca. 800 Metern und weist an seiner tiefsten Einsenkung eine topographische Höhe von 147 m ü. NN auf. Nach Osten fällt das Gelände steil zum Rhein hin ab, der an dieser Stelle eine Spiegelhöhe von 50 m ü. NN aufweist. Südöstlich des Kraters führen Wanderwege steil bergab zum Rolandsbogen und Rodderberghof. Nach Westen fällt das Gelände von ca. 170 m ü. NN im Bereich des Südwalls flach ins Niederbachemer Tal ab.

Methodik und Zielsetzung

Für eine Profilaufnahme wurden im Gelände die vulkanischen Ablagerungen der oben genannten Aufschlüsse in Einheiten gegliedert. Die stratigraphische Lagerung der Einheiten wurde mit einem Gefügekompass und deren Mächtigkeit mit einem Zollstock gemessen. Es wurde die Sortierung und Gradierung der Ablagerungen, sowie deren mittlere Korngröße bestimmt. Für jede Einheit wurde der Durchmesser der 10 größten Klasten mit einem Zollstock gemessen und der arithmetische Mittelwert gebildet. Diese Daten geben Hinweis auf die Entfernung des zugehörigen Eruptionszentrums. Die Bestandteile der Einheiten wurde routinemäßig beschrieben sowie deren Volumenanteile abgeschätzt. Die Erstellung der vier Aufschlussprofile erfolgte mit dem Programm MACROMEDIA-FREEHAND. Die Stellen, an denen Proben entnommen wurden, sind in den Profilen gekennzeichnet. Es wurden 29 Proben genommen.

Von sämtlichen Proben wurden Dünnschliffe angefertigt. Die Präparation der Dünnschliffe wurde von Andrea Behr (Präparatorin am Mineralogisch-Petrologischen Institut der Universität Bonn) durchgeführt. Die Proben wurden mit einem ZEISS-AXIOPHOT-Mikroskop mit

integrierter OLYMPUS-DP-10-Mikroskopkamera untersucht und fotografiert. Die Bearbeitung der Fotos erfolgte mit dem Programm ADOBE-PHOTOSHOP. Bei der Untersuchung der Dünnschliffe wurden routinemäßig der Blasenanteil, die Einsprenglingsvergesellschaftung, der Xenolithanteil und die Bestandteile der Matrix erfasst und die Daten in einer Tabelle (Anhang, Tabelle 1) dokumentiert. Bei der Abschätzung der Volumenanteile wurden Diagramme nach Terry & Chilingar (1955) zur Hilfe genommen und bei der Bestimmung der Mineralphase wurden die Tabellen von Tröger (1982) verwendet.

In der folgenden Profil- und Dünnschliffbeschreibung sind die im Gelände untersuchten Tephreneinheiten einzeln aufgeführt und deren lithologische und petrographische Parameter beschrieben. Die Profilbeschreibung bezieht sich auf die aufgenommenen Profile in der Nordgrube (Profil I, Abb. 4.4), am Nordkegel (Profil II, Abb. 4.16), in der Feldgrube (Profil III, Abb. 4.20) und am Südwall (Profil IV, Abb. 4.28). Das Profil II ist ein aus den Dokumentationen Richters (1942) rekonstruiertes Profil. Der Ostwall besteht heute nur noch aus einem geringmächtigen Böschungsaufschluss, an dem eine Probe entnommen wurde, die bei der Beschreibung des Nordkegels miterfasst wurde. In allen Profilen sind die stratigraphischen Einheiten durch Buchstaben gekennzeichnet. Die Graphen daneben geben den mittleren maximalen Durchmesser der zehn größten Klasten einer Einheit sowie den Blasengehalt der juvenilen Klasten wider. Die Legende (Abb. 4.3) gilt für alle Profile.

Die petrographischen Untersuchungen sollen Aufschluss über die Magmenzusammensetzung der im Gelände unterschiedenen Einheiten zum Zeitpunkt der Eruption geben. Ähnliche Einsprenglingsvergesellschaftungen verschiedener Einheiten deuten darauf hin, dass die Einheiten im Zuge einer Eruption gefördert wurden und ermöglichen eine Korrelation dieser Einheiten.



Abb. 4.1: Die Abbildung stellt eine topographische Übersichtskarte des Rodderbergs mit den Aufschlüssen Nordgrube, Nordkegel, Südwall, Feldgrube und Ostwall dar (Ausschnitt aus Blatt 5309 Rolandswerth, 1984).

4.1 Die Nordgrube - lithologische und petrographische Beschreibung

Die Nordgrube ist eine durch Schlackenabbau entstandene Hohlform, deren Sohle sich auf 140 m ü. NN befindet. Das Geländeprofil setzt sich aus drei Teilprofilen (Teilprofil 1, 2, 3; Abb. 4.2) zusammen. Teilprofil 1 wurde in der westlichen Böschung der Nordgrube, Teilprofil 2 im südöstlichen Hang und Teilprofil 3 im nordöstlichen Hang der Nordgrube aufgenommen und zu einem Profil zusammengesetzt. Die laterale Verfolgung der hangenden Horizonte der Teilprofile war nicht möglich, so dass die Mächtigkeit der Einheiten I-2-d und I-3-j nicht vollständig erfasst werden konnte.



Abb. 4.2: In der Übersichtskarte der Nordgrube sind die Stellen gekennzeichnet, an denen die drei Teilprofile aufgenommen wurden. Diese wurden zu einem Gesamtprofil (Profil I) zusammengesetzt (Ausschnitt aus der topographischen Karte 1:5000, Blatt 5309 Rolandswerth, 1984).



Abb. 4.3: Die abgebildete Legende gilt für die Profile der Nordgrube, Nordkegel, Feldgrube, Südgrube und das Gesamtprofil und beschreibt die vulkanischen Förderprodukte und die in den Profilen verwendeten Abkürzungen.

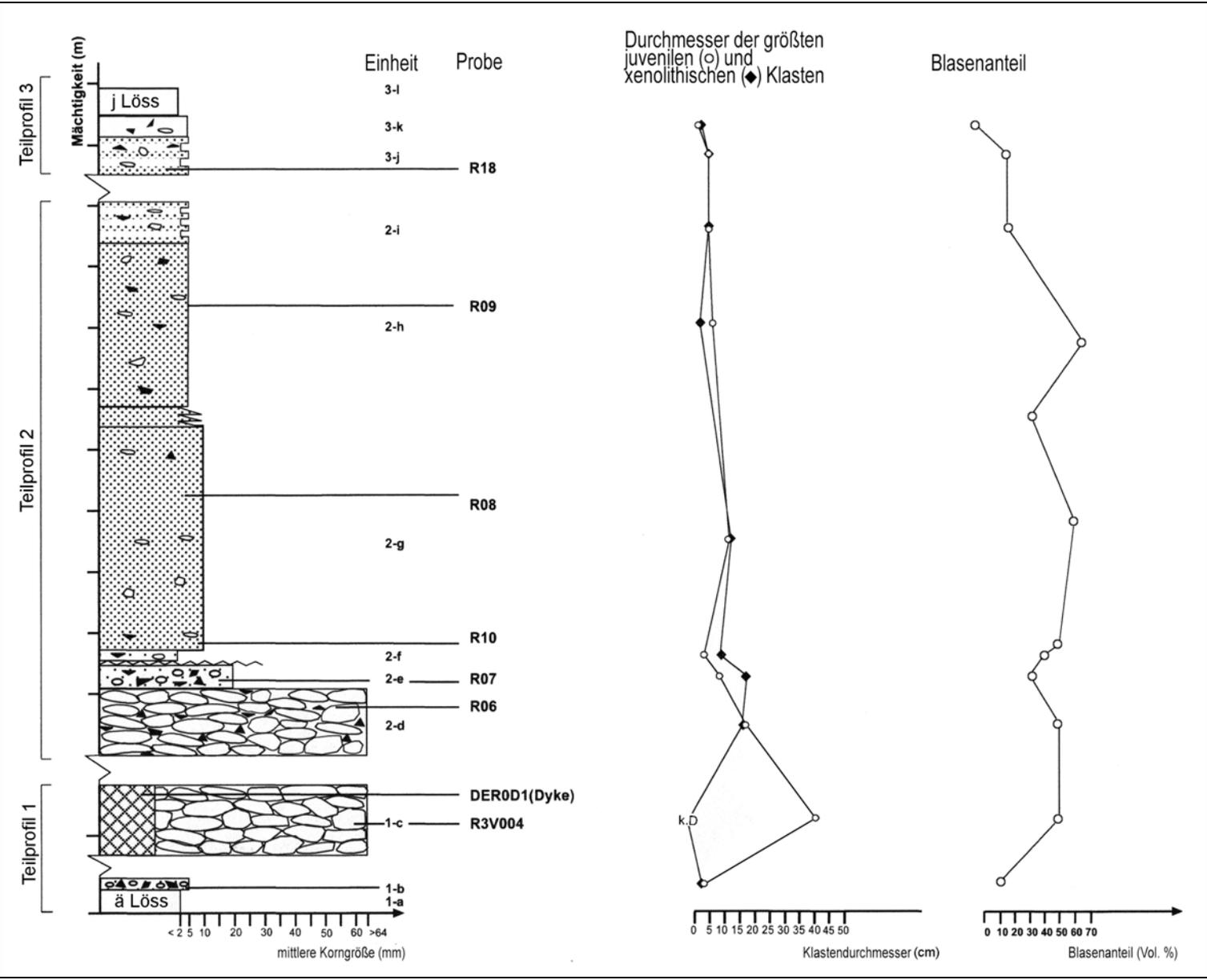


Abb. 4.4: Die Abbildung stellt das Profil der Nordgrube dar. Die Tephreneinheiten werden durch Buchstaben beschrieben, die hinter der jeweiligen Einheit stehen. Die Proben sind an den gekennzeichneten Stellen entnommen worden. Die Graphen daneben geben den mittleren maximalen Durchmesser der zehn größten Klasten einer Einheit sowie den Blasengehalt der juvenilen Klasten wider. Eine Legende zu diesem Profil findet sich in Abb. 4.3; k.d.: keine Daten.

4.2.1 Einheit I-1-b (Teilprofil 1)

Die ältesten Ablagerungen in der Nordgrube befinden sich in Profil I-1 (Abb.4.4) Auf eine ca. 12 cm mächtige Lössschicht (I-1-a) folgt ein 25 cm mächtiger Aschelapillituff (I-1-b), der durch eine 5 cm mächtige Aschelage (Probe R04) eingeleitet wird (Abb. 4.5). Die Schicht I-1-b (Probe R05) ist matrixgestützt und besteht überwiegend aus verfestigter rötlicher Asche, in die blasige, rundliche, verwitterte juvenile Komponenten und Xenolithe eingelagert sind. Der mittlere Korndurchmesser der Einheit beträgt 5 mm und der maximale Durchmesser der größten juvenilen und xenolithischen Klasten beträgt 4 bzw. 2 cm. Die Schichten fallen mit 135° und einem Winkel von 12° in südöstliche Richtung ein. Richter (1942) hat während des Schlackenabbaus bei sehr guten Aufschlussverhältnissen eine Mächtigkeit des Lösses von 1,5 m dokumentiert.

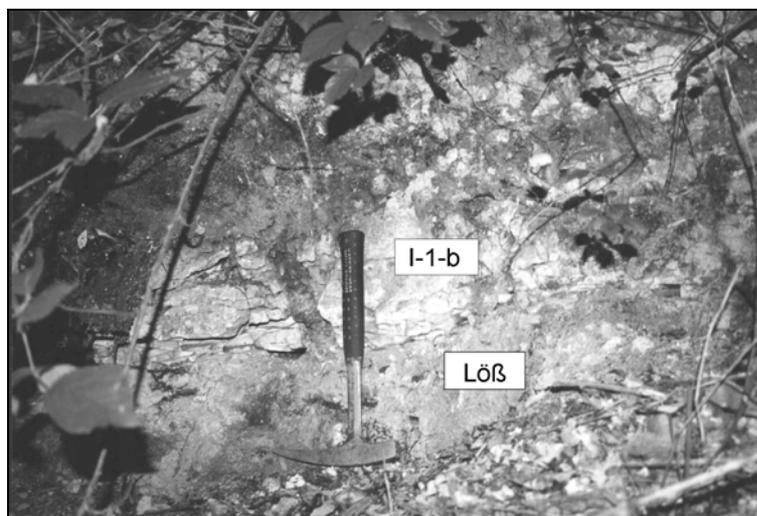


Abb. 4.5: Auf eine ca. 12 cm mächtigen Lössschicht folgt eine 25 cm mächtige Einheit (I-1-b). Diese wird durch einen geringmächtigen Aschehorizont eingeleitet und besteht überwiegend aus verfestigter rötlicher Asche in die rundliche, blasenarme, verwitterte juvenile Komponenten eingelagert sind.

Proben der Einheit I-1-b weisen im Dünnschliff ein heterogenes und matrixgestütztes Gefüge auf. Den Hauptbestandteil bildet mit 67 bis 70 Vol. % Asche, in die rotbraune mm-große Schlackenbruchstücke, Quarzeinkristalle und weiße Kieselbruchstücke eingebettet sind (Abb. 4.6). Der Anteil der Schlacke beträgt 20 bis 23 Vol. %, und der Anteil der xenolithischen Kieselbruchstücke und Quarzkristalle 10 Vol. %. Der Blasengehalt der Schlacke beträgt zwischen 0 und 10 Vol. %. Es treten 1 bis 2 Vol. % Olivin- und 1 bis 6 Vol. % Klinopyroxeneinsprenglinge auf, deren Durchmesser rund 0,1 mm beträgt. In der Probe R04 konnte ein Plagioklaseinsprengling beobachtet werden (Abb. 4.6, Foto B). Die Grundmasse der Schlacke ist feinkristallin bis glasig und enthält Pyroxenmikrokristalle und Erzminerale.

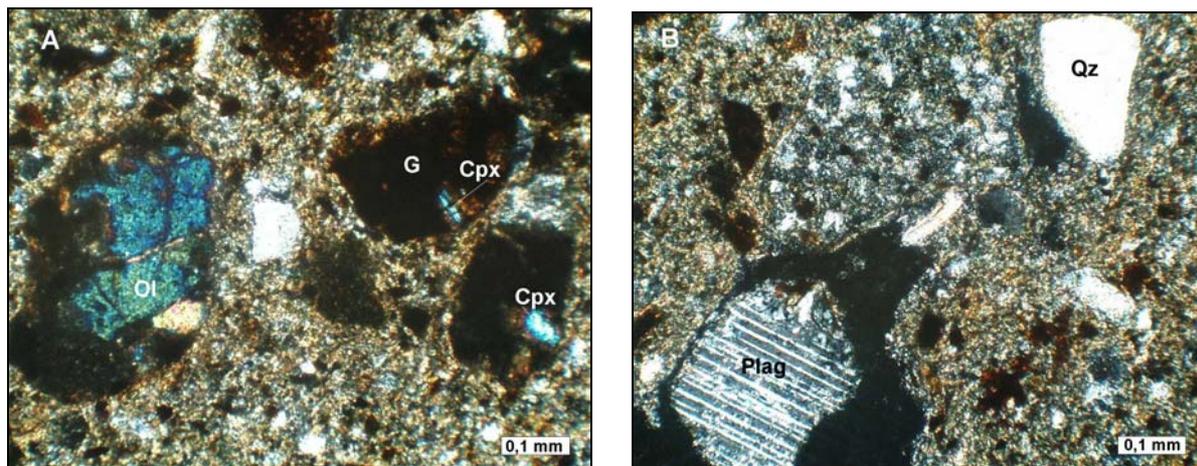


Abb. 4.6 Foto A: Dünnschliff der Einheit I-1-b. In einer Aschematrix sind mm-große Schlackenbruchstücke eingebettet, die Einsprenglinge von Klinopyroxen und Olivin enthalten;
Foto B: an der Basis der Einheit I-1-b wurde ein Plagioklaseinsprengling beobachtet.

4.2.2 Einheit I-1-c

Auf den Lapillituff folgt ein dunkelgrauer bis schwarzer Schlackenhorizont (I-1-c). Die Mächtigkeit beträgt bis zu 6 m. Die blumenkohlartig geformten Auswurfprodukte sind miteinander verschweißt. Der mittlere Korndurchmesser der ausschließlich juvenilen Komponenten beträgt 20 cm. Der maximale Durchmesser der zehn größten Klasten beträgt im Mittel 40 cm und reicht vereinzelt bis zu 1 m. Die Blasen sind rundlich und regelmäßig in den Klasten verteilt. An einigen Stellen kann man gelbe Ausfällungen beobachten.

Die Schlacken werden von einem senkrecht stehenden Gang (Dyke) durchschlagen der in der Mitte der Nordgrube zipfelartig bis in eine Höhe von 6 m über deren Sohle hinausragt (Abb. 4.7). Der Gang hat eine Länge von ca. 15 m und eine Breite von bis zu 2 m und weist in Kontakt zu den Schlacken einen abgeschreckten Rand (chilled margin, Abb. 4.8). Das Gefüge ist dicht, blasenarm, feinkörnig und enthält Einsprenglingskristalle. Der Gang fällt mit 122° und einem Winkel von 70° steil nach Südosten ein.

Im Dünnschliff zeigen die Schlacken ein homogenes, porös-porphyrisches Gefüge. Es treten keine Xenolithe auf. Das Gestein weist einen Blasengehalt von 50 Vol. % auf. In eine schwarze, feinkristalline bis glasige Grundmasse sind ca. 6 Vol. % Olivin (DRE) und 24 Vol. % Klinopyroxen (DRE) mit einer Größe von durchschnittlich 0,22 mm eingebettet (Abb. 4.9). Die Matrix ist schwarz, feinkristallin bis glasig und enthält Erzminerale und Pyroxenmikrokristalle.

Im Dünnschliff der Probe DER0D1 aus der Einheit I-1-c-dyke weisen die Schlacken ein homogenes, porös-porphyrisches Gefüge auf. Es sind keine Xenolithe vorhanden und der Blasengehalt wurde auf 10 Vol. % geschätzt. Es treten 28 Vol. % (DRE) Klinopyroxen- und 6 Vol. % (DRE) Olivineinsprenglinge auf (Abb. 4.9). Die Größe der Einsprenglingskristalle beträgt im Durchschnitt 0,48 mm. Die Grundmasse ist grün bis braun, feinkristallin und enthält Pyroxen- und Olivinmikrokristalle und Erzminerale.



Abb. 4.7: Die Schlacken werden von einem Dyke durchschlagen, der in der Mitte der Nordgrube zipfelartig bis in eine Höhe von 6 m über deren Sohle hinausragt und nach Südosten einfällt. Der Gang hat eine Länge von ca. 15 m und eine Breite von bis zu 2 m.

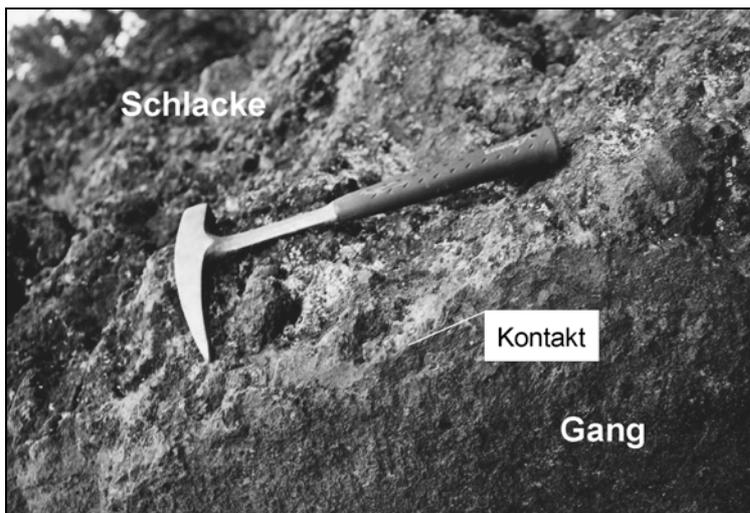


Abb. 4.8: Die Abbildung zeigt die Kontaktzone zwischen dem Gang und den umgebenen Schlacken. Dieser zeigt in Kontakt mit den Schlacken einen abgeschreckten Rand (chilled margin).

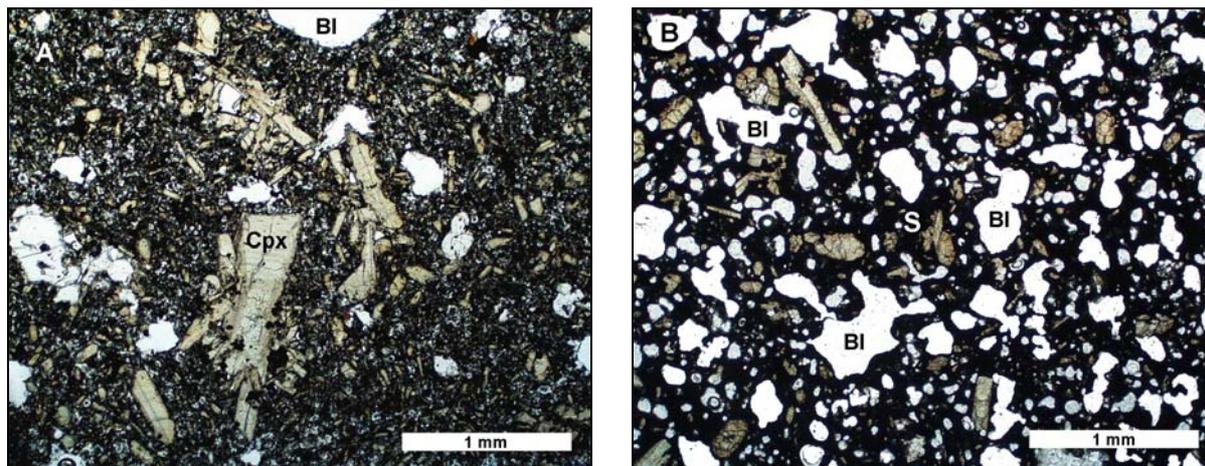


Abb. 4.9: In den Dünnschliffen der Probe DER0D1 aus der Einheit I-1-c-dyke (Foto A) und der Probe R2V004 der Einheit I-1-c (Foto B) können Einsprenglinge von Klinopyroxen und untergeordnet Olivin beobachtet werden. Der Blasengehalt des Ganggesteins (Foto A) ist deutlich geringer als der der umgebenden Schlacke. Der Durchmesser der Einsprenglinge der Probe des Dykes ist mit 0,48 mm deutlich größer als der Einsprenglingsdurchmesser der Schlacken (0,22 mm).

4.1.3 Einheit I-2-d (Teilprofil 2)

Im Hangenden folgt ein rötlicher, klastengestützter Schlackenhorizont (I-2-d), dessen Basis nach unten verschüttet ist (Abb. 4.10). Die Lage besteht hauptsächlich aus rötlichen scharfkantigen Schlacken mit einem mittleren Korndurchmesser von 7 cm, die leicht verschweißt sind. Untergeordnet tritt rötliche Asche auf.

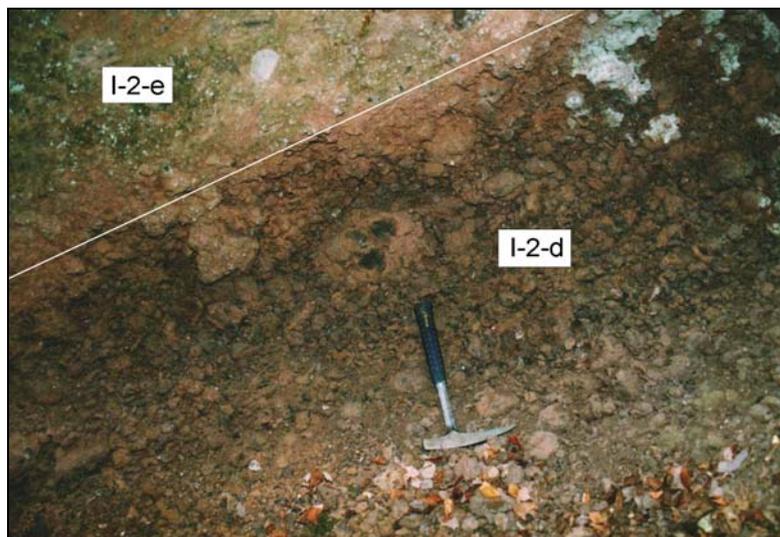


Abb. 4.10: Die Einheit (I-2-d) besteht aus rötlichen scharfkantigen Bomben, die leicht miteinander verschweißt sind. Darüber folgt ein asche-, lapilli- und xenolithreicher Horizont (I-2-e).

Die Blasen sind oval-rundlich geformt und im Zentrum der Klasten konzentriert, wobei der Rand oft blasenfrei ist. Neben den Schlacken treten Bruchstücke von devonischen Schiefnern

auf (2 Vol. %). Der maximale Durchmesser der größten juvenilen und xenolithischen Klasten beträgt im Mittel jeweils 18 cm. Diese und die hangende Einheit I-2-e fallen am Fuße des Hanges mit 5° und einem Winkel von 28° nach Norden ein. Das Gefüge der rötlichen Schlacken ist im Dünnschliff porös-porphyrisch. Im Schliff treten 2 Vol. % Xenolithe in Form von Kiesel- und Siltsteinbruchstücken auf. Der Blasenanteil der Schlacke beträgt ca. 50 Vol. %. Als Einsprenglinge treten 40 Vol. % (DRE) Klinopyroxen und 10 Vol. % (DRE) Olivin. Die Größe der Einsprenglinge beträgt im Durchschnitt 0,33 mm. Die Grundmasse ist dunkelbraun bis schwarz, feinkristallin bis glasig und enthält Erzminerale und Pyroxenmikrokristalle.

4.1.4 Einheit I-2-e

Über der Schlackenbrekzie folgt konkordant ein ca. 40 cm mächtiger, schlecht sortierter Horizont (I-2-e) aus Asche, Lapilli und ca. 20 Vol. % Xenolithen in Form von eckigen, devonischen Schiefen und Kieselbruchstücken (Abb. 4.11). Die juvenilen Komponenten sind eckig bis kantengerundet. Die Form der Blasen ist rundlich bis oval und man kann häufig eine Vergrößerung zum Zentrum der Klasten beobachten. Der mittlere Korndurchmesser des Horizontes beträgt 2 cm. Der Durchmesser der größten juvenilen Klasten beträgt im Mittel 8 cm, der Durchmesser der Xenolithe 17 cm.

Das Gefüge der Dünnschliffe 11 und 16 aus der Einheit I-2-e ist heterogen, porös und klastengestützt. Neben Feinlapilli-Schlacken (55 Vol. %) und grobkörniger Asche (30 Vol. %) treten im Dünnschliff 15 Vol. % Xenolithe in Form von Kiesel- und Siltsteinbruchstücken sowie Quarzeinkristalle auf (Abb. 4.12, Foto A). Die Schlacken haben einen Blasenanteil von 25 Vol. %. Als Einsprenglinge treten 37 Vol. % (DRE) Klinopyroxen und 9 Vol. % (DRE) Olivin auf, deren Durchmesser im Mittel 0,24 mm beträgt. Man kann in manchen Kristallen Einschlüsse beobachten (Abb. 4.12). Die Grundmasse ist hell- bis dunkelbraun und feinkristallin bis glasig ausgebildet und enthält Erzminerale, Pyroxen- und vereinzelt auch Olivinmikrokristalle.

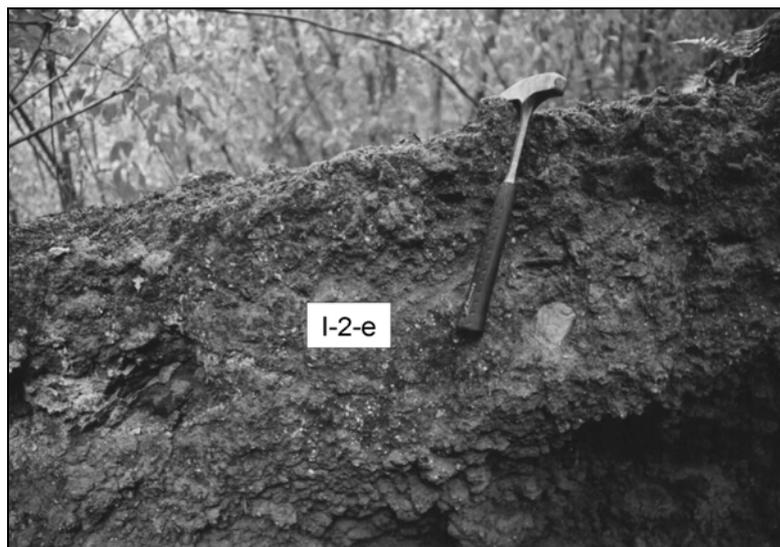


Abb. 4.11: Die Abbildung stellt Foto der Einheit I-2-e dar. Der 40 cm mächtige, schlecht sortierte, asche-, lapilli- und xenolithreiche Horizont befindet sich an der Basis des Teilprofils I-2. Die Schichten fallen mit 20° nach Norden ein.

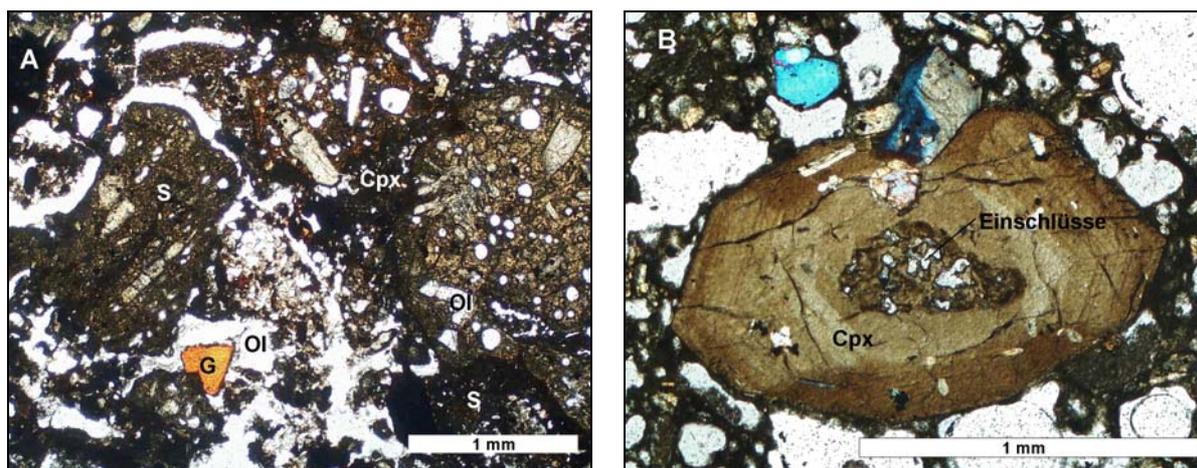


Abb. 4.12: In den Dünnschliffe der Einheit I-2-f kann man blasenarme Feinlapilli-Schlacken mit Einsprenglingen von Klinopyroxen und Olivin sowie Xenolithe beobachten (Foto A). In einem Pyroxenkristall (Kopfschnitt; Foto B) konnten Einschlüsse beobachtet werden.

4.1.5 Einheit I-2-f

Im Hangenden folgt diskordant eine 25 cm mächtige lapillihaltige Asche-Lage (I-2-f). Der Horizont und die hangenden Einheiten des Teilprofils 2 fallen mit 63° und einem Winkel von 22° nach Nordosten ein.

Der Horizont ist matrixgestützt und die einzelnen Partikel sind rötlich, gerundet, gut sortiert und leicht verfestigt. Der Blasenanteil der Lapilli wurde im Gelände auf 20 Vol. % geschätzt. Es kommen 10 Vol. % Xenolithe in Form von devonischen Schiefer- und Kieselbruchstücken

vor. Der mittlere Korndurchmesser beträgt weniger als 0,2 cm und der Durchmesser der größten Klasten beträgt 3 cm bei den juvenilen Klasten, bzw. 9 cm bei den Xenolithen.

4.1.6 Einheit I-2-g

Die folgenden 4,1 Meter des Profils werden von einer Serie aus gut sortierten Lapilli (I-2-g) mit einem mittleren Korndurchmesser von 1 cm aufgebaut. Die Lapilli sind dunkelgrau bis schwarz, eckig bis kantengerundet und nicht verfestigt. Daneben treten vereinzelt vulkanische Bomben, Kieselbruchstücke, sowie Bruchstücke von devonischen Schiefern, die z.T. rot gefärbt sind, auf. Die Blasen sind unregelmäßig verteilt, z.T. zusammenhängend und rund bis oval geformt. Der maximale Durchmesser der größten Klasten beträgt sowohl für die juvenilen als auch für die xenolithischen im Mittel 12 cm. Die oberen 30 cm der Einheit werden von fining-up-Zyklen mit einem Korngrößenspektrum von Asche bis Feinlapilli gebildet (Abb. 4.13).

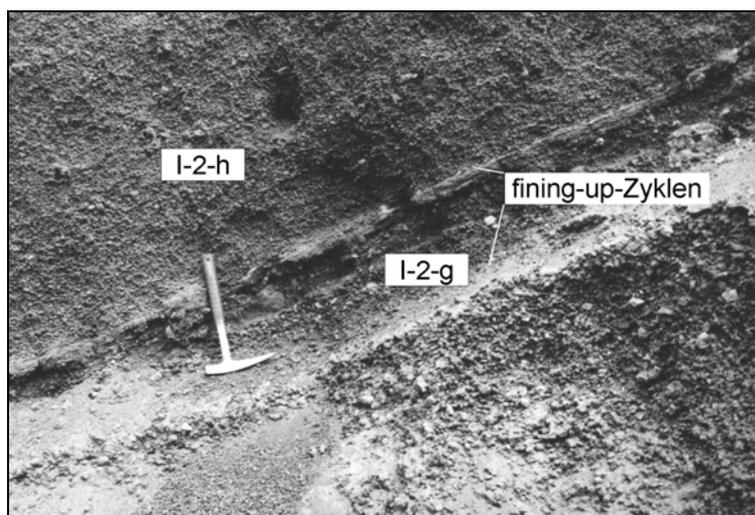


Abb. 4.13: Auf dem Foto sind die Einheiten I-2-g und -h abgebildet. Im Topbereich der Einheit I-2-g können fining-up-Zyklen beobachtet werden. Der mittleren Korndurchmesser der Lapilli nimmt von der Einheit I-2-g zur Einheit I-2-h deutlich ab.

Die Dünnschliffe der Proben aus der Einheit I-2-g weisen ein porös-porphyrische Gefüge und ähnliche Einsprenglingsvergesellschaftungen auf. Es treten ca. 1 Vol. % Siltstein- und Kiesel-Xenolithe auf (Abb. 4.14). Der Blasenanteil der Schlacken beträgt bei beiden Proben 50 Vol. %. Der Olivineinsprenglingsgehalt wurde in der Probe R10 auf 14 Vol. % (DRE) und in der Probe R08 auf 10 Vol. % (DRE) geschätzt. Der Klinopyroxenanteil beträgt jeweils 30 Vol. % (DRE) und die Größe der Einsprenglinge 0,24 bis 0,36 mm. Die Grundmasse ist beige bis braun, z.T. glasig ausgebildet und enthält Erzminerale, Pyroxen- und Olivinmikrokristalle.

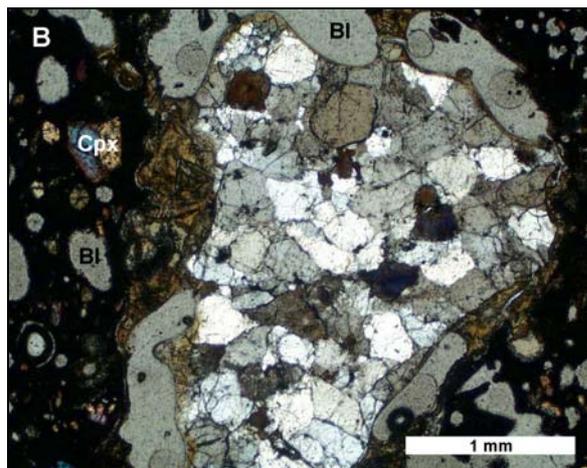


Abb. 4.14: In einem Dünnschliff der Probe R08 wurden neben Einsprenglingen von Klinopyroxen und Olivin ca. 1 Vol. % Kieselxenolithe beobachtet.

4.1.7 Einheit I-2-h

Die hangende Einheit ist 2,5 m mächtig und wird aus gut sortierten Lapillilagen gebildet. Der mittlere Korndurchmesser der Lapilli beträgt 0,5 cm. Die Schlacken sind eckig bis kantengerundet und nicht verfestigt. Die Form der Blasen ist rundlich bis oval, bei größeren Klasten auch langgestreckt und z.T. ausgefranst. Xenolithe treten in Form von Schieferbruchstücken auf und machen einen Anteil von ca. 2 Vol. % aus. Der maximale Durchmesser der größten Klasten beträgt bei den juvenilen und xenolithischen Klasten im Mittel 6 bzw. 2 cm.

Im Dünnschliff ist das Gefüge der Schlacken homogen und porös-porphyrisch. Der Blasenanteil beträgt 70 Vol. %. Als Einsprenglinge treten 17 Vol. % (DRE) Olivin und 23 Vol. % (DRE) Klinopyroxen mit einem mittleren Durchmesser von 0,4 mm auf. Die Grundmasse ist braun, feinkristallin und enthält Pyroxenmikrokristalle und Erzminerale.

4.1.7 Einheit I-2-i (Teilprofil 2) und I-3-j, -k, -l (Teilprofil 3)

Die hangenden 1,10 Meter bis zur Geländeoberkante werden von einer Wechsellagerung (I-2-i) aus gröberen und feineren Lapillilagen sowie Asche gebildet. Die Lapilli haben einen mittleren Korndurchmesser von 4 mm. Die feinkörnigeren Lagen sind stärker verfestigt und gelblich gefärbt, was der Einheit einen gebänderten Charakter verleiht. Die Form der Schlacken ist eckig bis rundlich und die Farbe der gröberen Lapilli dunkelgrau. Der maximale Korndurchmesser der größten juvenilen und xenolithischen Klasten beträgt im Mittel jeweils 5 cm.

Das Teilprofil 3 (Abb. 4.2; 4.4) beginnt mit einer Wechsellagerung aus Lapilli und Asche, die lithologisch große Ähnlichkeit mit der Einheit I-2-i aufweist, die gleiche Einfallrichtung zeigt und im Gelände als laterales Äquivalent der Einheit I-2-i gedeutet wurde. Leider kann der hangende Horizont der Einheit I-2-i nicht lückenlos lateral verfolgt werden, da die Ablagerungen im Gebüsch verdeckt sind. Dieser Sachverhalt erschwert eine genaue Bestimmung der Mächtigkeit.

Die Wechsellagerung der Einheit I-3-j geht schließlich in einen 20 cm mächtigen, unverfestigten, klastengestützten Asche- und Lapillihorizont (I-3-k) über (Abb. 4.15). Die Schlacken sind schwarz, z.T. rötlich und gerundet. Der mittlere Korndurchmesser beträgt 5 mm. Vereinzelt treten auch mm-große Bruchstücke devonischer Schiefer auf. Der maximale Durchmesser der größten Klasten beträgt sowohl bei den juvenilen als auch bei den xenolithischen im Mittel 2 cm. Ein Löss (I-3-l) bildet die letzten 70 cm des Profils bis zur Geländeoberkante. Die Einheiten fallen mit 45° und einem Einfallwinkel von 23° nach Nordosten ein.

Das Gefüge der juvenilen Klasten aus der Einheit I-3-j ist im Dünnschliff homogen und porös-porphyrisch. Es treten 5 Vol. % Xenolithe in Form von Kieselbruchstücken auf. Die Schlacken weisen einen Blasengehalt von 15 Vol. % auf. Als Einsprenglinge treten 12 Vol. % (DRE) Olivin- und 15 Vol. % (DRE) Klinopyroxenkristalle mit einem mittleren Durchmesser von 0,70 mm auf. Die Grundmasse ist rotbraun bis schwarz, feinkristallin bis glasig und enthält Pyroxenmikrokristalle und Erzminerale.



Abb. 4.15: Auf dem Foto ist die Einheit I-3-j im nordöstlichen Aufschluss der Nordgrube (Teilprofil I-3) abgebildet. Es treten im Wechsel gröbere und feinere Lapillilagen sowie Asche auf. Die feinkörnigeren Lagen sind stärker verfestigt und gelblich gefärbt, was der Einheit einen gebänderten Charakter verleiht. Darauf folgt ein unverfestigter, klastengestützter Asche- und Lapillihorizont (I-3-k).

4.1.8 Interpretation der Beobachtungen der Teilprofile 1-3 der Nordgrube

Die Geländebeobachtungen in der Nordgrube deuten darauf hin, dass die vulkanischen Ablagerungen im Zuge von mehreren Eruptionen gebildet wurden.

Der Löss (Einheit I-1-a) an der Basis des Teilprofil 1 zeigt keine Verwitterungsspuren, sondern ist wahrscheinlich noch während des Glazials, in dem er gebildet wurde, von den vulkanischen Ablagerungen überlagert worden.

Der Aschelapillituff (Einheit I-1-b), unterhalb der schwarzen Schlacken (Einheit I-1-c), kann aufgrund seines relativ hohen Anteils an Xenolithen (10 Vol. %) als phreatomagmatische Ablagerung gedeutet werden. Möglicherweise handelt es sich um Ablagerungen aus einer phreatomagmatischen Initialphase der Eruption, die auch die schwarzen Schlacken und den Dyke gebildet hat. Allerdings enthalten die schwarzen Schlacken und der Dyke deutlich mehr Einsprenglinge als die juvenilen Klasten im Aschelapillituff. Denkbar ist auch, dass der Aschelapillituff während der Maareruption, die sich wesentlich früher ereignet hat, abgelagert wurde.

Die Schichten I-1-a und I-1-b fallen mit 135° und einem Winkel von 12° in südöstliche Richtung ein. Dies könnte darauf hinweisen, dass das entsprechende Eruptionszentrum in nordwestlicher Richtung zu suchen ist. Eventuell wurden die Schichten aber auch im Zuge postvulkanischer Tektonik verstellt.

Die schwarzen Schlacken (I-1-c) sind zweifellos an Ort und Stelle gefördert worden und stellen die Kraterfazies eines Schlackenkegels dar. Die Auswurfprodukte sind blumenkohlartig geformt und miteinander verschweißt, was auf eine schlotnahe Ablagerung schließen lässt (Vespermann & Schmincke, 2000). Dafür sprechen auch die Größe der Schlacken und gelbe Schwefelausfällungen auf den Oberflächen der Klasten. Dementsprechend wurden die Schlacken nach Schmincke (2000) der unteren Kraterfazies eines Schlackenkegels zugeordnet.

Der Blasenanteil der Schlacken beträgt 50 Vol. % und deutet auf einen strombolianischen Eruptionsstil hin (Vergnolle & Mangan, 2000). Der unregelmäßige, wellige, aber scharf ausgebildete Kontakt (chilled margin) zwischen dem Lavagang (I-2-c-dyke) und der Schlacke (I-2-c) deutet darauf hin, dass der Gang nachträglich intrudiert ist (Cox et al. 1989). Er weist mit 10 Vol. % einen deutlich niedrigeren Blasengehalt auf als die umgebenden Schlacken. Außerdem sind die Einsprenglinge im Durchschnitt größer als in den Schlacken. Dies spricht dafür, dass der Gang im Gegensatz zu den Schlacken langsamer erstarrt ist. Die ähnliche

Einsprenglingsvergesellschaftung in den Einheiten I-2-c und -c-dyke deutet darauf hin, dass der Gang kurz nach der Schlackenkegeleruption intrudiert ist.

Am Fuße des Hanges im Südosten der Nordgrube beginnt das Teilprofil 2 mit der Einheit I-2-d, die aus rötlichen scharfkantigen Bomben, die leicht miteinander verbacken sind, gebildet wird. Der Horizont wurde nach Schmincke (2000) der proximalen Wallfazies eines Schlackenkegels zugeordnet. Diese und die hangende Einheit I-2-e fallen mit 5° und einem Winkel von 28° nach Norden ein. Die Basis des Teilprofil 2 (Einheit I-2-d, -e) bildet nach den Beobachtungen Richters (1942) das Top einer Schlackenserie, die vom Nordkegel in die Nordgrube zieht und möglicherweise mit der Einheit II-d des Nordkegels korreliert werden kann (Kap. 4.2).

Der relativ hohe Xenolithanteil von 15 Vol. % in Lage I-2-e, die schlechte Sortierung und der relativ niedrige Blasengehalt (25 Vol. %) der juvenilen Klasten deuten darauf hin, dass sich am Ende der Eruptionsphase durch Wasserzutritt eine phreatomagmatische Phase eingeschaltet hat. Die Xenolithe sind durch den Kontakt mit heißem Magma rot gebrannt und erreichen einen max. Durchmesser von 18 cm. Richter (1942) konnte bei den damals wesentlich besseren Aufschlussverhältnissen sogar bis zu 50 cm große Xenolithe beobachten.

Im Hangenden folgt diskordant eine Lapilliserie, die mit 63° und einem Winkel von 20° nach Nordosten einfällt. Bei den Ablagerungen handelt es sich um gut sortierte Tephren, die als Fallablagerungen interpretiert und der distalen Wallfazies eines Schlackenkegels zugeordnet werden (Schmincke, 2000). Die Lapilliserie beinhaltet die Einheiten I-2-f bis I-2-i des Teilprofils 1 und die Einheit I-3-j des Teilprofils 3, die das laterale Äquivalent der Einheit I-2-i darstellt. Der Blasengehalt der Schlacken beträgt 50 bis 70 Vol. %, was für einen strombolianischen Eruptionsstil spricht (Vergnolle & Mangan, 2000). Der mittlere Korndurchmesser der Lapilliserie ist deutlich geringer als in den liegenden Einheiten und nimmt zum Top des Profils ab.

Ausnahmen bilden die Einheit I-2-f, die diskordant auf Einheit I-2-e folgt, und das fining-up-Band zwischen den Einheiten I-2-g und I-2-h. Aufgrund des Korngrößenspektrums werden die Einheiten I-2-g bis I-3-k als distale Ablagerungen einer Eruption, die sich südlich der heutigen Nordgrube zugetragen hat, gedeutet.

Die Ablagerung feinerer Tephrenlagen (I-2-f) deutet darauf hin, dass die Transportkraft der strombolianischen Eruptionen zwischenzeitlich abnahm, was mit einem geringen Gasdruck im aufsteigenden Magma zusammenhängen könnte (Paulick, mündl. Mitteilung, 2004). Eine Korngrößengradierung kann nach Houghton et al. (2000) auch auf eine Änderung der Windrichtung und eine damit zusammenhängende Neigung des Falloutfächers zurückgeführt werden. Das Profil wird von einem Löss abgeschlossen, der aufgrund der hangenden Lagerung als postvulkanisch interpretiert wird.

Diese Interpretation ist konsistent mit der Beobachtung, dass juvenile Klasten in den relativ feinkörnigen Lagen blasenärmer sind als die Schlackenlapilli in den gröberen Lagen. Der zunehmende Ascheanteil in den Einheiten I-2-i und I-3-j weist auf eine abnehmende Eruptionsstärke hin, was sich auch in einem geringeren Blasengehalt von 15 Vol. % bemerkbar macht.

Die petrographische Auswertung hat ergeben, dass der Gehalt der Einsprenglinge von 44 Vol. % in der Einheit I-2-g auf 27 Vol. % in der Einheit I-3-j sinkt, während das Ol/Pyx-Verhältnis von 0,47 auf 0,77 und die Größe der Einsprenglinge von 0,4 auf 0,7 mm steigt. Dies deutet darauf hin, dass im Zuge der Eruption Schmelzen mit unterschiedlicher Zusammensetzung gefördert wurden, was auf eine heterogene Magmenkammer mit variablen Einsprenglingsvergesellschaftungen hindeutet.

4.2 Der Nordkegel - lithologische und petrographische Beschreibung

Der Nordkegel befindet sich etwa 200 m südlich der Nordgrube und bildet eine morphologische Kuppe mit einer Gipfelhöhe von 173 m ü. NN. Der Ostwall befindet sich südöstlich des Nordkegels am Rande des Maarkraters. Es handelt sich hierbei um einen kleinen Böschungsaufschluss von 0,5 m Mächtigkeit am Wegrand. Nach Laspeyres (1901) wurden die Tuffe seiner Zeit als Werksteine gebrochen, was darauf schließen lässt, dass die Tuffe ursprünglich in größerer Mächtigkeit anstanden, als man heute beobachten kann.

An dieser Stelle muss auf frühere Forschungsarbeiten zurückgegriffen werden, um ein Profil des Nordkegels rekonstruieren zu können. Richter (1942) hat die damaligen, wesentlich bes-

seren Aufschlussverhältnisse in seiner Arbeit dokumentiert. Ein vereinfachtes Profil des Nordkegels ist in Abb. 4.16 dargestellt.

4.2.1 Einheit II-a

Das Profil (Abb. 4.16) beginnt mit der Einheit II-a, der Hauptterrasse des Rheins, die heute an dieser Stelle nicht mehr aufgeschlossen ist. Richter (1942) konnte bei den früheren, weitaus besseren Aufschlussverhältnissen eine konkordante Lagerung der Einheit II-b auf den Sanden und Kiesen der Hauptterrasse und ein Auskeilen der Einheit II-b nach Westen beobachten.

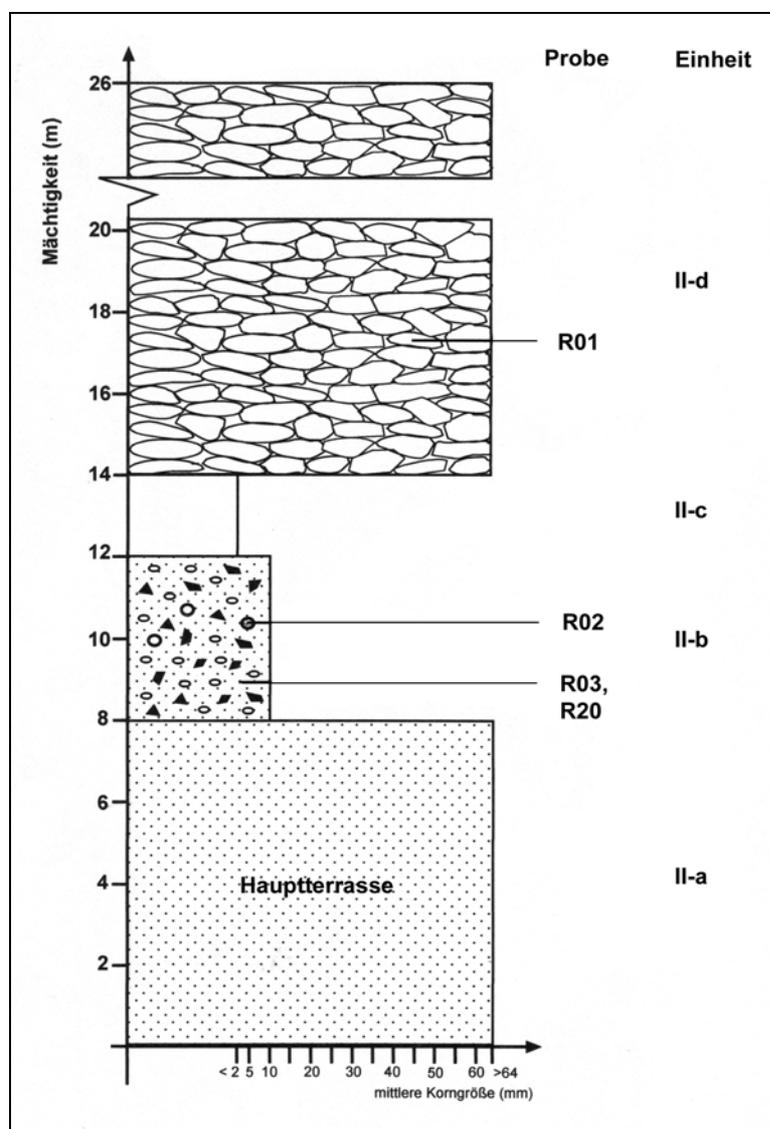


Abb. 4.16: Das Profil am Nordkegel beginnt mit Sanden und Kiesen der Hauptterrasse (II-a). Darauf folgen schlecht sortierte, xenolith-, lapilli- und aschereiche Ablagerungen (II-b), ein Aschhorizont (II-c) und Schlacken (II-d). Das Profil wurde mit Hilfe von Richters (1942) Dokumentationen rekonstruiert (Legende s. Abb. 4.3)

4.2.2 Einheit II-b

Die Ablagerungen der Einheit II-b bestehen aus einer feinkörnigen hellgrauen Matrix, in der juvenile und xenolithische Klasten eingebettet sind. Die maximale Mächtigkeit des Horizontes wurde mit 4 m dokumentiert (Richter, 1942). Heute sind noch etwa 1,2 m aufgeschlossen. Die heute noch aufgeschlossenen Ablagerungen am Ostwall (Abb. 4.1) zeigen eine lithologische Ähnlichkeit mit dieser Einheit. Die Einheit II-b ist stark verfestigt, matrixgestützt und schlecht sortiert. Der Gesamtanteil der Xenolithe beträgt 30 Vol. %. Die juvenilen Klasten sind dunkelgrau-blau, eckig bis kantengerundet und erreichen einen mittleren Korndurchmesser von 1 cm. Der Blasengehalt wurde im Gelände auf 15 Vol. % geschätzt. Die Form der Blasen ist oval bis länglich und die Verteilung in den Klasten regelmäßig. Zum Teil zeigen die Lapilli Einschlüsse von Xenolithen. Der maximale Durchmesser der juvenilen und xenolithischen Klasten beträgt 11 cm bzw. 8 cm. Die Ablagerungen der Hauptterrasse und der Einheit II-b brechen entlang von Verwerfungen mit geringen Versatzbeträgen stufenartig nach SE ab und werden diskordant von den Einheiten II-c und II-d überlagert (Abb. 4.17; Richter 1942).

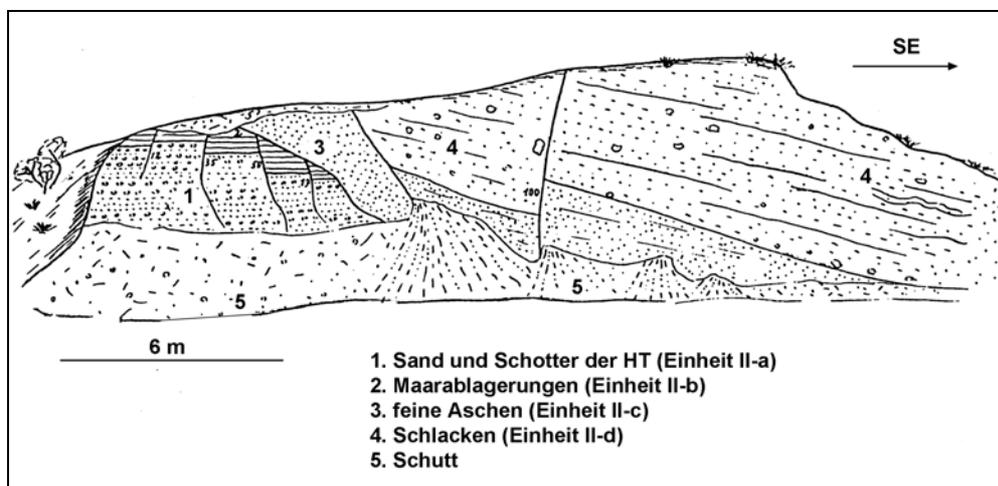


Abb. 4.17: Die Abbildung stellt ein historisches Aufschlussprofil des Nordkegels dar, das 1942 von Richter aufgenommen wurde. Die groben Schlacken und Aschen fallen flach nach Osten ein und überlagern diskordant die Maarablagerungen (Zeichnung modifiziert nach Richter, 1942).

Im Dünnschliff zeigen die Proben R03 und R20 aus der Einheit II-b und die Probe R19 des Ostwalls ein heterogenes Gefüge. Man kann Schlacken, Kiesel- und Siltsteinbruchstücke, Quarzeinkristalle und Asche beobachten. Der Xenolithanteil beträgt 25 bis 30 Vol. %, der Ascheanteil 35 bis 40 Vol. % und der Anteil der Schlacke 30 bis 35 Vol. %. Die juvenilen Klasten sind unterschiedlich ausgebildet. Sie variieren in ihrem Blasengehalt (15 bis 40

Vol. %), in der Ausbildung der Grundmasse und dem Gehalt und der Größe der Einsprenglinge. Als Einsprenglinge treten im Mittel 18 bis 22 Vol. % Klinopyroxen (DRE) und 6 bis 7 Vol. % (DRE) Olivin mit einem Durchmesser von 0,1 bis 0,24 mm auf (Abb. 4.18). Die Kristalle sind in eine beige bis schwarze, feinkristalline bis glasige Grundmasse eingebettet, die Pyroxen- und Olivinmikrokristalle und Erzminerale enthält.

Die Probe R02 aus der Einheit II-b stammt von einem juvenilen Klast. Im Dünnschliff konnten 5 Vol. % Xenolithe beobachtet werden. Der Blasenanteil beträgt 50 Vol. %. Es treten 20 Vol. % (DRE) Klinopyroxen- und 6 Vol. % (DRE) Olivineinsprenglinge mit einem mittleren Durchmesser von 0,16 mm auf. Die Grundmasse ist braun und feinkristallin und enthält Pyroxenmikrokristalle und Erzminerale.

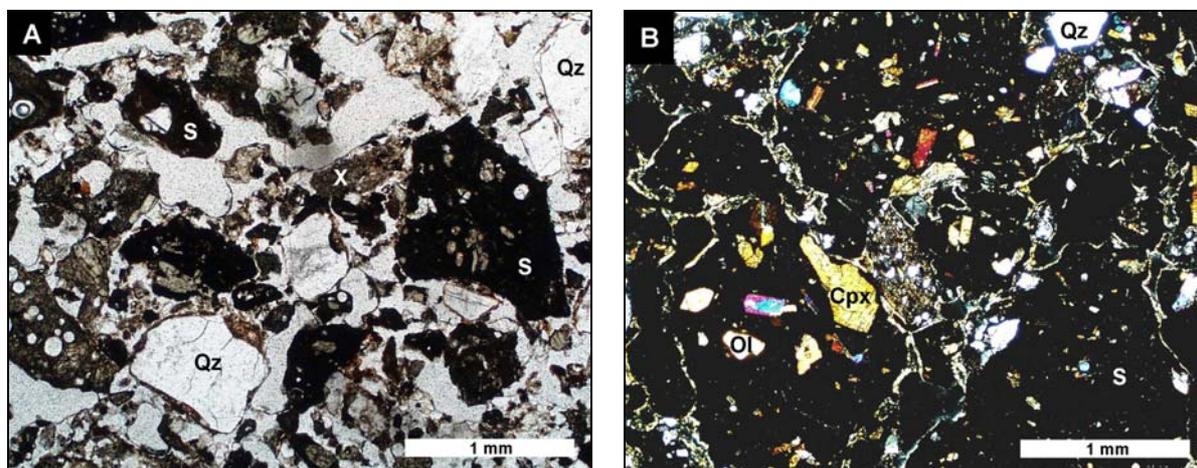


Abb. 4.18: In den Dünnschliffen von Proben der Maarablagerungen können neben Schlacken Quarzeinkristalle und Xenolithe beobachtet werden (Foto A und B). Die Schlacken enthalten Einsprenglinge von Klinopyroxen und Olivin (Foto B, gekreuzte Polarisatoren)

4.2.3 Einheit II-c

Die hangende Einheit II-c ist heute nicht mehr aufgeschlossen. Nach Richter (1942) ist sie 1,5 bis 2 m mächtig und besteht aus schwarzer Asche.

4.2.4 Einheit II-d

Darauf folgt eine bis zu 12 m mächtige Einheit, die aus einer Serie dunkelgrauer bis schwarzer Schlacken mit einem maximalen Durchmesser von 50 cm besteht (Richter, 1942). Die Schlacken sind im Bereich des Nordkegels weit verbreitet und erreichen ihre größte Mächtigkeit am Gipfel des Nordkegels.

Im Dünnschliff zeigen Proben aus der Einheit II-d ein homogenes, porös-porphyrisches Gefüge (Abb. 4.19). Es treten ca. 3 Vol. %, Kiesel- und Siltsteinbruchstücke auf. Die juvenilen Klasten weisen einen Blasenanteil von 50 Vol. % auf. Die Form der Blasen ist rund bis oval und sie sind regelmäßig in den Klasten verteilt. Als Einsprenglinge treten 40 Vol. % (DRE) Klinopyroxen und 10 Vol. % (DRE) Olivin mit einem mittleren Durchmesser von 0,35 mm auf. Die Grundmasse ist dunkelbraun, feinkristallin bis glasig und enthält Pyroxenmikrokristalle und Erzminerale.

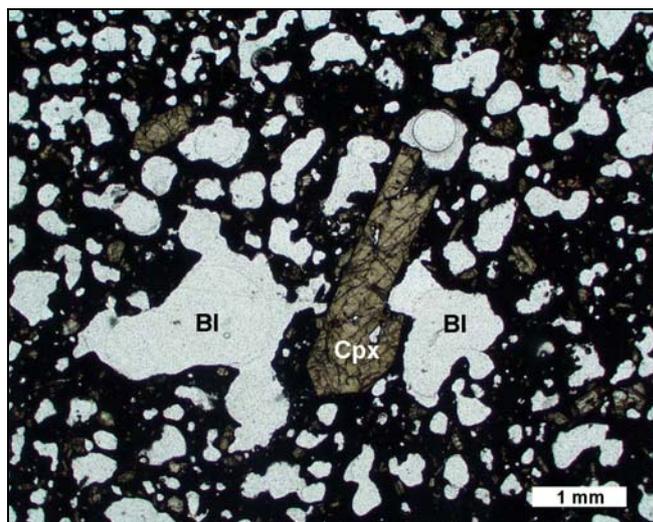


Abb. 4.19: Die Abbildung stellt einen Ausschnitt eines Dünnschliffes der Einheit II-d dar. Die juvenilen Klasten weisen einen Blasenanteil von 50 Vol. % auf. Es treten Einsprenglinge von Klinopyroxen und Olivin auf.

4.2.2 Interpretation der lithologischen und petrographischen Beobachtungen

Bei der Einheit II-a handelt es sich um Schotter der jüngeren Hauptterrasse. Aus den Dokumentationen Richters (1942) geht hervor, dass die Hauptterrasse an dieser Stelle kaum erodiert war. Sie wird konkordant von der Einheit II-b überlagert, was für eine Eruption kurz nach der Hauptterrassebildung spricht.

Einheit II-b besteht aus Asche, einem hohen Anteil Xenolithe und juvenilen Klasten. Die juvenilen Klasten weisen mit 15 Vol. % einen niedrigen Blasengehalt auf. Der hohe Xenolithanteil von 30 Vol. %, die schlechte Sortierung und die Blasenarmut der juvenilen Klasten sprechen für einen phreatomagmatischen Eruptionsstil (Morrissey et al. 2000).

Im Gegensatz dazu, wird aufgrund des wesentlich höheren Blasengehaltes und des niedrigeren Xenolithgehaltes die Einheit II-d nach Vergnolle & Mangan (2000) einer strombolianischen Phase zugeordnet. Die Schlacken der Einheit II-d erreichen ihre größte Mächtigkeit mit 12 m und ihren größten Korndurchmesser am Nordkegel, was für ein lokales Eruptionszentrum spricht. Darauf deutet auch das stufenartige Einbrechen der Einheiten II-a und II-b entlang von Verwerfungen hin, ein Erscheinungsbild, was für gewöhnlich am unmittelbaren Kraterrand zu finden ist (Schmincke, 2000). Die rötliche Färbung der heute noch aufgeschlossenen Schlacken kann nach Schmincke (2000) auf Oxidationsprozesse durch Gase, welche die Kraterfaziesgesteine durchströmen, zurückgeführt werden.

Vom Nordkegel ziehen die Schlacken hang abwärts in die Nordgrube, wo sie mit den Einheiten I-2-d und -e korreliert werden können. Diese Interpretation stützt sich auf Ähnlichkeiten in der makroskopischen Ausbildung, in der Einsprenglingsvergesellschaftung und in direkten Beobachtungen von Richter (1942). Der Grad der Verschweißung der Schlacken nimmt dabei vom Nordkegel zur Nordgrube deutlich ab.

4.3 Die Feldgrube - lithologische und petrographische Beschreibung

Die Feldgrube befindet sich etwa 150 m südlich des Südwalls. Die Basis des Aufschlusses hat eine topographische Höhe von 158 m ü. NN. An dieser Stelle muss darauf hingewiesen werden, dass die Basis des Aufschlusses (Einheit III-a) und die hangenden Einheiten III-b bis III-d heute nicht mehr aufgeschlossen sind. Die folgende Beschreibung der eben erwähnten Einheiten stützt sich daher auf die Beobachtungen Blanchards (2002).

Auffallend sind weiße Ausfällungen in der rechten Hälfte des Aufschlusses, die sich z.T. wie eine Kruste um die Lapilli legen. Ein Profil der Feldgrube ist in Abb. 4.20 dargestellt.

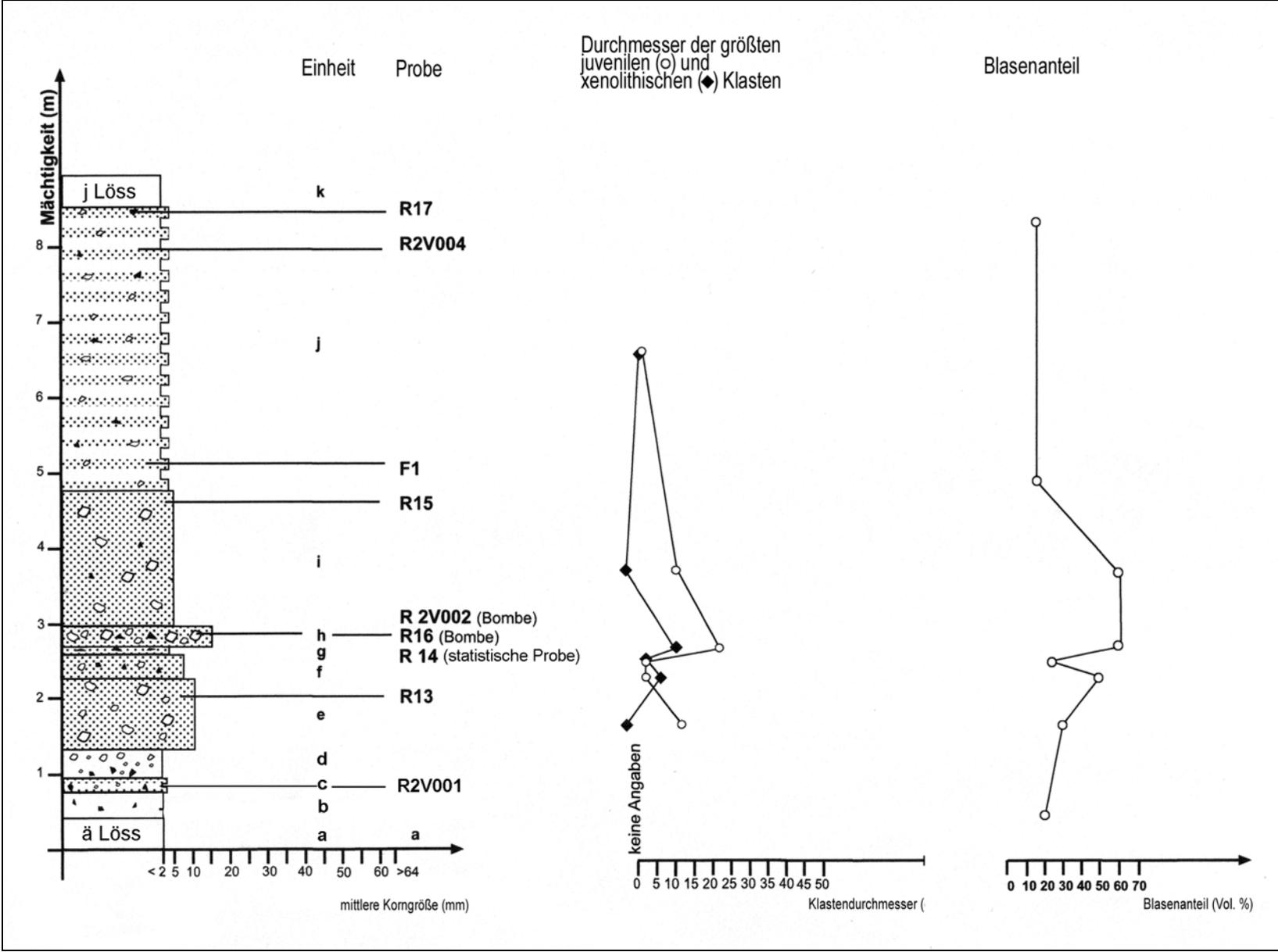


Abb. 4.20: Die Abbildung stellt das Profil der Feldgrube dar. Die Tephreneinheiten werden durch Buchstaben beschrieben. Die Proben sind an den gekennzeichneten Stellen entnommen worden. Die Graphen daneben geben den mittleren maximalen Durchmesser der 10 größten Klasten einer Einheit, sowie den Blasengehalt der juvenilen Klasten wider (Legende s. Abb. 4.3).

4.3.1 Einheit III-a

Die Basis des Profils ist heute nicht mehr aufgeschlossen. Daher wurde auf die Beobachtungen Blanchards (2002) zurückgegriffen. Die prävulkanische Basis (III-a) des Profils wird von einem gelblichen, unverwitterten, stark kalkhaltigen Löss gebildet. Es wurden Lösskindl beobachtet, die bis zu 20 cm Durchmesser erreichen, sowie Rostflecken, die dem Löss einen Nassbodencharakter verleihen und auf eine warmzeitliche Überprägung hindeuten (Abb. 4.21; Blanchard, 2002).

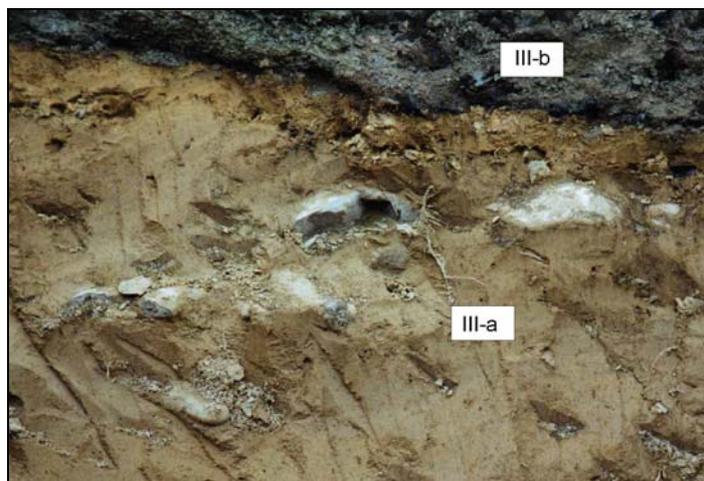


Abb. 4.21: Die Abbildung zeigt die prävulkanische Basis (III-a) des Profils. Diese wird von einem gelblichen, unverwitterten, stark kalkhaltigen Löss gebildet. Das Sediment enthält Lösskindl, die bis zu 20 cm Durchmesser erreichen, sowie Rostflecken, die auf eine warmzeitliche Überprägung hinweisen (Foto Blanchard, 2002).

4.3.2 Einheit III-b

Die hangende Einheit III-b ist heute nicht mehr aufgeschlossen, aber von Blanchard (2002) beschrieben worden. Die Einheit besteht aus 20 cm mächtiger schwarzer Asche (III-b), in die kleine Xenolithe in Form von Kieselbruchstücke eingebettet sind. Zum Top der Einheit treten vermehrt Xenolithe und Bomben auf (Blanchard, 2002).

4.3.3 Einheit III-c

Die hangende Einheit III-c ist heute nicht mehr aufgeschlossen, aber von Blanchard beschrieben worden. Sie besteht aus grauen alternierenden Lapilli- und Aschelagen (III-c). Der mittlere Korndurchmesser wurde auf 3 mm geschätzt. Als Xenolithe treten Schieferbruchstücke und Kiesfragmente auf. Die juvenilen Klasten sind schwarz und blasenarm (Blanchard, 2002).

Im Dünnschliff zeigt die Probe der Einheit III-c ein heterogenes, matrixgestütztes und poröses Gefüge. Der Ascheanteil beträgt 50 Vol. %. Es treten etwa 30 Vol. % Xenolithe in Form von Kieselbruchstücken und Quarzeinkristallen auf. Der Blasengehalt der juvenilen Klasten variiert. Manche Schlackenstücke weisen einen sehr hohen Blasengehalt auf, manche dagegen sind blasenfrei. Im Mittel wurde der Blasengehalt auf 5 Vol. % geschätzt. Es wurden 4 Vol. % Olivin (DRE) und 11 Vol. % (DRE) Klinopyroxeneinsprenglinge beobachtet. Die Größe der Kristalle beträgt im Schnitt 0,1 mm. Die Grundmasse ist dunkelbraun bis schwarz, feinkristallin bis glasig und enthält Olivin-, Pyroxenmikrokristalle und Erzminerale.

4.3.4 Einheit III-d

Im Hangenden folgen schwarze, blasenreiche Lapilli- und leicht verfestigte Aschelagen der Einheit III-d. Im unteren Bereich dieser Lage befindet sich eine 30 cm große xenolithische Bombe, welche die liegende Einheit plastisch verformt hat (Abb. 4.22). Zum Top hin werden die Lapilli allmählich größer und die Xenolithe seltener (Blanchard, 2002).

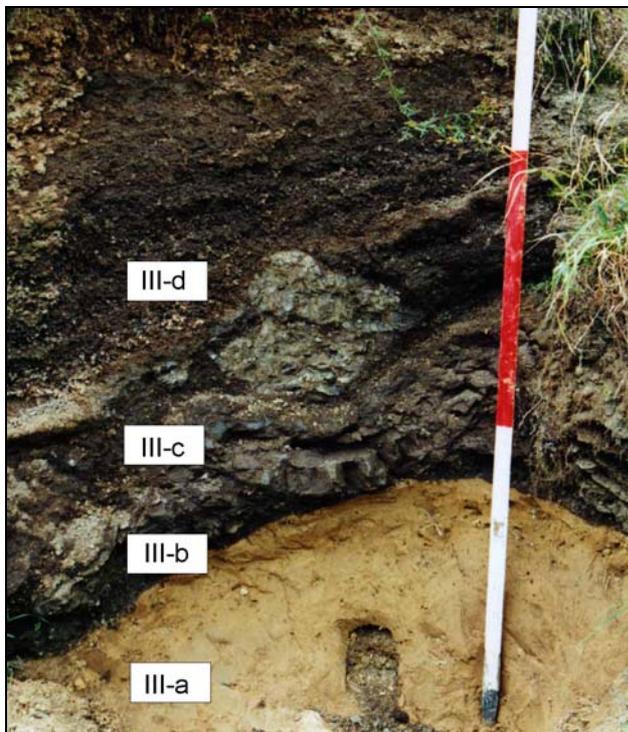


Abb. 4.22: Eine ballistisch transportierte Bombe in Einheit III-d hat die liegenden Einheit III-c plastisch verformt (Foto aus Blanchard, 2002). Dieses Phänomen kann man häufig bei phreatomagmatischen Ablagerungen beobachten.

4.3.5 Einheit III-e

Das heute noch aufgeschlossene Profil setzt sich mit einer ca. 1 m mächtigen Lage aus dunkelgrauen, eckigen Lapilli der Einheit III-e fort, deren mittlerer Korndurchmesser 10 mm beträgt. Es konnten in dieser Einheit keine Xenolithe beobachtet werden. Der maximale Durchmesser der 15 größten juvenilen Klasten beträgt 12 cm. Diese und die folgenden Einheiten fallen im Aufschluss mit 53° und einem Winkel von 20° nach Nordosten ein.

Die juvenilen Klasten der Einheit III-e weisen im Dünnschliff ein homogenes, porös-porphyrisches Gefüge auf (Abb. 4.23). Es sind keine Xenolithe vorhanden. Der Blasengehalt der juvenilen Klasten beträgt 30 Vol. %. Die Blasen sind rund bis oval und unregelmäßig in den Schlacken verteilt. Als Einsprenglinge treten 26 Vol. % (DRE) Klinopyroxen und 10 Vol. % (DRE) Olivin auf. Die Größe der Einsprenglinge beträgt im Mittel 0,4 mm. Die Grundmasse ist dunkelbraun, feinkristallin und enthält Erzminerale, Pyroxen- und Olivinmikrokristalle.

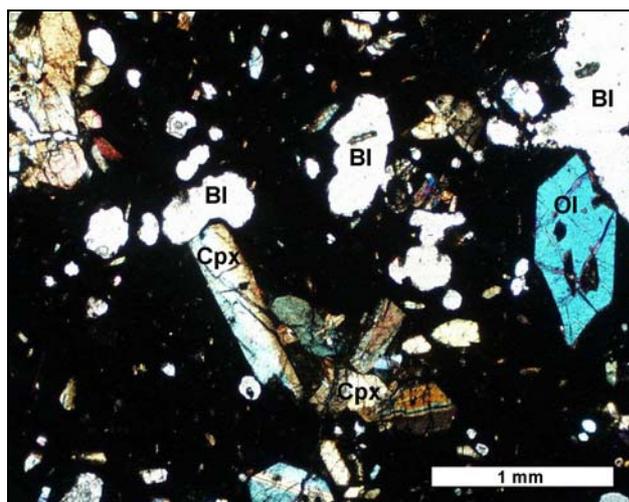


Abb. 4.23: Die Schlacke aus der Einheit III-e weist im Dünnschliff einen Blasengehalt von 30 Vol. % auf. Es treten Einsprenglinge von Klinopyroxen und Olivin auf.

4.3.6 Einheit III-f

Im Hangenden folgt die ca. 40 cm mächtige Einheit III-f, aus dunkelgrauen-schwarzen Lapilli mit einem mittleren Korndurchmesser von 7 mm. Die Form der Lapilli ist eckig bis kantengerundet und die Sortierung gut. Es konnten vereinzelt Kiesel-Xenolithe beobachtet werden, die einen Gesamtanteil von 2 Vol. % ausmachen. Der Blasenanteil der juvenilen Klasten wurde im Gelände auf 50 Vol. % geschätzt. Die Form der Blasen ist rundlich bis oval und deren Verteilung in den Klasten regelmäßig. Der maximale Durchmesser der größten Klasten in der Einheit beträgt bei den juvenilen Komponenten 6 cm, bei den xenolithischen 2 cm.

4.3.7 Einheit III-g

Es folgt eine 8 cm mächtige Lage aus überwiegend Asche und feinen Lapilli (III-g). Die hellbraunen bis grauen Lapilli sind eckig bis kantengerundet. Der Blasenanteil der juvenilen Klasten wurde im Gelände auf 25 Vol. % geschätzt. Die Blasen sind rund bis oval und unregelmäßig verteilt. Xenolithe treten in Form von Schiefer- und Kieselbruchstücken auf und machen einen Anteil von ca. 15 Vol. % aus. Der maximale Durchmesser der 15 größten juvenilen und xenolithischen Klasten beträgt im Mittel 2 cm bzw. 1 cm.

4.3.8 Einheit III-h

Die nächste Einheit (III-h) ist 25 cm mächtig und besteht aus eckigen Lapilli. Der mittlere Korndurchmesser beträgt 15 mm. Der Horizont ist schlecht sortiert und reich an Bomben. Der Fremdgesteinsanteil in der Lage beträgt 10 Vol. %. Der Durchmesser der größten juvenilen bzw. xenolithischen Klasten beläuft sich im Mittel auf 22 cm bzw. 10 cm. Vereinzelt erreichen die Bomben Ausmaße von bis zu 70 cm.

Die Proben R16 und R2V002 stammen von Bomben der Einheit III-h. Im Dünnschliff weisen sie ein homogenes, porös-porphyrisches Gefüge auf. Es konnten keine Xenolithe beobachtet werden. Der Blasenanteil beträgt 20 bis 50 Vol. % und es treten 6 Vol. % (DRE) Olivin und 18 bis 25 Vol. % (DRE) Klinopyroxenkristalle mit einem mittleren Durchmesser von 0,25 bis 0,33 mm auf. Die Grundmasse ist grau bis schwarz, feinkristallin bis glasig und enthält Pyroxen- und Olivinmikrokristalle und Erzminerale.

Im Dünnschliff der statistischen Probe R14 kann man einen vulkanischen Xenolith mit einem Anteil von 5 Vol. % beobachten, der sich petrographisch von der umgebenden Schlacke unterscheidet (Abb. 4.24, Foto A). Der Blasenanteil der Schlacke des vulkanischen Xenolithes beträgt 50 Vol. %. Die Blasen sind rundlich, unregelmäßig verteilt und z.T. mit Kalzit gefüllt. An den Blasenwänden kann man Palagonitneubildungen beobachten (Abb. 4.24 B). Der Blasenanteil der umgebenden Schlacke beträgt 70 Vol. %. Als Einsprenglinge treten in den Schlacken des vulkanischen Xenolithes 16 Vol. % (DRE) Klinopyroxen- und 4 Vol. % (DRE) Olivinkristalle auf. In der umgebenden Schlacke konnten 20 Vol. % (DRE) Klinopyroxen und 13 Vol. % (DRE) Olivin beobachtet werden. Die Größe der Einsprenglinge beträgt durchschnittlich 0,38 mm. Die Grundmasse der Schlacke ist hellbraun und feinkristallin. Die Grundmasse des vulkanischen Xenolithes ist dunkelbraun und feinkristallin bis glasig und enthält Olivin-, Pyroxenmikrokristalle und Erzminerale.

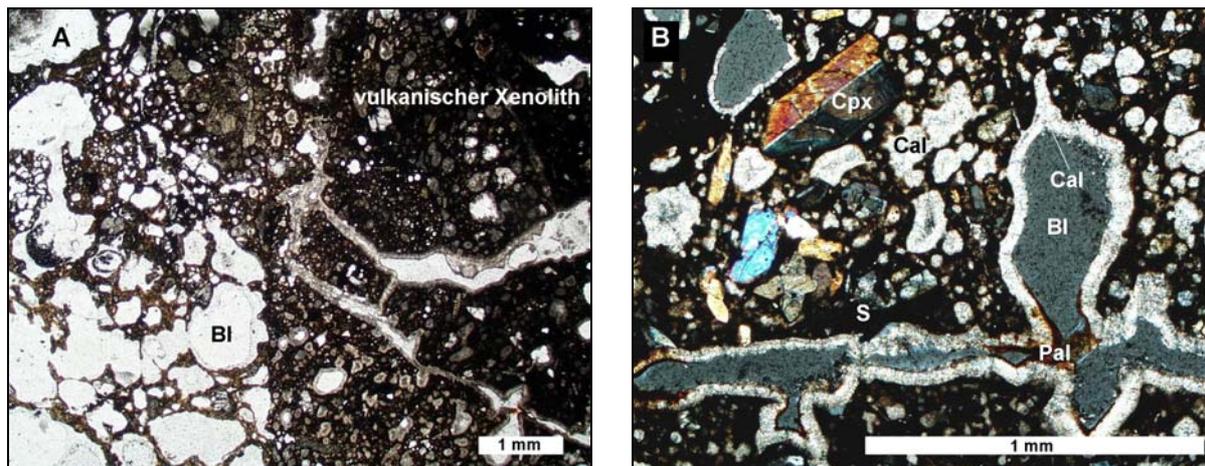


Abb. 4.24: Die Abbildung stellt Ausschnitte von Dünnschliffen der Einheit III-h dar. Es ist ein vulkanischer Xenolith zu erkennen, der sich petrographisch von der umgebenden Schlacke unterscheidet (Foto A). In den Blasen können Kalzitausfällungen und Palagonitneubildungen beobachtet werden (Foto B).

4.3.9 Einheit III-i

Das Profil setzt sich mit einer 1,8 m mächtigen grau-braunen Serie aus Lapilli und Bomben fort. Die Sortierung ist gut und die mittlere Korngröße der eckigen Lapilli beträgt 5 mm. Es konnten keine Xenolithe beobachtet werden. Der Durchmesser der größten Bomben beträgt im Mittel 9 cm.

Im Dünnschliff kann man neben homogener, poröser Schlacke einen vulkanischen Klast beobachten, der Asche, Schlackenstücke, Kieselxenolithe und Quarzeinkristalle enthält. Die umgebende Schlacke weist einen Xenolithanteil von 5 Vol. % und einen Blasenanteil von 50 Vol. % auf. Die Blasen sind rundlich und variieren in ihrer Größe je nach Größe der Lapilli. Es treten Einsprenglinge von Klinopyroxen und Olivin mit einem Anteil von 16 bzw. 12 Vol. % (DRE) mit einem mittleren Durchmesser von 0,42 mm auf. Die Grundmasse ist dunkelbraun bis schwarz, feinkristallin bis glasig und enthält Pyroxen- und Olivinmikrokristalle und Erzminerale.

4.3.10 Einheit III-j

Im Hangenden dieser Serie setzen hellbraune gebankte Aschen (III-j) mit 4 m Mächtigkeit und einer mittleren Korngröße von weniger als 2 mm ein. Die Aschen weisen im frischen Anschnitt eine dunkelgraue Farbe auf und werden regelmäßig von feinen Lapillilagen unterbrochen, deren mittlerer Korndurchmesser 3 mm beträgt (Abb. 4.25). Die feinkörnigeren Lagen sind leicht verfestigt, während die Lapilli locker gelagert sind. Es treten Neben-

gesteinsfragmente in Form von Rheinkieseln und Schieferbruchstücken auf. Ein 50 cm mächtiger Löss schließt das Profil ab.

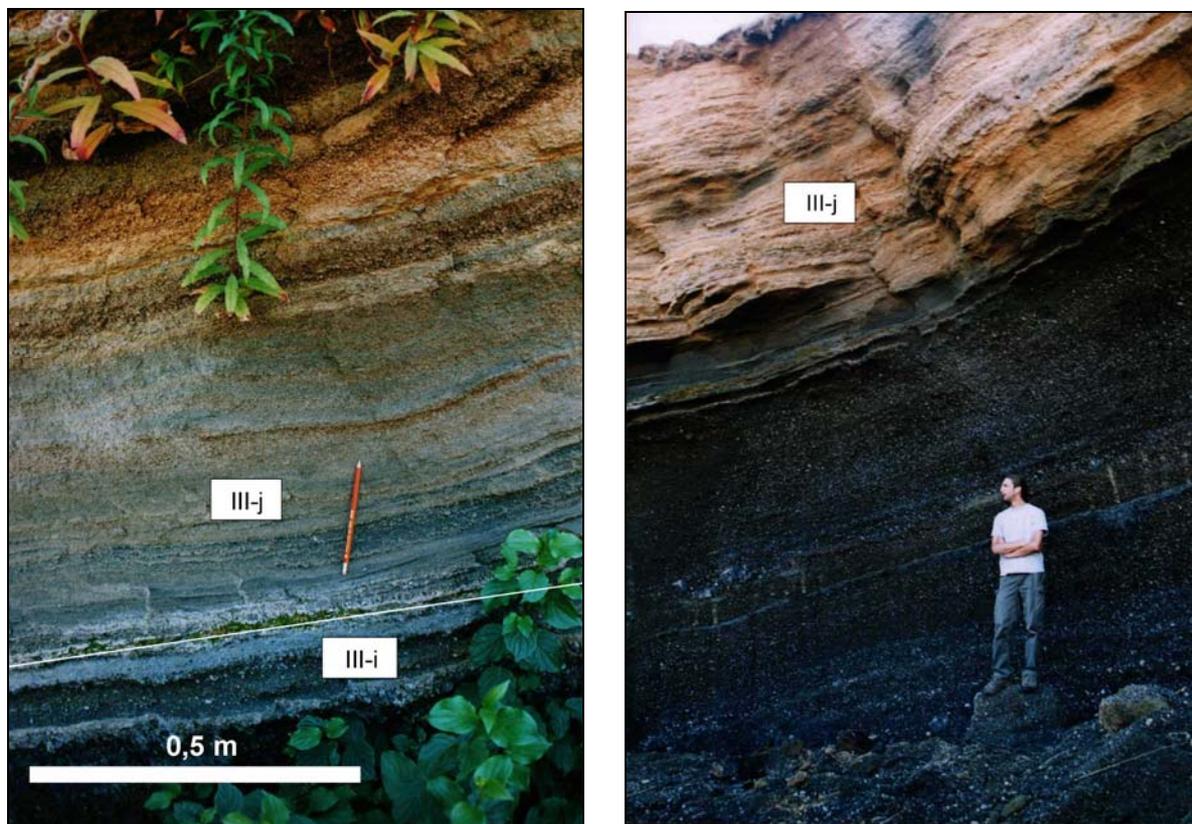


Abb. 4.25: Die Abbildungen stellen Fotos der Einheit III-j (Foto A) und des gesamten Aufschlusses der Feldgrube (Foto B) dar. Die Ablagerungen der Einheit III-j ist ca. 4 m mächtig und besteht aus hellbrauner Asche und Feinlapilli-Schlacken, die abwechselnd aufeinander folgen.

Dünnschliffe aus der Einheit III-j weisen ein heterogenes, poröses, porphyrisches Gefüge auf. Die Probe enthält bis zu 10 Vol. % Xenolithe in Form von Quarzeinkristallen und Kieselbruchstücken. Schieferbruchstücke sind seltener, treten aber ebenfalls auf. An der Basis der Einheit beträgt der Ascheanteil 50 Vol. %, am Top 60 Vol. % und der Anteil der darin enthaltenen Schlacken 30 bis 45 Vol. %. Der Blasenanteil der Schlacken beträgt 15 bis 20 Vol. % und die Blasen sind rund-oval geformt und ungleichmäßig in den Klasten verteilt. In den Dünnschliffen kann man Palagonitneubildungen beobachten (Abb. 4.26, Foto A). Es können 16 bis 19 Vol. % (DRE) Klinopyroxen- und 12 bis 16 Vol. % (DRE) Olivineinsprenglinge mit einem Durchmesser von 0,4 (F1) bis 0,8 mm (R2V004) beobachtet werden. Die Grundmasse ist rotbraun bis schwarz, feinkristallin bis glasig und enthält Pyroxenmikrokristalle und Erzminerale (Abb. 4.26).

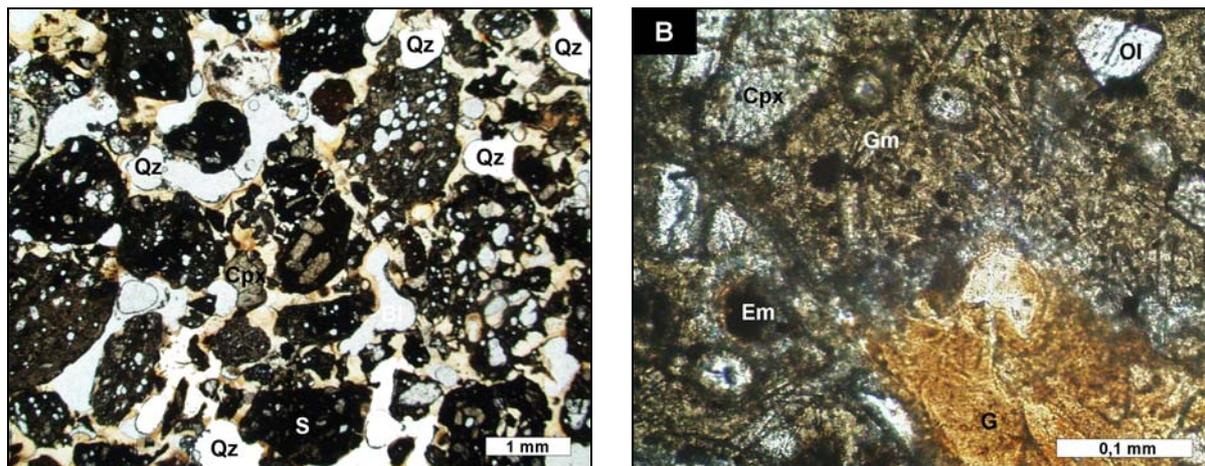


Abb. 4.26: Die Abbildungen stellen Dünnschliffbilder der Einheit III-j dar. Die Einheit setzt sich aus Asche und Feinlapilli-Schlacken zusammen, in denen Einsprenglingen von Olivin und Klinopyroxen enthalten sind. Es treten bis zu 10 Vol. % Xenolithe, meist in Form von Quarzkristallen auf (Foto A). Die Grundmasse ist dunkelbraun, feinkristallin und enthält Pyroxen-, Olivinmikrokristalle und Erzminerale (Foto B).

4.3.11 Interpretation der lithologischen und petrographischen Beobachtungen

Im Gelände kann man im Aufschluss Lapilli beobachten, die von weißen Ausfällungen umkrustet sind. In den Dünnschliffen sämtlicher Proben der Feldgrube konnten in den Blasen Kalzitausfällungen festgestellt werden, was für eine sekundäre Ausfällung spricht. Das Kalzium wurde vermutlich aus dem Löss ausgewaschen.

Das Profil beginnt mit einem älteren Löss an der Basis, die allerdings mittlerweile verschüttet ist. Von Blanchard (2002) beobachtete Lösskindl und Rostflecken deuten auf eine interglaziale Überprägung des kaltzeitlich abgelagerten Lösses hin (Ahnert, 1996). Folglich können die hangenden vulkanischen Ablagerungen nicht aus derselben Kaltzeit stammen, aus der der Löss hervorgegangen ist. Die Eruption kann erst nach der Verwitterung des kaltzeitlichen Sediments in der nachfolgenden Warmzeit, im folgenden Glazial oder noch später stattgefunden haben.

Auf eine von Blanchard (2002) beschriebene 20 cm mächtige xenolithhaltige Ascheschicht (Einheit III-b), folgt die Einheit III-c. Der mikroskopisch ermittelte hohe Xenolithanteil (30 Vol. %) und die plastische Verformung durch eine ballistisch transportierte Bombe aus der Einheit III-d (Abb. 4.23) sind deutliche Hinweise für die Interpretation einer phreatomagmatischen Initialphase (Schmincke, 2000).

Bei den heute noch aufgeschlossenen Einheiten III-e bis -j handelt es sich um gut sortierte Tephren, die locker gelagert sind und als Fallablagerungen interpretiert werden. Nach Schmincke (2000) werden sie der distalen Wallfazies eines Schlackenkegels zugeordnet. Der Blasengehalt der Schlacken beträgt 50 bis 70 Vol. %, was auf einen strombolianischen Eruptionsstil schließen lässt (Vergnolle & Mangan, 2000). Generell nehmen der mittlere Korndurchmesser der Fallablagerungen von der Einheit III-e bis -j ab und der Ascheanteil in der Einheit III-j zu, was auf eine nachlassende Transportkraft der strombolianischen Eruption hindeutet (Houghton et al. 2000).

Eine Zunahme der Einsprenglingsgröße von der Basis zum Top von 0,1 auf 0,86 mm bei gleichzeitiger Zunahme des Ol/Pyx-Verhältnisses von 0,4 auf 0,85 deutet darauf hin, dass Magmen variabler Zusammensetzung aus unterschiedlichen Bereichen einer heterogenen Magmenkammer gefördert wurden.

Ausnahmen in der Abfolge bilden eine geringmächtige Aschelage (III-g) und ein bombenreicher Horizont (III-h). Korngrößengradierungen deuten nach Houghton et al. (2000) auf schwankende Eruptionskraft hin. Möglich ist auch, dass sich der Falloutfächer im Zuge der Eruption durch eine Änderung der Windrichtung in Richtung Süd- und Feldgrube geneigt hat (Houghton et al. 2000) und in der Nordgrube, anstelle eines bombenführenden Horizontes, ein fining-up-Band abgelagert wurde.

4.4 Der Südwall - lithologische und petrographische Beschreibung

Der Südwall (Abb. 4.27) befindet sich an der Außenseite des Ringwalls, südwestlich des Kraters. Die Basis liegt bei 160 m ü. NN und ist durch Hangrutschungen im postvulkanischen Stadium verschüttet. Die Schichten sind konkordant in ihrer Abfolge, innerhalb des Aufschlusses lateral kontinuierlich und fallen mit 224° und einem Winkel von 10° nach Südwesten ein.



Abb. 4.27: In der Abbildung ist der gesamte Aufschluss des Südwalls zu erkennen. Die Basis ist verschüttet. Bei den Ablagerungen handelt es sich im wesentlichen um unverfestigte Lapilli und Bomben. Ein grober Schlackenhorizont schließt das Profil ab.

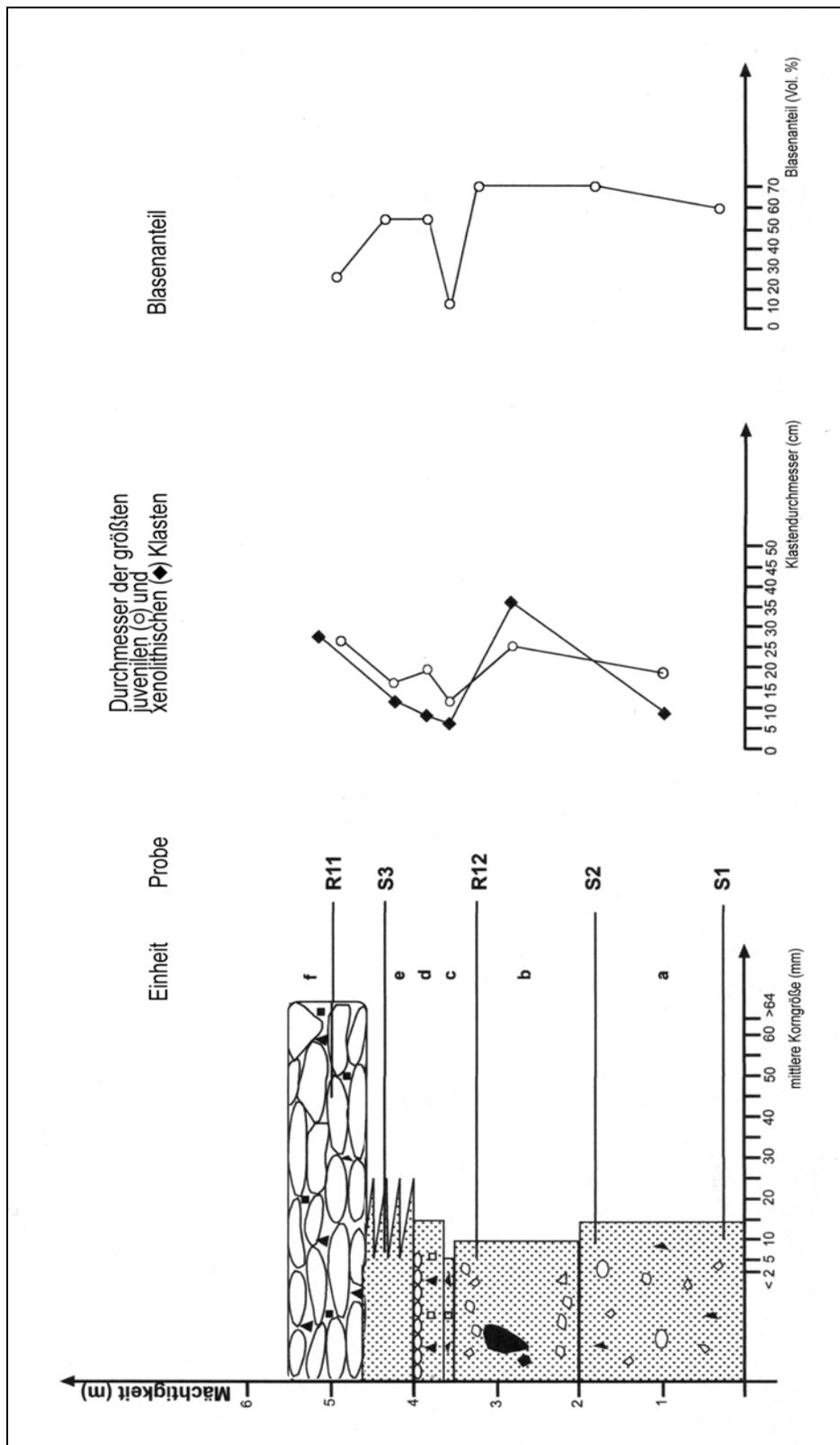


Abb. 4.28: Die Abbildung stellt das Profil der Südgrube dar. Die Tephreneinheiten werden durch Buchstaben beschrieben. Die Proben sind an den gekennzeichneten Stellen entnommen worden. Die Graphen daneben geben den mittleren maximalen Durchmesser der 10 größten Klasten einer Einheit sowie den Blasengehalt der juvenilen Klasten wider (Legende s. Abb. 4.3).

4.4.1 Einheit IV-a

Das Profil wird von einer groben, gut sortierten dunkelgrauen bis schwarzen Lapillieinheit eingeleitet (Abb. 4.29). Die Schlacken sind eckig bis kantengerundet und z.T. leicht miteinander verschweißt. Der mittlere Korndurchmesser der juvenilen Einzelklasten beträgt 15 mm. Neben den Schlacken treten etwa 3 Vol. % xenolithische Komponenten in Form von devonischen Gesteinen und tertiären Rheinkieseln auf. Einige der Schieferbruchstücke sind rot gefärbt. Der maximale Durchmesser der größten juvenilen und xenolithischen Klasten beträgt 19 bzw. 9 cm.

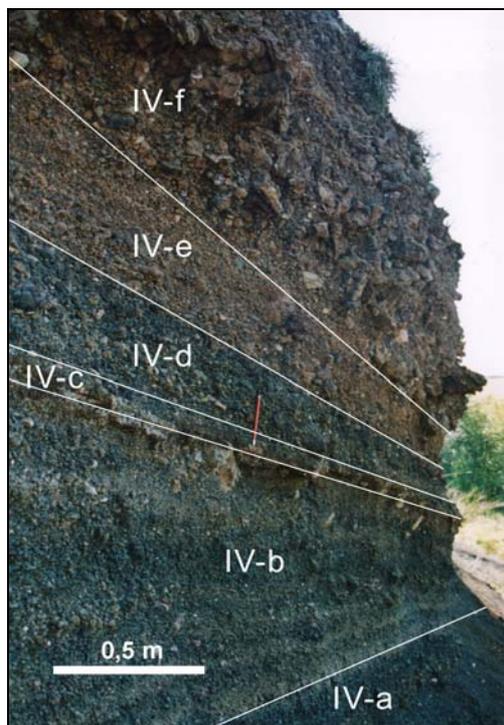


Abb. 4.29: In der Abbildung sind alle gegliederten Einheiten der Südgrube von der heute noch aufgeschlossenen Basis (Einheit IV-a) bis zum Top (Einheit IV-f) zu erkennen.

Die Dünnschliffe der Proben S1 und S2 aus der Einheit IV-a zeigen ein homogenes, porösporphyrisches Gefüge. Es treten ca. 1 Vol. % Xenolithe in Form von Kieselbruchstücken auf. Der Blasenanteil beträgt bei der Probe S1 60 Vol. %, bei der Probe S2 70 Vol. %. Die Blasen sind rund bis oval geformt und regelmäßig in den Klasten verteilt. Als Einsprenglinge treten bei der Probe S1 10 Vol. % (DRE), bei der Probe S2 13 Vol. % (DRE) Olivin auf. Der Anteil der Klinopyroxene beträgt bei der Probe S1 30 Vol. % (DRE) und bei der Probe S2 27 Vol. % (DRE). Die Größe der Einsprenglinge beträgt 0,28 bis 0,3 mm. Die Grundmasse ist dunkelbraun, feinkristallin bis glasig und enthält Erzminerale und Pyroxenmikrokristalle (Abb. 4.30).

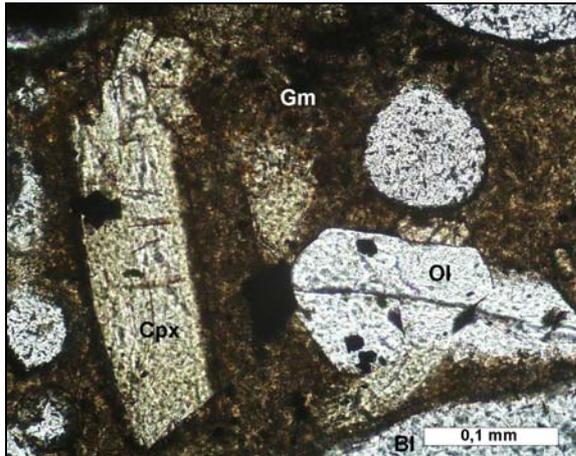


Abb. 4.30: Die Abbildung stellt einen Ausschnitt aus dem Dünnschliff S2 der Einheit IV-a dar. In eine feinkristalline Matrix sind Olivin- und Klinopyroxeneinsprenglinge sowie Erzminerale (schwarze Phasen) eingebettet.

4.4.2 Einheit IV-b

Die hangende 1,5 m mächtige Lapilliserie ist gut sortiert und locker gelagert. Der mittlere Korndurchmesser beträgt 10 mm. Die Schlacken sind dunkelgrau bis schwarz und eckig bis kantengerundet. Es treten 5 Vol. % Xenolithe in Form von devonischen Schiefen und Kieselbruchstücken auf. Die Xenolithe treten vorwiegend im mittleren und oberen Bereich des Horizontes auf und erreichen Durchmesser bis zu 70 cm (Abb. 4.31). Der mittlere maximale Durchmesser der 10 größten Klasten beträgt bei den Xenolithen 36 cm, bei den juvenilen Komponenten 25 cm. Die Einheit wird an einigen Stellen von charakteristischen gelben, asche- und bombenreichen, leicht verfestigten Bändern durchzogen (Abb. 4.29).



Abb. 4.31: In der Abbildung ist ein devonischer Siltstein-Xenolith aus der Einheit IV-b zu sehen. Der Xenolith hat einen Durchmesser von 70 cm und tritt in einer Lapilliabfolge der Einheit IV-b auf.

Die juvenilen Klasten zeigen im Dünnschliff (Abb. 4.32) ein homogenes, porös-porphyrisches Gefüge. Es treten ca. 1 Vol. % Xenolithe auf. Die Schlacke weist mit 60 Vol. % einen hohen Blasengehalt auf. Die Blasen sind z.T. lang gestreckt, z.T. zusammenhängend und ausgefranst und konzentrieren sich im Zentrum der Klasten. Als Einsprenglinge treten ca. 13 Vol. % (DRE) Olivin und 20 Vol. % (DRE) Klinopyroxen mit einer durchschnittlichen Größe von 0,28 mm auf. Die Grundmasse ist dunkelbraun bis schwarz und feinkristallin bis glasig und enthält Pyroxenmikrokristalle und Erzminerale.

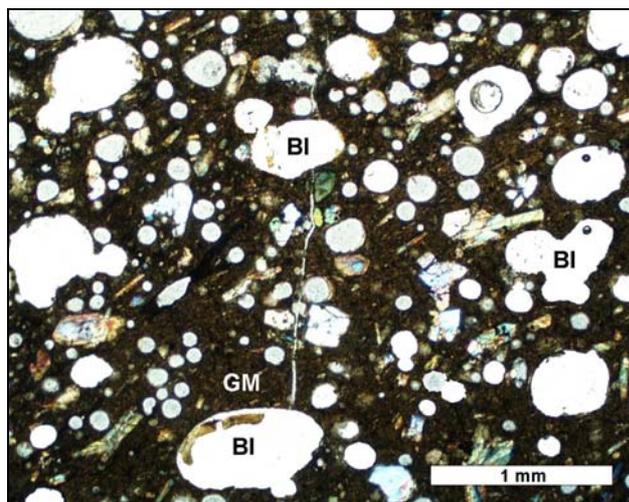


Abb. 4.32: Die juvenilen Klasten der Einheit IV-b weisen im Dünnschliff ein homogenes, porös-porphyrisches Gefüge. Es treten ca. 1 Vol. % Xenolithe und Einsprenglinge von Olivin und Klinopyroxen auf. Der Blasengehalt ist mit 60 Vol. % relativ hoch.

4.4.3 Einheit IV-c

Im Hangenden folgt ein 10 bis 15 cm mächtiger, leicht verfestigter Horizont (IV-c) aus Asche und Lapilli mit einem mittleren Korndurchmesser von 3 mm (Abb. 4.29). Der Anteil der Xenolithe in Form von devonischen Schiefer- und Kieselbruchstücken wurde im Gelände auf 5 Vol. % geschätzt. Die eckig bis kantengerundeten Schlacken sind dunkelgrau bis schwarz und man kann eine Kornverfeinerung von der Basis zum Top der Einheit beobachten. Der Blasenanteil der juvenilen Klasten variiert je nach Größe der Einzelkomponenten und wurde im Gelände auf 10 Vol. % geschätzt. Der maximale Durchmesser der größten juvenilen und xenolithischen Klasten beträgt 11 bzw. 6 cm.

4.4.4 Einheit IV-d

Es folgt eine 35 cm mächtige Einheit (IV-d) aus dunkelgrauen-schwarzen, schlecht sortierten Lapilli mit einem mittleren Korndurchmesser von 15 mm (Abb. 4.29). Die Schlacken sind eckig und der Blasenanteil wurde im Gelände auf 55 Vol. % geschätzt. Die Verteilung der Blasen im Klast ist unregelmäßig und die Form variiert von lang gestreckt bis rund. Es treten ca. 10 Vol. % Xenolithe in Form von Schiefer- und Kieselbruchstücken auf. In der Einheit konnten Bomben beobachtet werden, die sich im oberen Bereich der Einheit konzentrieren. Der maximale Durchmesser der 10 größten Klasten beträgt im Mittel bei den juvenilen Komponenten 19 cm, bei den Xenolithen 8 cm.

4.4.5 Einheit IV-e

Die Einheit IV-e wird durch rötlich bis braune Lapilli, die fining-up-Zyklen bilden, charakterisiert (Abb. 4.29). Die Zyklen beinhalten Lapilli, deren mittlerer Korndurchmesser von 5 mm bis 30 mm reicht. Die Schlacken sind eckig bis kantengerundet. Es treten etwa 5 Vol. % Xenolithe in Form von Schiefer- und Kieselbruchstücken auf. Der Durchmesser der größten juvenilen und xenolithischen Klasten beträgt 16 cm bzw. 11 cm.

Proben aus der Einheit IV-e weisen im Dünnschliff (Abb. 4.33 A) ein homogenes, porösporphyrisches Gefüge auf. Der Anteil der Xenolithe beträgt im Dünnschliff 1 Vol. %. Die juvenilen Klasten weisen einen Blasenanteil von 30 Vol. % auf. Die Form der Blasen ist rund bis oval und die Verteilung im Klast unregelmäßig. Es konnten Einsprenglinge von Klinopyroxen und Olivin mit einem Anteil von 23 bzw. 17 Vol. % (DRE) mit einer durchschnittlichen Größe von 0,7 mm beobachtet werden. Die Grundmasse ist dunkelbraun bis schwarz, feinkristallin bis glasig und enthält Pyroxen- und Olivinmikrokristalle, sowie Erzminerale.

4.4.6 Einheit IV-f

Das Top des Profils wird aus einem 90 cm mächtigen, rötlichen, verschweißten Schlackenhorizont gebildet (Abb. 4.29). Eine Schichtung oder Gradierung ist nicht zu erkennen. Die rötlichen Schlacken weisen eine blumenkohlartige Struktur auf und haben einen mittleren Korndurchmesser von 60 mm. Neben Schiefer und Kieselbruchstücken treten xenolithische

Gerölle aus Aschelapillituff auf. Der Durchmesser der größten Xenolithe und juvenilen Klasten beträgt jeweils 27 cm.

Die Probe zeigt im Dünnschliff (Abb. 33 B) ein homogenes, porös-porphyrisches Gefüge. Der Xenolithanteil beträgt 2 Vol. %. Die juvenilen Klasten weisen einen Blasenanteil von 25 Vol. % auf. Die Blasen sind langgestreckt, z.T. zusammenhängend und ausgefranst und konzentrieren sich im Zentrum der Klasten. Als Einsprenglinge treten 27 Vol. % (DRE) Klinopyroxen und 20 Vol. % (DRE) Olivin mit einem mittleren Durchmesser von 0,85 mm auf. Die Grundmasse ist dunkelbraun und feinkörnig bis glasig und enthält Pyroxenmikrokristalle und Erzminerale.

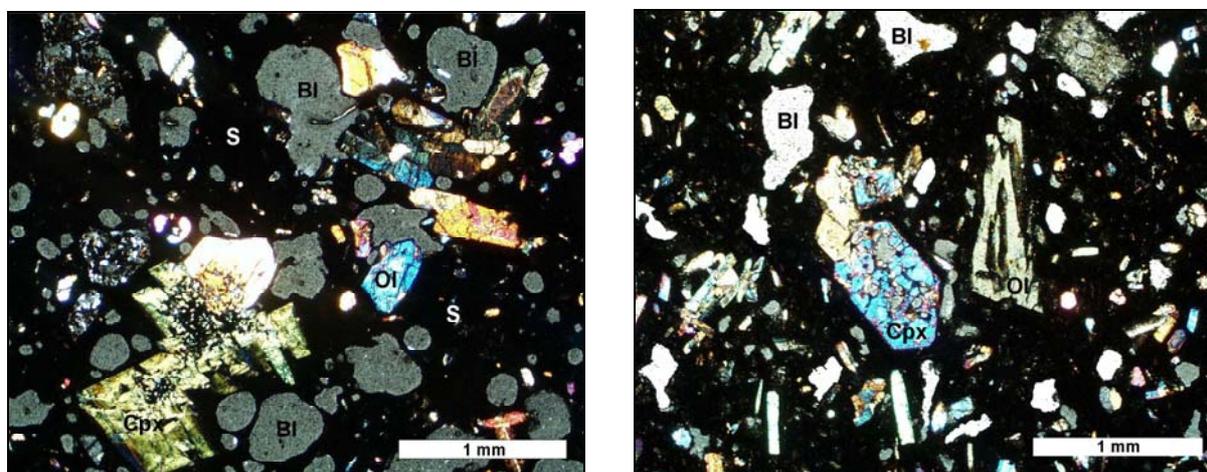


Abb. 4.33: Die Probe S3 aus der Einheit IV-e (Foto A) weist im Dünnschliff ein homogenes, porös-porphyrisches Gefüge mit einem Blasenanteil von 55 Vol. % auf. Man kann Einsprenglinge von Klinopyroxen und Olivin beobachten. Eine Probe der Einheit IV-f (Foto B) enthält Schlacken mit einem Blasenanteil von 25 Vol. %, in der Einsprenglinge von Klinopyroxen und Olivin eingebettet sind.

4.4.7 Interpretation der lithologischen und petrographischen Beobachtungen

Die Einheiten IV-a und -b werden aus relativ gut sortierten, locker gelagerten Lapilli aufgebaut, die als Fallablagerungen interpretiert werden und nach Vespermann & Schmincke (2000) die äußere Wallfazies eines Schlackenkegels charakterisieren und damit einem medialen oder distalen Eruptionszentrum zugeordnet werden können. Aufgrund des relativ großen mittleren Korndurchmessers, im Vergleich zur Nord- und Feldgrube, wurde das Eruptionszentrum als medial interpretiert. Die Schichten der medialen Serie fallen mit 10° nach Südwesten ein, was darauf hinweist, dass das zugehörige Eruptionszentrum in nordöstlicher Richtung liegt.

Der Blasenanteil beträgt in den Einheiten IV-a und -b 60 bis 70 Vol. %, was auf einen strombolianischen Eruptionsstil schließen lässt (Vergnolle & Mangan, 2000). Die Einheit IV-b wird von charakteristischen gelben Bändern durchzogen, die durch zwickelfüllende Asche leicht verfestigt sind. In der Einheit können Bomben und ca. 5 Vol % Xenolithe, die einzeln Ausmaße bis zu 70 cm (Abb. 4.31) erreichen beobachtet werden.

Von der Basis der Einheit IV-a zur Einheit IV-b kann eine leichte Abnahme des Einsprenglingsgehaltes von 40 Vol. % auf 33 Vol. % bei gleichzeitig ansteigendem Ol/Pyx-Verhältnis von 0,33 auf 0,63 beobachtet werden. Diese Entwicklung deutet auf eine Magmenförderung aus unterschiedlichen Bereichen einer chemisch heterogenen Magmenkammer mit variablen Olivin- und Klinopyroxeneinsprenglingsgehalten hin.

Die Einheit IV-c zeigt eine Gradierung von Lapilli an der Basis bis Asche am Top der Einheit. Der stark abnehmende Blasenanteil in der Einheit IV-c ist auf den gleichzeitig stark abnehmenden mittleren Korndurchmesser zurückzuführen. In der hangenden Einheit IV-d nimmt der mittlere Korndurchmesser deutlich zu und es konnten Bomben beobachtet werden, die sich am Top der Einheit konzentrieren. Korngrößengradierungen treten häufig in Fallablagerungen auf und deuten nach Houghton et al. (2000) auf eine schwankende Eruptionskraft oder eine Änderung der Windrichtung und einer damit verbundenen Neigung der Eruptionssäule hin. Dementsprechend kann man die Anreicherung von Bomben in der Einheit IV-d durch eine Neigung des Falloutfächers nach Süden und/oder durch eine zunehmende Transportkraft der Eruption erklären.

Die Einheiten IV-e und IV-f sind im Gegensatz zu den unteren Serien rot gefärbt. Die Größe der Einsprenglinge steigt von 0,28 mm in der Einheit IV-b auf 0,85 mm in der Einheit IV-f an, während das Ol/Pyx-Verhältnis von 0,63 in der Einheit IV-b auf 0,75 in der Einheit IV-e steigt, was darauf hindeutet, dass im Zuge der Eruption Magmen mit unterschiedlichen Zusammensetzungen aus einem heterogenen Magmenkörper gefördert wurden. Die starke Zunahme des mittleren Korndurchmessers und die blumenkohlartige Struktur deuten auf ein proximales Eruptionszentrum (Verspermann & Schmincke, 2000) hin. Offensichtlich wurden die Schlacken vor Ort im Zuge einer neuen Eruptionsphase gefördert.

4.5 Zusammenfassung der Interpretationen und Korrelation der Einheiten

Im Gelände wurden zunächst die Tephren der einzelnen Aufschlüsse (Abb. 4.1) in Einheiten gegliedert, die sich lithologisch durch ihre Korngröße, Farbe und ihre interne Struktur voneinander unterscheiden. Die lithologischen Parameter der einzelnen Einheiten, wie der mittlere Korndurchmesser, der maximale Durchmesser der größten Klusten und der Blasengehalt der Schlacken wurden routinemäßig untersucht, in Profilen (Abb. 4.4, 4.16, 4.20, 4.28) dargestellt und im Text beschrieben.

Die mikroskopische Auswertung ausgewählter Proben verschiedener Einheiten diente zur Korrelation der Einheiten. Bei der Korrelation wurden insbesondere der Gesamteinsprenglingsgehalt, die Einsprenglingsgröße und das Ol/Pyx-Verhältnis in Betracht gezogen. In Kap. 1.4 wurden die chemischen Entwicklungsprozesse in einer Magmenkammer kurz erläutert. Die Einsprenglingsvergesellschaftung vulkanischer abgelagerter Schlacken spiegelt die Zusammensetzung der Schmelze zum Zeitpunkt der Eruption wider. Für den Fall, dass aus einem vertikal gradierten Magmenkörper (Abb. 1.7 B) Schmelze gefördert wird, spiegelt sich diese Gradierung in umgekehrter Weise im Geländeprofil wider. Eine mutmaßliche Korrelation der Einheiten ist in Abb. 4.34 dargestellt.

In einem schematischen Gesamtprofil (Abb. 4.35) sind die einzelnen Eruptionsphasen und die entsprechenden Auswurfprodukte übersichtlich dargestellt. In den Kreisen rechts neben dem Profil sind die Aufschlüsse, in denen die entsprechenden Pyroklastika auftreten, markiert und ihre Position zum Ausbruchsort beschrieben. Dabei werden unmittelbar am Ausbruchsort abgelagerte Schlacken als proximal bezeichnet, während fern vom Ausbruchsort abgelagerte Schlacken als distal bezeichnet werden. Mediale Ablagerungen befinden sich dazwischen. Die dazugehörigen Einheiten sind rechts daneben aufgeführt.

Eruption	Nordgrube				Nordkegel				Feldgrube				Südwall			
	Einheit	% ES	Größe ES (mm)	OI/Pyx-Verhältnis	Einheit	% ES	Größe ES (mm)	OI/Pyx-Verhältnis	Einheit	% ES	Größe ES (mm)	OI/Pyx-Verhältnis	Einheit	% ES	Größe ES (mm)	OI/Pyx-Verhältnis
5													IV-f	42	0,85	0,75
													VI-e	30	0,70	0,75
4	I-3-j	27	0,70	0,77					III-j (R17)	35	0,86	0,85				
									III-j (R2V004)	31	0,80	0,71				
									III-j (F1)	28	0,40	0,74				
	I-2-h	40	0,40	0,71					III-i	28	0,42	0,75	IV-b	33	0,28	0,63
									III-h (R14)	33	0,38	0,67				
									III-h (R2V002)	31	0,30	0,25				
									III-h (R16)	24	0,43	0,33	IV-a	40	0,28	0,50
	I-2-g (R08)	40	0,24	0,33					III-e	36	0,40	0,39	IV-a	40	0,30	0,33
I-2-g (R10)	44	0,36	0,47					III-c	15	0,10	0,40					
3	I-2-e	46	0,24	0,25												
	I-2-d	50	0,33	0,25	II-d	50	0,35	0,25								
2	I-1-c-dyke	34	0,48	0,20												
	I-1-c	30	0,22	0,25												
1	I-1-b	8	0,10	0,40	Ostwall	29	0,24	0,31								
					II-b (R20)	24	0,10	0,33								
	I-1-b-basis	2	0,09	0,40	II-b (R03)	24	0,12	0,33								
					II-b (R02)	26	0,16	0,30								

Abb. 4.34: Die Abbildung stellt eine mutmaßliche Korrelation der Einheiten dar, die auf Ähnlichkeiten der petrographischen Parameter beruht. Zum Vergleich wurden der Gesamteinsprenglingsgehalt, die Größe der Einsprenglinge und das OI/Pyx-Verhältnis betrachtet.

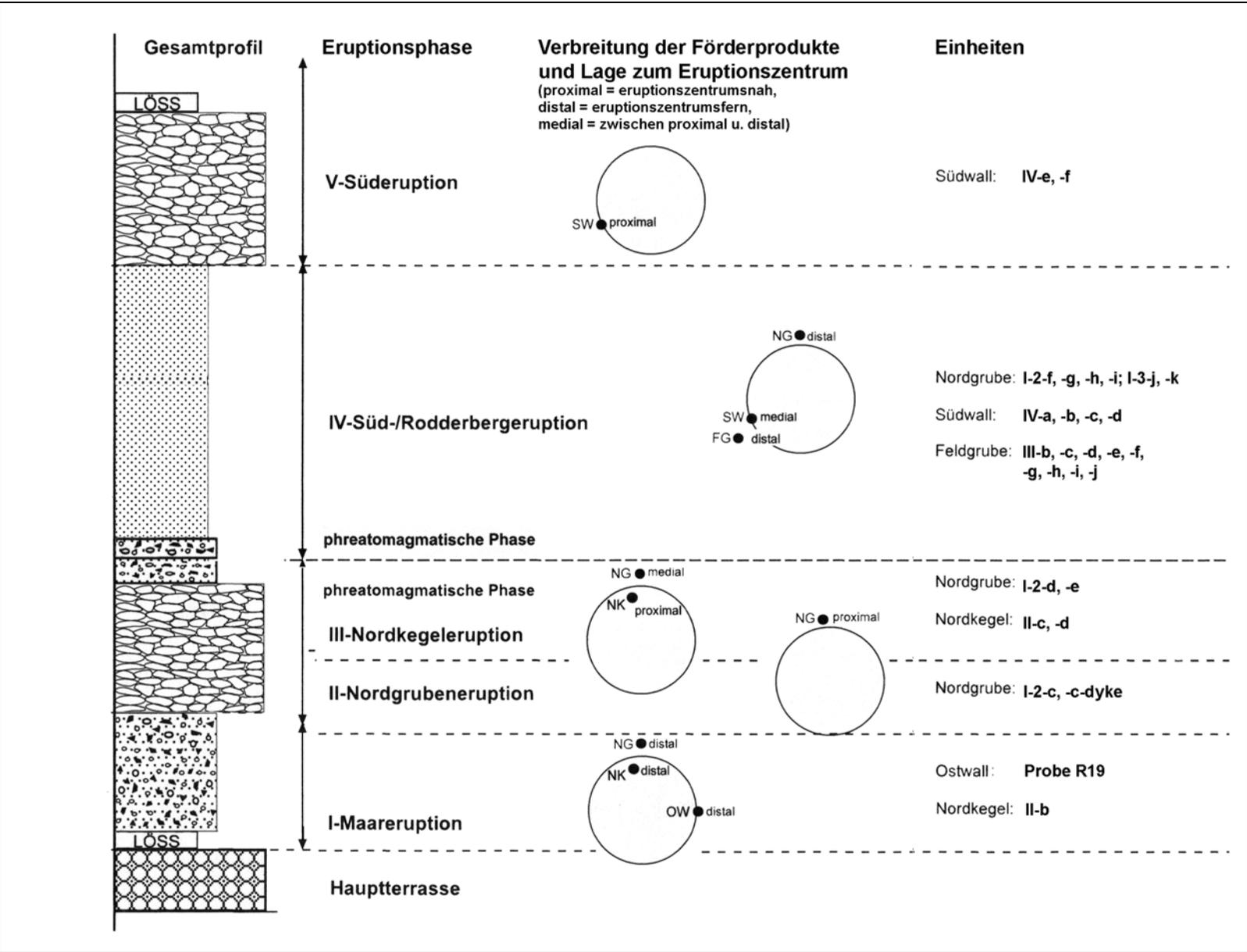


Abb. 4.35: In dem stratigraphischen Gesamtprofil werden die Eruptionsphasen und die entsprechenden Auswurfprodukte übersichtlich dargestellt. In den Kreisen rechts neben dem Profil sind die Aufschlüsse, in denen die Pyroklastika auftreten markiert und ihre Position zum Ausbruchsort beschrieben. Unmittelbar am Ausbruchsort abgelagerte Schlacken werden als proximal bezeichnet, während fern vom Ausbruchsort abgelagerte Schlacken als distal bezeichnet werden. Mediale Ablagerungen befinden sich dazwischen. Die dazugehörigen Einheiten sind rechts daneben aufgeführt. Eine Legende zur Abbildung findet sich in Abb. 4.3.

Die Einheiten II-1-b der Nordgrube, II-b des Nordkegels und des Ostwalls stellen Ablagerungen dar, die aufgrund ihres hohen Xenolithanteils (10 bis 30 Vol. %), der schlechten Sortierung und der Blasenarmut der juvenilen Klasten (bis max. 40 Vol. %) als Produkte einer initialen phreatomagmatischen Eruption (**1. Eruptionsphase**) interpretiert wurden. Im Zentrum des Untersuchungsgebietes entstand bei der Eruption ein Einsturztrichter von ca. 800 m Durchmesser und mind. 75 m Tiefe (Blanchard, 2002). Die Ablagerungen bildeten ursprünglich einen initialen Tuffring um den gesamten Krater (Abb. 4.36).

Die Korrelation stützt sich auf vergleichbare petrographische Daten von Proben aus den entsprechenden Einheiten (Abb. 4.34). Der deutlich höhere Ascheanteil der Einheit I-1-b der Nordgrube (67 bis 70 Vol. %), der relativ geringe mittlere Korndurchmesser (5 mm) und der relativ geringe maximale Durchmesser der juvenilen und xenolithischen Klasten (2 bis 4 cm) sind vermutlich auf die distale Lage der Nordgrube zum Eruptionszentrum zurückzuführen. Der relativ geringe Gesamteinsprenglings- (2 bis 8 Vol. %) und Blasengehalt (0 bis 10 Vol. %) dieser Einheit ergibt sich aus nur vereinzelt auftretenden Schlackenbruchstücken, die kaum Blasen und Einsprenglinge aufweisen.

Die Lagerungsverhältnisse der Maartuffe deuten nach Richter (1942), Pohling (1887) und Burre (1933) auf eine Eruption vor der Bildung der Mittelterrassenzeit, wahrscheinlich zum Ende der jüngeren Hauptterrassenzeit, hin. Die Interpretationen Richters (1942) stützen sich auf Geländebeobachtungen, bei denen er eine konkordante Lagerung der Maartuffe auf der jüngeren Hauptterrasse feststellte. Außerdem war zur Zeit der Ablagerung die j HT kaum erodiert, wofür die topographische Höhe der Tuffhorizonte spricht (Richter, 1942). Die Basis der jüngeren pyroklastischen Ablagerungen reicht dagegen oft unter das Niveau der j HT (Blanchard, 2002), was darauf hindeutet, dass die folgenden Eruptionen erst nach der vollständigen Erosion der j HT erfolgten. Pohling (1887) und Burre (1933) beschreiben Tuffe unter Schottern der m MT und interpretieren diese als Umlagerungsprodukte der Maartuffe. Diese Überlegungen sind jedoch mit Vorbehalt zu betrachten, da man aufgrund der heutigen wesentlich schlechteren Aufschlussverhältnisse diese Lagerungsverhältnisse nicht nachvollziehen und überprüfen kann. Es könnte sich bei den „umgelagerten Maartuffen“ auch um Ablagerungen einer späteren Eruption handeln.

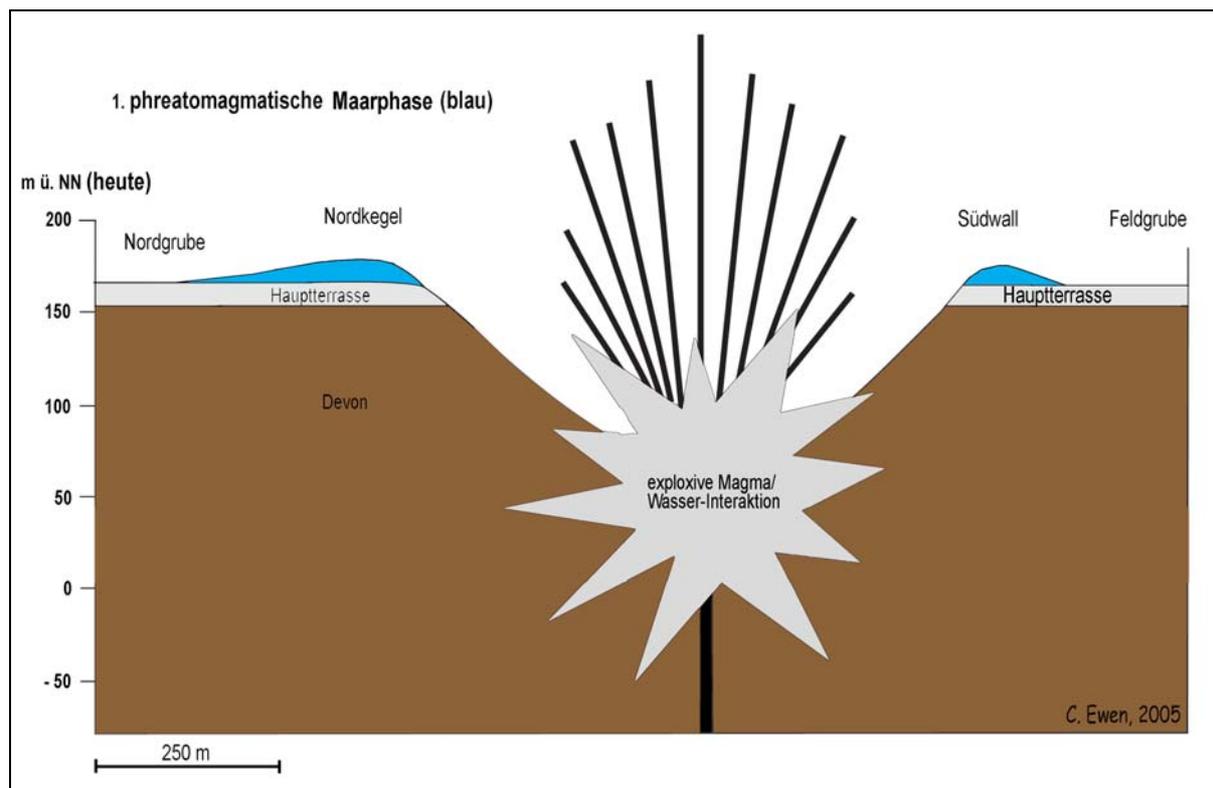


Abb. 4.36: Durch den Kontakt von Magma mit Grundwasser (Devon fungiert als Kluftaquifer) kam es am Rodderberg zu einer initialen phreatomagmatischen Eruption, infolge dessen ein trichterförmiger Einsturzkrater entstand. Die resultierten xenolithreichen Ablagerungen sind blau markiert und bildeten ursprünglich vermutlich einen initialen Tuffring um den gesamten Maarkrater. Heute sind die Ablagerungen nur noch am Nordkegel aufgeschlossen (Profilgrundlage aus Blanchard, 2002).

Die **2. Eruptionsphase** hat sich offensichtlich in der Nordgrube ereignet (Abb. 4.37). Dafür sprechen der mittlere Korndurchmesser der Schlacken (50 cm) und gelbe Kristalle auf der Klasteroberfläche, die als Schwefelausfällungen interpretiert wurden. Dementsprechend werden die Schlacken nach Schmincke (2000) der Hauptkraterfazies zugeordnet.

Der relativ hohe Blasengehalt der Schlacken (50 Vol. %) spricht für einen strombolianischen Eruptionsstil (Verginolle & Mangan, 2000). Im Vergleich zu den Einheiten der ersten Eruptionsphase kann man bei Proben der Einheiten I-2-c einen höheren Gesamteinsprenglingsgehalt (30 Vol. %), größere Einsprenglinge (0,22 mm) und ein niedrigeres Ol/Pyx-Verhältnis beobachten.

Nach der Eruption der schwarzen Schlacken der Einheit I-2-c drang schmelzflüssiges Material in die Förderspalte ein und erstarrte relativ langsam zu einem verwitterungsresistenten basaltischen Gestein (Abb. 4.38). Der abgeschreckte Rand (chilled margin) des Ganges im Kontaktbereich zu den Schlacken spricht nach Cox et al. (1989) für eine posteruptive Intrusion.

Die Größe der Einsprenglinge des Ganges (0,48 mm) im Vergleich zu denen der schwarzen Schlacken (0,22 mm) und der relativ niedrige Blasengehalt von 10 Vol. %, resultieren wahrscheinlich aus der relativ langsamen Abkühlung. Der Gesamteinsprenglingsgehalt (34 Vol. %) und das Ol/Pyx-Verhältnis (0,20) sind ähnlich wie in den Schlacken der Einheit I-2-c, was für eine Intrusion kurz nach der Schlackeneruption spricht.

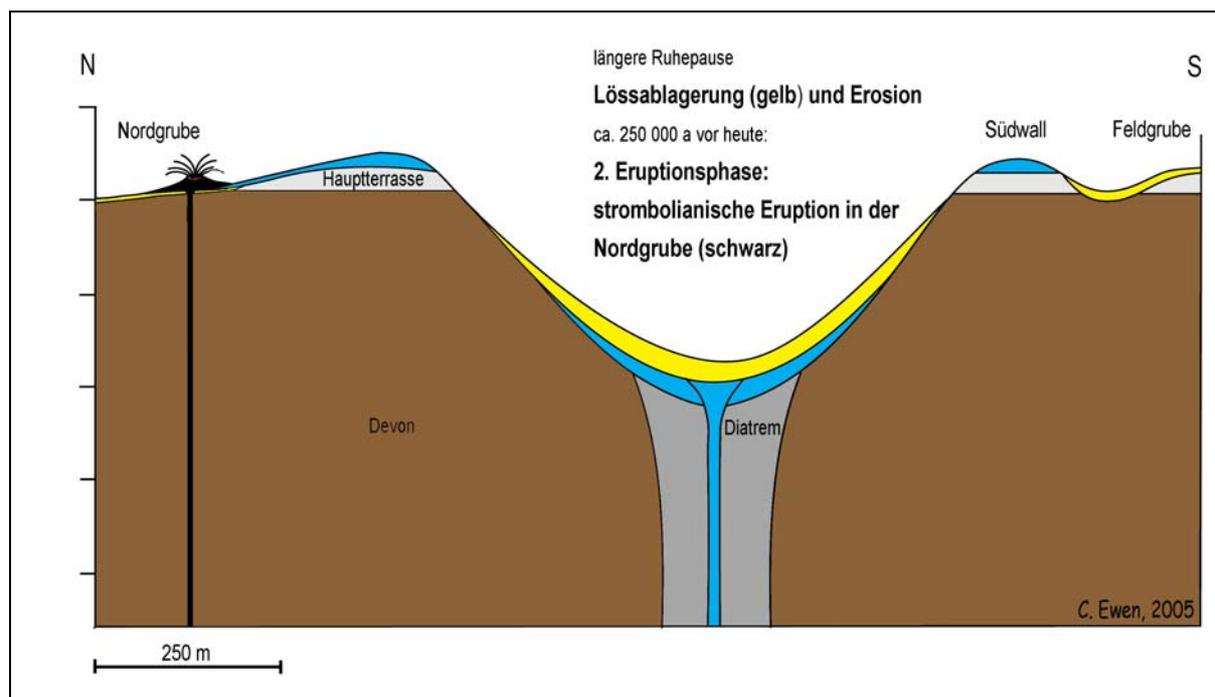


Abb. 4.37: Nach der Ablagerung der initialen phreatomagmatischen Serie kam es zur Sedimentation von Löss (gelbe Markierung). Die zweite Eruption ereignete sich vor ca. 250 000 Jahren (Blanchard, 2002), nach petrographischen Hinweisen zu urteilen, in der Nordgrube in Form einer strombolianischen Eruption (Profilgrundlage aus Blanchard, 2002).

Im Zuge der **3. Eruptionsphase** (Abb. 4.38) wurden am Nordkegel die Schlacken der Einheit II-d gefördert, die aufgrund der petrographischen Beobachtungen mit den Einheiten I-2-d und -e der Nordgrube korreliert werden können (Abb. 4.34). Nach Richters (1942) Dokumentationen erreichen die Schlacken am Nordkegel mit 12 m ihre größte Mächtigkeit und treten als Agglutinat auf. Außerdem brechen die Einheiten II-a und -b entlang von Verwerfungen stufenartig ein (Abb. 4.17, Richter, 1942) – ein Erscheinungsbild, das für gewöhnlich die untere Kraterfazies charakterisiert (Schmincke, 2000). Die heute noch aufgeschlossenen Schlacken am Nordkegel und in der Nordgrube sind rot gefärbt und verschweißt, wobei der Verschweißungsgrad in der Nordgrube deutlich geringer ist. Die rötliche Farbe kann nach Schmincke (2000) auf heiße Gase zurückgeführt werden, die häufig die Kraterfaziesgesteine

(Einheit II-d) und die proximalen Ablagerungen der Wallfazies (Einheit I-2-d) durchströmen und oxidieren. Der relativ hohe Blasengehalt der Schlacken (50 Vol. %) spricht für einen strombolianischen Eruptionsstil (Verginolle & Mangan, 2000). Der Gesamteinsprenglingsgehalt (46 bis 50 Vol. %) ist bei gleich bleibendem Ol/Pyx-Verhältnis (0,25) etwas höher als bei den Schlacken der 2. Eruptionsphase.

Gegen Ende der Eruption wurde, möglicherweise durch Wasserzutritt, eine phreatomagmatische Phase eingeschaltet. Hinweise darauf geben die schlechte Sortierung, der relativ hohe Xenolithanteil (15 Vol. %) und die Blasenarmut der juvenilen Klasten (25 Vol. %) in der entsprechenden Einheit I-2-e.

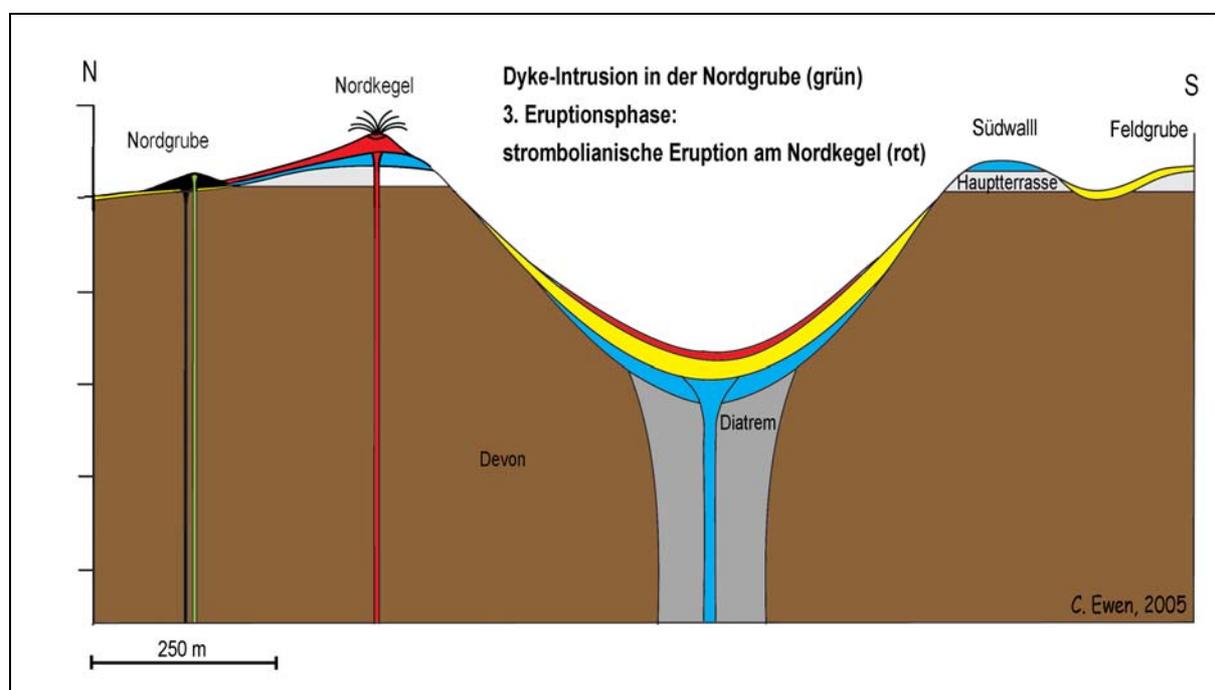


Abb. 4.38: Nach der strombolianischen Eruption intrudierte schmelzflüssiges Material in die Schlacken (schwarze Markierung) und erstarrte relativ langsam zu einem verwitterungsresistenten, basaltischen Gang (grüne Markierung). Im Zuge der dritten strombolianischen Eruption wurden Schlacken (rote Markierung) gefördert, die sowohl am Nordkegel, als auch in der Nordgrube aufgeschlossen sind (Profilgrundlage aus Blanchard, 2002).

Die **4. Eruptionsphase** (Abb. 4.39) wurde offenbar durch eine phreatomagmatische Eruption eingeleitet. Hinweise darauf geben der hohe Xenolithanteil (30 Vol. %) in den basalen Einheiten III-b, -c der Feldgrube. Außerdem wurden die Schichten durch eine ballistisch transportierte Bombe plastisch verformt (Abb. 4.22), was für eine Ablagerung im feuchten Zustand spricht (Morrissey et al. 2000). Die Einheit kann mit dem Horizont I-2-f (10 Vol. %

Xenolithe) der Nordgrube korreliert werden. Die hangenden Tephren treten in Form von Fallablagerungen auf. Die Ablagerungen (Lapilli) charakterisieren nach Schmincke (2000) in der Nord- und Feldgrube die distale Wallfazies. In der Südgrube wurden die Ablagerungen aufgrund ihres relativ großen mittleren Korndurchmessers und der Größe der xenolithischen und juvenilen Bomben, im Vergleich zur Nord- und Feldgrube, der medialen Wallfazies zugeordnet. Das Ausbruchszentrum stellte vermutlich der zentrale Maarkrater dar, indem der Schlot reaktiviert wurde. Die gefördertten Schlacken bilden die Einheiten I-2-f bis -j der Nordgrube, III-b bis -j der Feldgrube und IV-a bis -d der Südgrube.

Die lithologischen Parameter der Fallablagerungen der 4. Eruptionsphase, die in den Profilen (Abb. 4.4, 4.16, 4.20, 4.28) dokumentiert sind, zeigen folgende Entwicklung: Der mittlere Korndurchmesser nimmt generell in den jeweiligen Profilen zum Top ab. Ausnahmen bilden die Einheiten III-h und IV-d, die im übernächsten Abschnitt erläutert werden. In den Einheiten I-2-i, I-3-j und III-j nimmt der Ascheanteil zu, was auf eine nachlassende Transportkraft der Eruption hindeutet. Aufgrund des relativ hohen Blasenanteils von 50 bis 70 Vol. % in den Einheiten I-2-g und -h (außer dem fining-up-Horizont), III-e bis -i (außer III-g) und IV-a bis -d (außer IV-c) wurde der Eruptionsstil als strombolianisch interpretiert (Verginolle & Mangan, 2000). Niedrigere Blasengehalte sind im fining-up-Horizont (Nordgrube), der Einheit III-g und in der Einheit VI-c auf stark abnehmende Korngrößen zurückzuführen, die wiederum nach Houghton et al. (2000) auf schwankende Eruptionskraft, bzw. eine Neigung des Falloutfächers hindeuten.

Beim Vergleich der petrographischen Daten der Tephren der 4. Eruptionsphase kann von der Basis zum Top ein Trend beobachtet werden (Abb. 4.34): Der Gesamteinsprenglingsgehalt schwankt innerhalb der drei Profilabschnitte unregelmäßig zwischen 44 und 24 Vol. %, während die Größe der Einsprenglinge von 0,3 bis 0,4 mm an der Basis auf 0,7 bis 0,86 mm am Top der Profilabschnitte zunimmt. Ebenso kann man ein steigendes Ol/Pyx-Verhältnis von 0,33 bis 0,47 an der Basis auf 0,77 bis 0,85 am Top der jeweiligen Profilabschnitte beobachten. Diese Entwicklung resultiert vermutlich aus einer variablen chemischen Zusammensetzung der Schmelze, die im Zuge einer Eruption aus zunehmend tieferen Bereichen einer vertikal zonierten Magmenkammer (ähnlich wie in Abb. 1.7 B) gefördert wurde.

Die Einheiten III-h der Feldgrube und IV-d der Südgrube sind durch einen hohen Bombenanteil gekennzeichnet, wodurch der mittlere Korndurchmesser der Einheiten deutlich zunimmt. Das Ol/Pyx-Verhältnis der beprobten Bomben (R2V002, R16) der Einheit III-h ist deutlich niedriger als das Verhältnis einer statistischen Probe. Möglicherweise wurden bei einer früheren Eruption abgelagerte Schlacken im Zuge der vierten Eruption – durch steigenden Gasdruck in der Magmensäule – aus dem Verband gelöst und mitgerissen. Das Fehlen eines bombenführenden Horizontes in der Nordgrube resultiert vermutlich aus einer Neigung des Falloutfächer (Houghton et al. 2000) in Richtung Süd- und Feldgrube, wodurch es in der Nordgrube zur Ablagerung eines fining-up-Bandes kam.

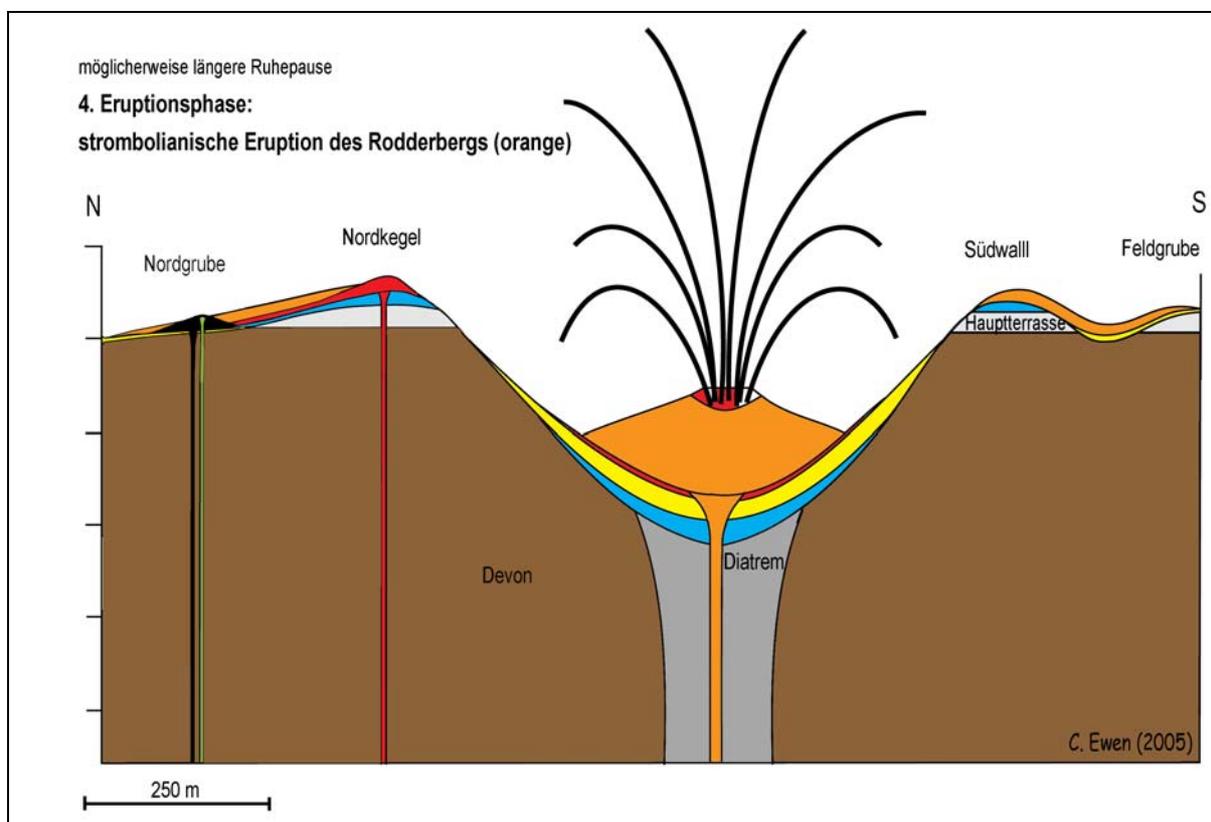


Abb. 4.39: Nach einer mutmaßlichen Ruhepause wurde der Schlot im zentralen Maarkrater möglicherweise reaktiviert und es kam zu einer strombolianischen Eruption. Die entsprechenden Fallablagerungen (orange Markierung) sind heute in der Nordgrube, am Südwall und in der Feldgrube aufgeschlossen (Profilgrundlage aus Blanchard, 2002).

Die **5. Eruptionsphase** (Abb. 4.40) ereignete sich nach den petrographischen Befunden am Südwall in Form einer Schlackenkegeleruption. Der Blasenanteil (55 Vol. % in der Einheit IV-e) deutet auf eine gasreiche strombolianische Eruption hin und nimmt zum Top auf 25 Vol. % ab, was man durch eine Abnahme des Gasdruckes in der Magmensäule

interpretieren könnte. Die rötlichen Schlacken sind verschweißt und werden aufgrund dessen der Kraterfazies eines Schlackenkegels zugeordnet. Nach Schmincke (2000) sind Kraterfaziesgesteine häufig von durchströmenden Gasen oxidiert und folglich rötlich gefärbt. Man kann zwischen den dunkelgrauen liegenden Ablagerungen und den rötlichen hangenden Ablagerungen eine geringfügige Änderung der Einsprenglingsvergesellschaftung und –größe beobachten. Das Ol/Pyx-Verhältnis zeigt einen leichten Anstieg von 0,63 auf 0,75. Die Einsprenglingsgröße (0,7 bis 0,85 mm) ist vergleichbar mit denen der Einheiten aus dem Topbereich der Nord- und Feldgrube. Diese Beobachtungen liefern Hinweise für die Interpretation, dass die Schlacken aus unterschiedlichen Bereichen einer heterogenen Magmenkammer gefördert wurden.

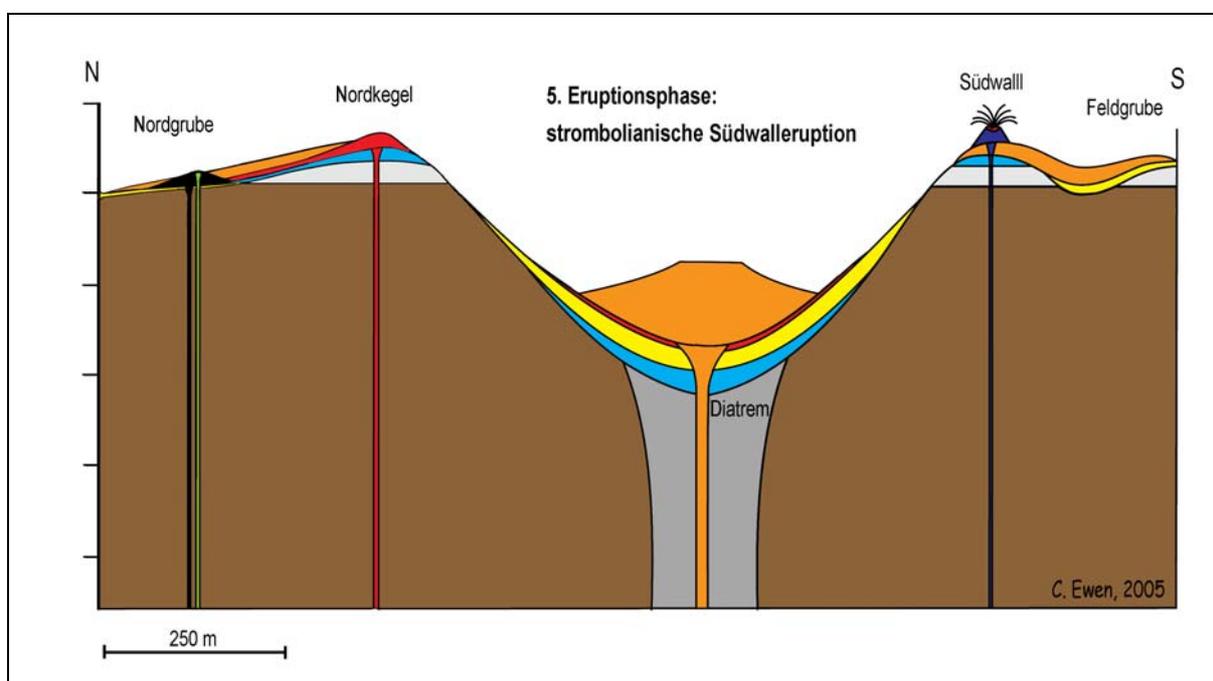


Abb. 4.40: Die fünfte Eruption ereignete sich nach den petrographischen Befunden (s. Text) am Südwall. Dabei wurden im Zuge einer strombolianischen Eruption Schlacken gefördert, die am Top des Profils anstehen (Profilgrundlage aus Blanchard, 2002).

Die Verwerfung in der Nordgrube hat sowohl die Hauptterrasse als auch die vulkanischen Ablagerungen um 15 m versetzt (Richter, 1942; Abb. 4.41) und wurde aufgrund dessen als postvulkanisch interpretiert. Eine weitere Störung von 5 m Versatz verläuft durch den zentralen Maarkrater (Richter, 1942; Abb. 4.41). Beide Störungen streichen ungefähr E-W (Richter, 1942). Im Hangenden der Nord- und Feldgrube und im zentralen Maarkrater steht Löss an, der aufgrund der Lagerungsverhältnisse ebenfalls den postvulkanischen Erscheinungen zuge-

rechnet wird. Die größte Mächtigkeit (mind. 55 m) erreicht der postvulkanische Löss im Maarkrater (Kap. 2).

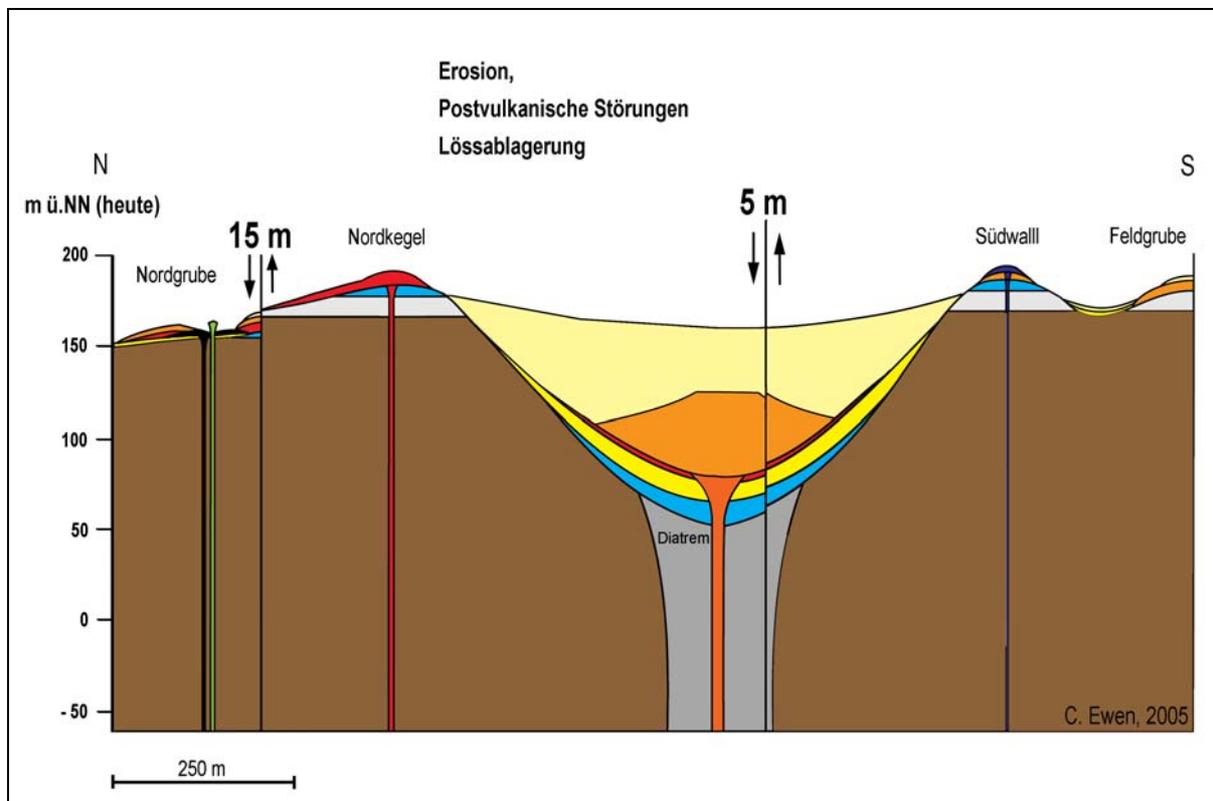


Abb. 4.41: Nach der Aktivitätsphase des Rodderbergs wurden die vulkanischen Ablagerungen im Laufe der Zeit erodiert. In der Nordgrube ist der im Vergleich zu den Schlacken relativ verwitterungsresistente vulkanische Gang durch die Erosion freigelegt. Zwischen der Nordgrube und dem Nordkegel verläuft eine Verwerfung, welche die Ablagerungen um ca. 15 m versetzt hat. Im Maarkrater ist eine weitere Verwerfung mit 5 m Versatz dokumentiert (Richter, 1942). In der darauf folgenden Eiszeit kam es erneut zur Sedimentation von Löss, der im Maarkrater eine Mächtigkeit von mind. 55 Metern erreicht und am Top der Profile in der Nord- und Feldgrube aufgeschlossen ist (Profilgrundlage aus Blanchard, 2002).

5. Geochemie

5.1 Zielsetzung und Methoden

Die in Kapitel 4 dokumentierten Geländebeobachtungen und die petrographischen Analysen an den beprobten Einheiten ermöglichten eine Gliederung der Tephrenablagerungen in fünf Eruptionsphasen. Die Probenentnahmestellen sind in den Aufschlussprofilen (Abb. 4.4, 4.16, 4.20, 4.28) gekennzeichnet. In Tabelle 1 im Anhang sind die Proben, die für die geochemischen Analysen verwendet wurden, markiert. Für die Ermittlung der geochemischen Daten wurden Röntgenfluoreszenz- (RFA) und Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analysen (EMS) durchgeführt.

Die bei den geochemischen Analysen gewonnenen Daten ermöglichen einen Vergleich der am Rodderberg geförderten Magmen und geben Aufschluss über die Petrogenese der Magmen. Mit diesen Daten sollen folgende Fragen beantwortet werden:

- a) Zeigen die Magmen der fünf Eruptionsphasen eine zeitliche Entwicklung?
- b) Spiegelt sich die räumliche Entwicklung der 4. Eruptionsphase (Kap. 4.5; Abb. 4.34) in den Variationsdiagrammen wider?
- c) Wie können die Magmen geochemisch klassifiziert werden?
- d) Können die Rodderberg-Magmen bezüglich ihres geochemischen Charakters einer der Eruptionsphasen des Osteifel-Vulkanismus zugeordnet werden?

Wenn sich die Zusammensetzung der Magmen im Zuge der Eruptionsgeschichte geändert haben sollte und tatsächlich eine längere Eruptionspause zwischen der dritten und vierten Eruption lag (Richter, 1942; Blanchard, 2002), dann müssten die Daten der Proben der entsprechenden Eruptionsphasen eine Werteverteilung in begrenzten und deutlich voneinander getrennten Bereichen zeigen.

5.1.1 Röntgenfluoreszenz-Analyse (RFA)

Für die Röntgenfluoreszenz-Analyse konnten von den insgesamt 29 Proben 23 aus den Tephrensequenzen verschiedener Eruptionsphasen verwendet werden (Tab. 5.1; Anhang, Tabelle 2). Bei heterogenen Proben, wie denen der Maarphase (1. Eruptionsphase), wäre eine

RFA aufgrund des hohen Xenolithanteils nicht repräsentativ und eine Trennung der Xenolithe von den juvenilen Komponenten ausgesprochen aufwendig. Die heterogenen Proben der Maarphase wurden daher nicht mit diesem Verfahren bearbeitet, sondern mit Hilfe der EMS (Kap. 5.1.2).

Eruptionsphase:	1	2	3	4	5
Anzahl der Proben:	1	2	2	15	2

Tab. 5.1: Tabellarische Übersicht über die Anzahl der verwendeten Proben aus jeder Eruptionsphase. Eine Probe stammt aus der Maarphase, jeweils zwei Proben aus der 2., 3. und 5. Eruptionsphase und 15 Proben aus der 4. Eruptionsphase.

Probenvorbereitungen

Nach einer gründlichen Reinigung mit Wasser und Bürste wurden die Tephrenproben über Nacht in den Trockenschrank gestellt und bei 104°C getrocknet. Nach dem Trocknen wurden die Schlacken in einen festen Plastikbeutel gewickelt, mit einem Hammer mechanisch zerkleinert und sorgfältig mit Hilfe eines Binokulars von Xenolithen getrennt. Anschließend konnten die Proben in einer Scheiben-Schwingmühle aus Wolframcarbit zu Pulver gemahlen werden.

Zum Messen des Glühverlustes wurde das vorbereitete Probenpulver im Trockenschrank bei 100°C über Nacht getrocknet, eingewogen und schließlich in Al₂O₃-Tiegeln im Muffelofen bei 1100°C mindestens eine Stunde lang geglüht. Der Gewichtsverlust spiegelt den Gehalt der Volatile wider. Die glühenden Tiegel wurden zum Abkühlen in einen Exikator gestellt, um eventuelles Oxidieren des Pulvers bei der Abkühlung zu vermeiden. Der Glühverlust wird in Gewichtsprozent angegeben und dem Gesamtgehalt an anorganischen Komponenten hinzuge-rechnet (Anhang, Tabelle 2).

Für eine Röntgenfluoreszenz-Analyse benötigt man von jeder Probe eine Schmelztablette. Um diese herzustellen, wurden 0,6 Gramm des bei 100°C getrockneten Probenmaterials mit 3,6 Gramm Spektroflux (Li₂B₄O₇) und einer Spatelspitze Ammoniumnitrat versetzt. Die auf diese Weise vorbereiteten Proben wurden dann stufenweise, nacheinander auf einer Vorrichtung mit fünf Brennern mit Temperaturen von 400°C, 500°C, 600°C, 1000°C und 1100°C aufgeschmolzen. Die Verweildauer auf den Brennern betrug jeweils sechs Minuten. Während

die ersten drei Stufen nur zur Vorheizung bzw. Sinterung dienten, wurde auf den beiden letzten Brennern das Material zum Schmelzen gebracht. Beim Schmelzvorgang mussten die entsprechenden Tiegel ohne Deckel gedreht werden, um entstehende Gasblasen auszutreiben. Auf dem letzten Brenner wurde die Schmelze so lange gedreht, bis keine Gasblasen mehr zu sehen waren. Das geschmolzene Material wurde rasch in eine vorgeglühte Kokille (Fassung) gegossen und unmittelbar danach auf einen Quarzhalter über die Kühlung gesetzt, um zu erstarren.

Methode der Röntgenfluoreszenzanalyse

Die RFA wurde mit dem Gerät PW1480 von Philips durchgeführt. Bei dieser Methode wird die Schmelztablette einer Probe mit primärer Röntgenstrahlung angeregt. Die verschiedenen Elemente in der Probe emittieren einen charakteristischen Anteil der gesendeten Strahlung und senden entsprechend den verbleibenden Anteil der Strahlung als sekundäre Röntgenstrahlung zurück (Meurig, 1997). Die Röntgenstrahlen werden in einer Röhre erzeugt und haben Wellenlängen von 1 bis 10^{-2} nm. Bei der Absorption der Strahlen in der Probe werden Elektronen von den inneren Schalen (K-, L-, M-Schale) entfernt. Die frei gewordenen Plätze werden von Elektronen der nächst äußeren Schalen neu besetzt. Auf diese Weise bewegen sich die Elektronen von höheren auf niedrigere Energieniveaus. Die dabei frei werdende Energie wird durch den Anteil der sekundären Röntgenstrahlung charakterisiert. Bei einer Probe mit mehreren Elementen besteht die sekundäre Strahlung aus einer Vielzahl von Spektrallinien, die in ihre Einzelkomponenten zerlegt werden müssen. Dazu bedient man sich eines Röntgenstrahl-Spektrometers, das aus einem Röntgenstrahldetektor und einem Beugungskristall besteht. Die Intensität und Position jeder Spektrallinie wird von einem Zählgerät aufgenommen, welches ein Bild des Linienspektrums auf einen Monitor projiziert. Zur qualitativen Bestimmung müssen die verschiedenen Spektrallinien den entsprechenden Elementen zugeordnet werden. Zur Eichung von RFA-Geräten vergleicht man die Strahlenintensitäten mit Standards (Klein, 1993). Am Bonner Institut für Mineralogie und Petrologie werden für die Eichung 46 Standards unterschiedlicher Gesteine verwendet; das RFA-Gerät ist mit einer Rhodium-Röntgenröhre ausgestattet.

5.1.2 Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analyse (EMS)

Aufgrund der Heterogenität der Maarphase (1. Eruptionsphase) wurden für einen Vergleich der Magmen Glasanalysen dieser Phase herangezogen. Die Zusammensetzung der Gläser spiegelt die Zusammensetzung der Schmelze zum Zeitpunkt der Eruption wider. Von den Glasanalysen konnten jeweils vier Analysen von drei Proben (R02, R19, R20) für die Auswertung verwendet werden (Tabelle 3a). Die Mittelwerte dieser Daten sind zusammen mit den RFA-Daten in Variationsdiagrammen dargestellt.

Als weiteres wurden Olivine und Pyroxen analysiert (Anhang, Tabelle 3b, c). Tab. 5.2 gibt eine Übersicht über die Anzahl der Messungen an den Proben verschiedener Eruptionsphasen, die für die Auswertung verwendet werden konnten. Die hier aufgeführten Messungen erfolgten jeweils an verschiedenen Kristallen einer Probe.

Eruptionsphase:	1	1	1	1	4
Probe:	R02	R19	R20	R05	R2V001
Anzahl d. Messungen an Olivinen:	4	1	keine	keine	2
Anzahl d. Messungen an Pyroxenen:	6	2	2	1	4

Tab. 5.2: Bei der Mineralanalyse wurden verschiedene Proben der 1. und 4. Eruptionsphase analysiert. Die Tabelle stellt eine Übersicht der für die Auswertung verwendbaren Messungen dar.

Vorbereitungen und Analysebedingungen

Für dieses Verfahren werden polierte und mit Kohlenstoff bedampfte Dünnschliffe verwendet. Für die Messungen der Elektronenstrahl-Mikrosonde wurden zunächst mit Hilfe eines Durchlichtmikroskops die entsprechenden Koordinaten der zu analysierenden Stellen im Dünnschliff ermittelt. Es wurde an einer Elektronenstrahl-Mikrosonde vom Typ CAMECA-CAMEBAX-Mikrobeam mit X-MAS-PC-Steuerung gemessen und die Gehalte von Na, Ca, Si, K, Al, Ti, Mg, Cr, Fe und Mn bestimmt. Die Analysen erfolgten im Allgemeinen bei einer Spannung von 15 kV, einer Stromstärke von 20 nA und einem Spotdurchmesser von ca. 10 µm. Die Messwerte werden allgemein als Gew. %-Oxide angegeben und mit dem Programm PAP (von Pouchou & Pichoir, 1984) korrigiert. Für die Eichung des Gerätes werden am Bonner Institut für Mineralogie und Petrologie folgende Standards verwendet:

Na, Ca, Si	Diopsid-Jadeit-Glas
K	Sanidin
Al	Korund
Ti	Titanoxid
Mg	Periklas
Cr, Fe, Mn	Elementares Cr, Fe, Mn

Tab. 5.3: Für die Analyse an der Elektronenstrahl-Mikrosonde werden am Bonner Institut für Mineralogie und Petrologie für die aufgeführten Elemente im Allgemeinen die genannten Standards verwendet.

Methode der Elektronenstrahl-Mikrosonden-Analyse

Die Elektronenstrahl-Mikrosonde ist eine Kombination aus Elektronenmikroskop und Röntgenfluoreszenz-Spektrometer (Meurig, 1997). Die Energiequelle besteht aus einem dünnen Wolframdraht, der bei hohen Temperaturen und hoher Spannung freie Elektronen erzeugt. Die freien Elektronen können mit Hilfe von elektromagnetischen Linsen zu einem Strahl von weniger als 1 µm Durchmesser gebündelt werden (Klein, 1993). Trifft der hoch energetische Strahl auf die Probe, werden die Elektronen von der inneren Schale der atomaren Bestandteile der Probe entfernt. Die freien Plätze werden von Elektronen der äußeren Schalen besetzt. Dabei wird Energie in Form von Röntgenstrahlung emittiert und es entstehen an den jeweiligen Stellen Rückstreuелеktronensignale (Meurig, 1997). Diese sind von der Zusammensetzung und dem Relief der Probe abhängig. Die Variation der Rückstreuелеktronen spiegelt die verschiedenen Mineralphasen wider. Die charakteristische Strahlung eines jeden Elements wird von einem Kristall- oder Röntgenstrahl-Spektrometer analysiert (Klein, 1993).

5.2 Ergebnisse

5.2.1 Gesamtgesteinszusammensetzung

Für die Klassifizierung der Tephren werden die Na₂O und K₂O-Gehalte der Proben addiert und gegen den SiO₂-Gehalt aufgetragen. In das folgende TAS-Diagramm (nach Cox et al. 1989) sind die RFA-Daten sämtlicher Proben eingezeichnet. Die Proben verschiedener Eruptionsphasen sind mit verschiedenen Symbolen dargestellt (Abb. 5.1). Die meisten Gesteins-

proben fallen mit 3 bis 6,5 Gew. % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ und 41 bis 44 Gew. % SiO_2 ins Feld der Basanite und Basalte. Die Probe des Dykes aus der Nordgrube (2. Eruptionsphase) fällt mit 41,79 Gew. % SiO_2 und 6,48 Gew. % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ knapp ins Feld der Nephelinite.

Drei Proben der 4. Eruptionsphase erreichen deutlich höhere SiO_2 -Werte von rund 48 bis 50 Gew. % und sind im TAS-Diagramm mit einem grauen Kästchen versehen. Bei diesen Proben (R2V004, F1 und R17) handelt es sich um Ablagerungen der Einheit III-j aus der Feldgrube (Abb. 5.1).

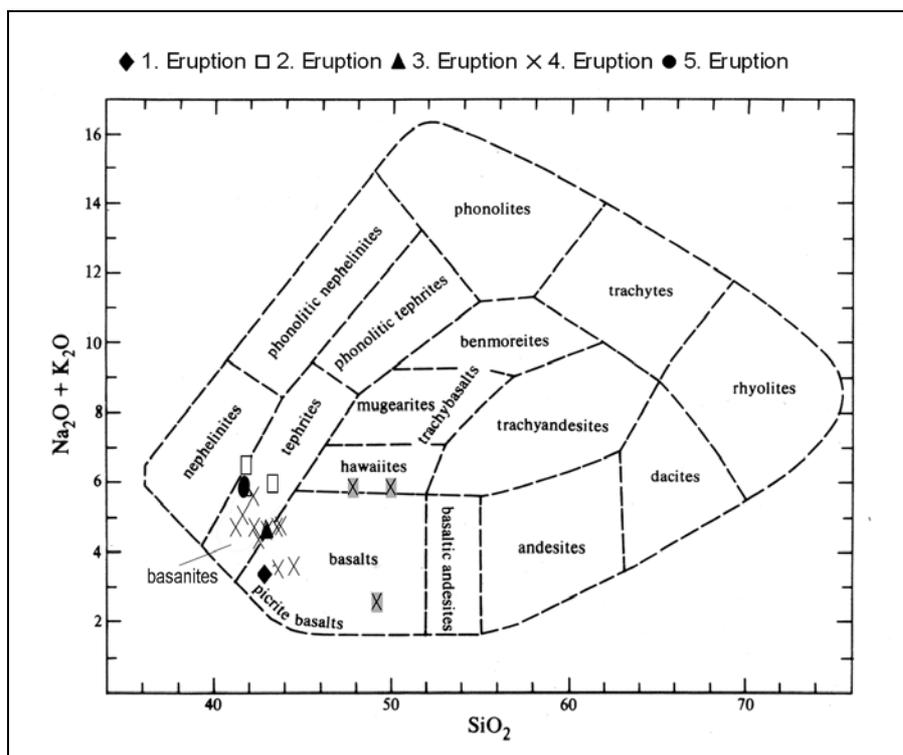


Abb. 5.1: In der Abbildung sind die RFA-Daten aller Rodderberg-Proben im Nomenklaturdiagramm dargestellt. Die meisten Proben weisen $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ -Werte von 3 bis 6,5 Gew. % und SiO_2 -Werte von 41 bis 44 Gew. % auf und können als Basalte und Basanite klassifiziert werden. Drei Proben der 4. Eruptionsphase erreichen deutlich höhere SiO_2 -Werte von rund 48 bis 50 Gew. % und sind mit einem grauen Kästchen versehen. Zwei dieser Proben fallen ins Feld der Hawaiiite. Eine Probe der 2. Eruptionsphase weist eine nephelinitische Zusammensetzung auf (aus Cox et al. 1989).

Bei der petrographischen Auswertung der eben angesprochenen Proben der Einheit III-j aus der Feldgrube wurden Palagonitneubildungen an den Blasenwänden beobachtet. Aufgrund dessen werden die Proben in den folgenden Diagrammen und deren Beschreibung vorläufig als „alteriert“ angesprochen (Diskussion, Kap. 5.3)

Im folgenden K_2O - Na_2O -Variationsdiagramm (Abb. 5.2 A) kann keine signifikante Änderung der RFA-Daten im Zuge der Eruptionsgeschichte festgestellt werden. Die RFA-Werte der verschiedenen Eruptionsphasen streuen unsystematisch in einem begrenzten Bereich von ca. 0,8 bis 3,1 Gew. % K_2O und ca. 1,8 bis 3,1 Gew. % Na_2O . Die Probe der 1. Eruptionsphase weist 0,82 Gew. % K_2O und 2,23 Gew. % Na_2O auf. Die K_2O und Na_2O -Werte der Glasanalysen der ersten Eruptionsphase zeigen Abweichungen gegenüber den RFA-Proben. Zwei Proben weisen mit ca. 0,5 Gew. % Na_2O und ca. 0,7 bis 2,7 Gew. % K_2O niedrigere Werte als die RFA-Proben auf, wogegen bei einer Probe mit ca. 5,2 Gew. % Na_2O und ca. 6 Gew. % K_2O deutlich höhere Werte als bei den RFA-Proben ermittelt wurde (Abb. 5.2 A). Bei den Proben der 2. Eruptionsphase wurden 2,96 bis 3,14 Gew. % K_2O - und 3,0 bis 3,33 Gew. % Na_2O , bei denen der 3. Eruptionsphase 2,27 bis 2,86 Gew. % K_2O und 2,4 bis 2,99 Gew. % Na_2O gemessen. Die RFA-Werte der Proben der 4. Eruptionsphase liegen bei 1,4 bis 3,24 Gew. % K_2O und 1,77 bis 3,09 Gew. % Na_2O .

Die alterierten Proben der vierten Eruption erreichen mit ca. 1 bis 1,75 Gew. % niedrigere Na_2O -Werten als die RFA-Proben (Abb. 5.2 A). Die K_2O -Werte liegen mit 1,65 bis 1,85 Gew. % etwa im Wertebereich der RFA-Proben. Die Proben der 5. Eruptionsphase weisen 2,96 bis 3,06 Gew. % K_2O und 2,59 bis 2,94 Gew. % Na_2O auf (Anhang, Tabelle 2).

Im Variationsdiagramm Na_2O -Glühverlust (Abb. 5.2 B) kann man bei den alterierten Proben der vierten Eruptionsphase neben den niedrigsten Na_2O -Werten mit rund 2,6 bis 4,2 Gew. % die höchsten Glühverluste beobachten.

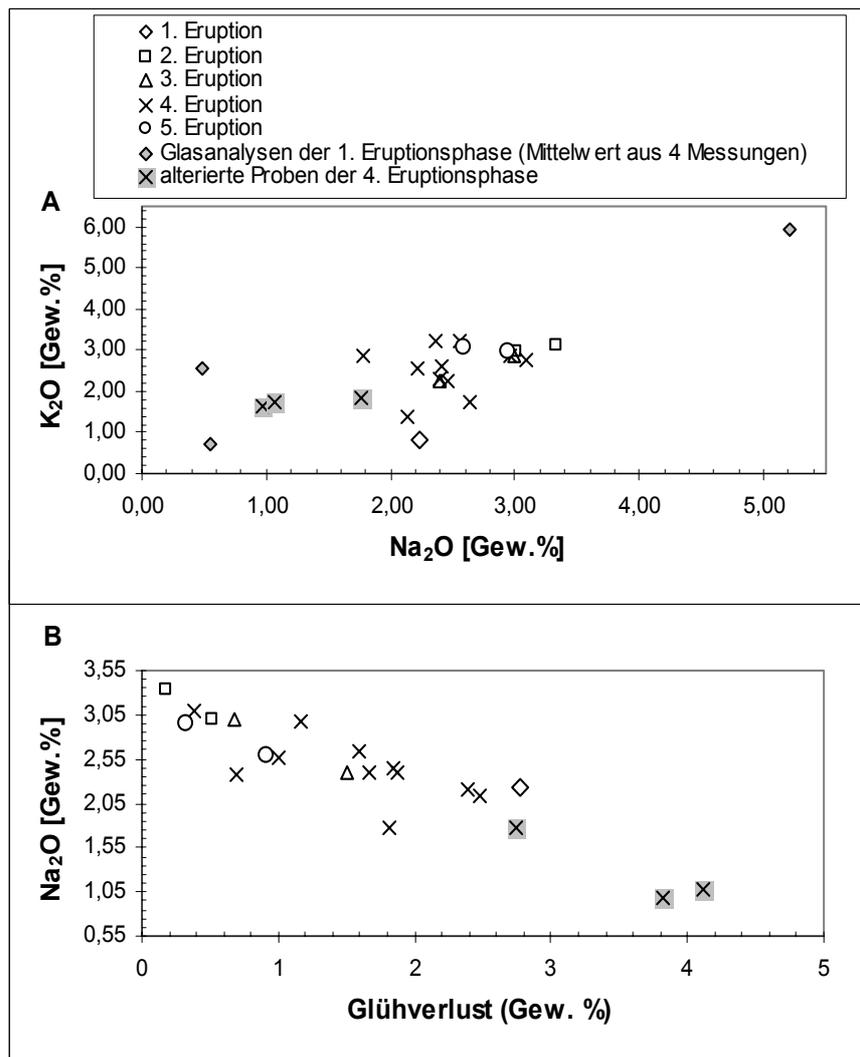


Abb. 5.2 A: Im K_2O - Na_2O -Variationsdiagramm kann keine signifikante Änderung der RFA-Daten im Zuge der Eruptionsgeschichte festgestellt werden. Die RFA-Werte streuen unsystematisch zwischen 0,8 und 3,2 Gew. % K_2O und 1,7 und 3,3 Gew. % Na_2O . Die alterierten Proben, sowie die gemittelten Glasanalysen, zeigen Abweichungen (s. Text);

5.2 B: Im Variationsdiagramm Na_2O -Glueverlust, kann man bei den alterierten Proben der 4. Eruptionsphase neben den niedrigsten Na_2O -Werten die höchsten Glueverluste (2,6 bis 4,2 Gew. %) beobachten.

In den folgenden Variationsdiagrammen sind die MgO -, Al_2O_3 - und CaO -Werte der RFA-Analysen und die gemittelten Werte der Glasanalysen der ersten Eruptionsphase gegen SiO_2 aufgetragen (Abb. 5.3 A, B, C).

Im Diagramm MgO - SiO_2 (Abb. 5.3 A) sind keine signifikanten Änderungen der RFA-Daten der verschiedenen Eruptionsphasen zu verzeichnen. Die RFA-Werte streuen unsystematisch in einem begrenzten Bereich von ca. 7,6 bis 9,1 Gew. % MgO . Bei der Probe der 1. Eruptionsphase wurden 8,14 Gew. % MgO gemessen. Zwei Werte der Glasanalysen der 1. Eruptionsphase schwanken zwischen ca. 4 und 6 Gew. % MgO und liegen damit deutlich

niedriger als die der RFA-Proben (Anhang, Tabelle 3a). Die Proben der 2. Eruptionsphase weisen 7,63 bis 8,03 Gew. %, die der 3. Eruptionsphase 8,2 bis 9,1 Gew. %, die der 4. Eruptionsphase 7,59 bis 8,91 Gew. % und die der 5. Eruptionsphase 8,56 bis 8,74 Gew. % MgO auf (Anhang, Tabelle 2).

Im Diagramm $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (Abb. 5.3 B) können ebenfalls keine signifikanten Änderungen der RFA-Daten der verschiedenen Eruptionsphasen beobachtet werden. Die RFA-Werte sämtlicher Proben streuen unsystematisch in einem begrenzten Bereich zwischen ca. 13 und 14,8 Gew. % Al_2O_3 . Dabei weisen die Proben der 1. Eruptionsphase 13,97 Gew. % auf. Die gemittelten Glasanalysen der Maarphase erreichen mit ca. 14,7 bis 16,4 Gew. % deutlich höhere Werte als die RFA-Proben (Anhang, Tabelle 3a). Bei den Proben der 2. Eruptionsphase wurden 13,57 bis 13,93 Gew. %, bei denen der 3. Eruptionsphase 13,26 bis 13,84 Gew. %, bei denen der 4. Eruptionsphase 13,2 bis 14,76 Gew. % und bei denen der 5. Eruptionsphase 13,54 bis 13,74 Gew. % Al_2O_3 gemessen (Anhang, Tabelle 2).

Im Variationsdiagramm CaO-SiO_2 (Abb. 5.3 C) kann man kaum Entwicklungstendenzen der RFA-Daten der verschiedenen Eruptionsphasen erkennen. Auch hier streuen die Werte unsystematisch in einem Bereich von rund 10,3 bis 14,6 Gew. % CaO. Der CaO-Wert der 1. Eruptionsphase beträgt 14,6 Gew. %. Zwei der Glasanalysen weisen mit 11,08 und 12,37 Gew. % deutlich niedrigere und eine mit 17,57 Gew. % deutlich höhere Gehalte auf (Anhang, Tabelle 3a). Die CaO-Gehalte der Proben der 2. Eruptionsphase betragen 13,08 bis 13,79 Gew. %, die der 3. Eruptionsphase 13,77 bis 13,81 Gew. % und die der 4. Eruptionsphase 10,29 bis 14,60 Gew. %. Dabei zeigt die Datenreihe der 4. Eruptionsphase mit steigendem SiO_2 -Gehalt eine leicht abnehmende Tendenz des CaO-Gehaltes. Die niedrigsten Werte können dabei mit 10,29 bis 11,9 Gew. % bei den alterierten Proben der 4. Eruptionsphase beobachtet werden. Bei den Proben der 5. Eruptionsphase wurden 13,84 und 14,02 Gew. % CaO gemessen (Anhang, Tabelle 2).

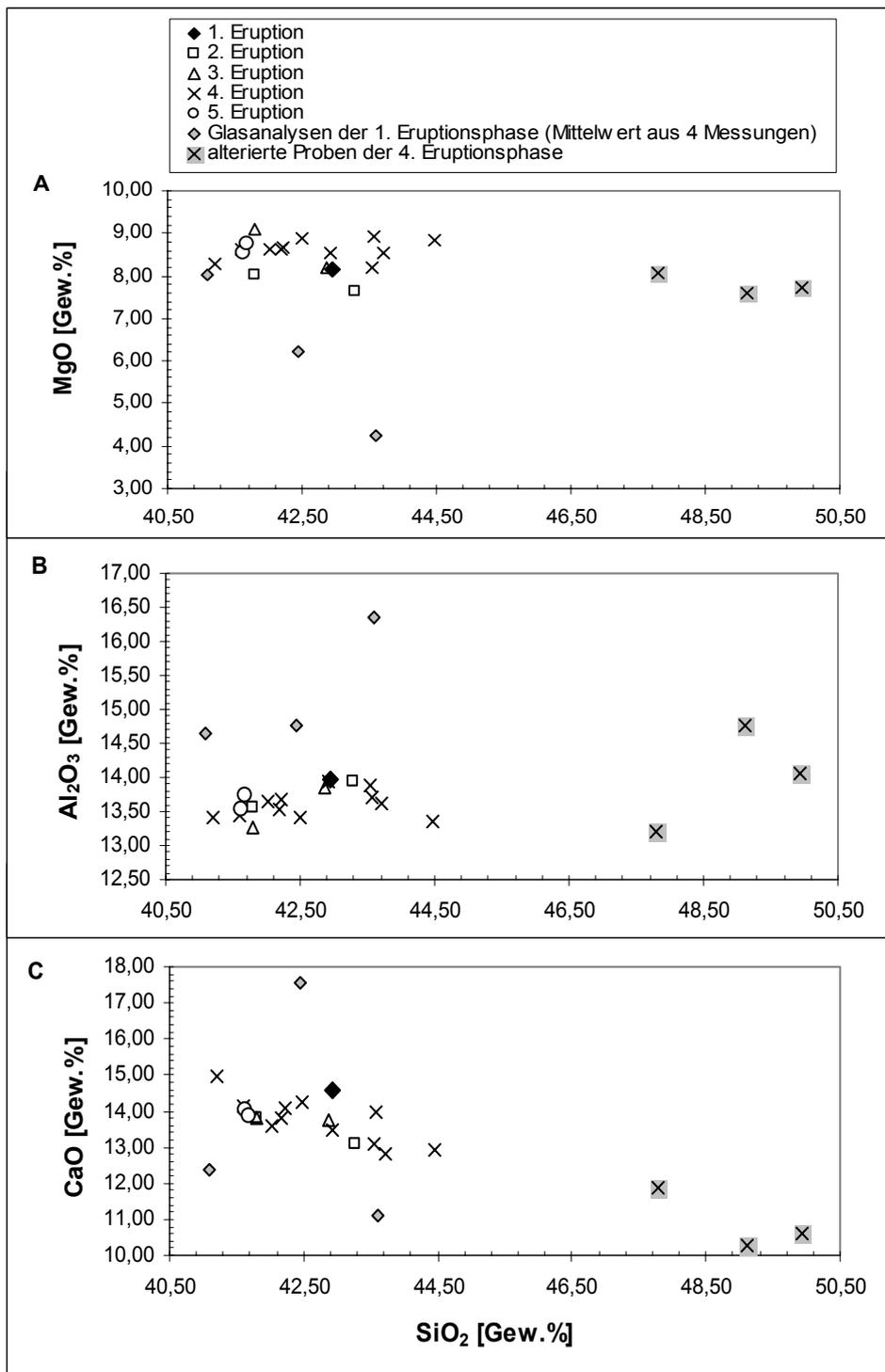


Abb. 5.3 A: Die MgO-Werte der RFA-Daten der verschiedenen Eruptionsphasen streuen unsystematisch in einem begrenzten Bereich von ca. 7,6 bis 9,1 Gew. %, während bei den Glasanalysen deutlich niedrigere MgO gemessen wurden;
5.3 B: Die Al₂O₃-Gehalte sämtlicher Proben betragen zwischen ca. 13 und 14,8 Gew. %, während die Werte der Glasanalysen deutlich höher liegen;
5.3 C: Im Variationsdiagramm CaO-SiO₂ streuen die Werte unsystematisch in einem Bereich von ca. 10,3 bis 14,6 Gew. % CaO, wobei die Datenreihe der 4. Eruptionsphase mit steigendem SiO₂-Gehalt eine leicht abnehmende Tendenz zeigt.

Im Diagramm $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ (Abb. 5.4) streuen die Werte in einem Bereich von rund 11,4 bis 12,88 Gew. % Fe_2O_3 und rund 2,7 bis 3,2 Gew. % TiO_2 , wobei jedoch kein zeitlicher Trend erkennbar ist. Der Wert der Probe der 1. Eruptionsphase liegt bei 12,88 Gew. % Fe_2O_3 und 3,26 Gew. % TiO_2 . Deutlich höhere Gehalte als die der RFA-Proben erreichen zwei der Glasanalysen mit ca. 14,3 bis 17 Gew. % Fe_2O_3 und ca. 4,2 bis 4,9 Gew. % TiO_2 (nicht im Diagramm in Abb. 5.4). Bei der 2. Eruptionsphase wurden 12,13 bis 12,24 Gew. % Fe_2O_3 und 3,06 bis 3,16 Gew. % TiO_2 , bei der 3. Eruptionsphase 12,13 bis 12,49 Gew. % Fe_2O_3 und 3,13 bis 3,17 Gew. % TiO_2 , bei der 4. Eruptionsphase 11,41 bis 12,5 Gew. % Fe_2O_3 und 2,74 bis 3,2 Gew. % TiO_2 gemessen. Dabei ist mit abnehmendem Fe_2O_3 -Gehalt auch eine Abnahme des TiO_2 -Gehaltes zu beobachten. Die Proben der 5. Eruptionsphase weisen 12,24 bis 12,3 Gew. % Fe_2O_3 und 3,15 bis 3,2 Gew. % TiO_2 auf (Anhang, Tabelle 2).

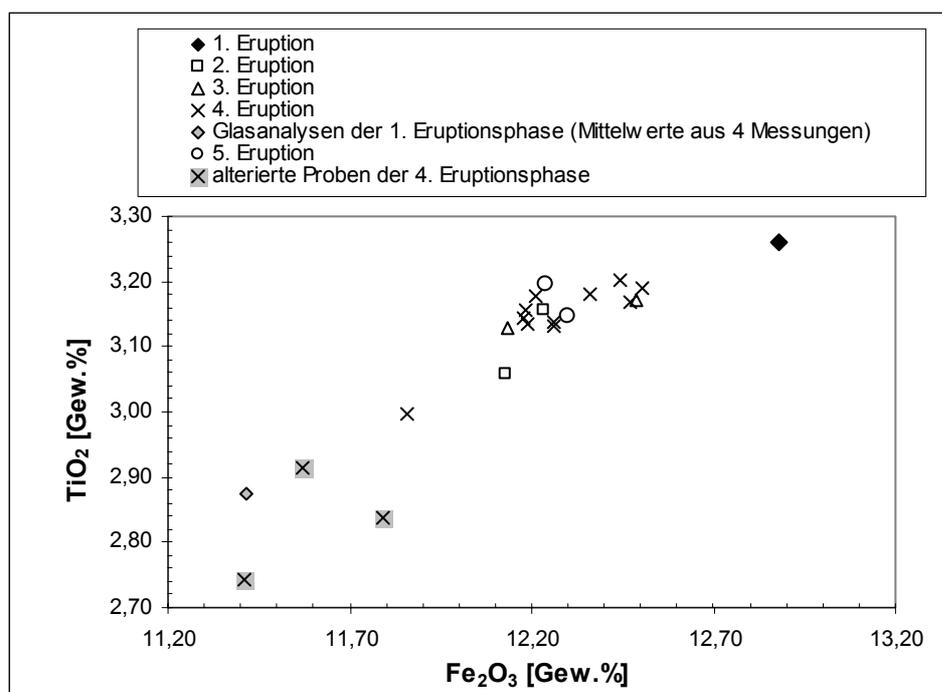


Abb. 5.4: Im Diagramm $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ streuen die Werte in einem Bereich von ca. 11,4 bis 12,88 Gew. % Fe_2O_3 und ca. 2,7 bis 3,2 Gew. % TiO_2 , wobei jedoch kein zeitlicher Trend erkennbar ist. Die höchsten RFA-Werte können bei der Probe der Maarphase und die niedrigsten Werte bei den alterierten Proben der 4. Eruptionsphase verzeichnet werden.

In den folgenden Variationsdiagrammen sind die Spurenelemente Y, Ba, Rb, Sr gegen SiO_2 aufgetragen (Abb. 5.5 A, B, C, D). Es lässt sich in keinem der Diagramme ein zeitlicher oder räumlicher Trend der Magmen verschiedener Eruptionsphasen feststellen. Die RFA-Werte schwanken unregelmäßig in begrenzten Bereichen.

Im Diagramm Y-SiO₂ (Abb. 5.5 A) können für die Eruptionsphasen im Einzelnen folgende Werte verzeichnet werden: Bei der 1. Eruptionsphase wurden 29 ppm, bei der 2. Eruptionsphase 25 bis 30 ppm, bei der 3. Eruptionsphase 24 bis 33 ppm, bei der 4. Eruptionsphase 23 bis 31 ppm und bei der 5. Eruptionsphase 24 bis 30 ppm Y gemessen.

Im Diagramm Ba-SiO₂ (Abb. 5.5 B) kann man die RFA-Werte der verschiedenen Eruptionsphasen in folgende Bereiche abgrenzen: Die Magmen der 1. Eruptionsphase weisen 626 ppm, die der 2. Eruptionsphase 851 bis 900 ppm, die der 3. Eruptionsphase 877 bis 972 ppm, die der 4. Eruptionsphase 746 bis 1033 ppm und die der 5. Eruptionsphase 839 bis 916 ppm Ba auf.

Die Sr-Werte (Abb. 5.5 C) liegen bei der Probe der 1. Eruptionsphase bei 1054 ppm. Bei den Proben der 2. Eruptionsphase wurden 951 bis 1036 ppm, bei denen der 3. Eruptionsphase 821 bis 944 ppm, bei denen der 4. Eruptionsphase 503 bis 963 ppm und bei denen der 5. Eruptionsphase 862 bis 911 ppm gemessen. Die deutlich niedrigsten Werte können dabei mit 503 und 527 ppm bei zwei der alterierten Proben verzeichnet werden.

Im Variationsdiagramm Rb-SiO₂ (Abb. 5.5 D) streuen die Rb-Gehalte unsystematisch in folgenden Bereichen: Die Magmen der 1. Eruptionsphase weisen 149 ppm, die der 2. Eruptionsphase 80 bis 84 ppm, die der 3. Eruptionsphase 86 bis 107 ppm, die der 4. Eruptionsphase 66 bis 159 ppm und die der 5. Eruptionsphase 79 bis 87 ppm Rb auf.

In den Variationsdiagrammen Cr und Ni gegen MgO (Abb. 5.6 A und B) ist ebenfalls keine zeitliche Entwicklung der voneinander unterschiedenen Eruptionsphasen zu beobachten. Die Cr- und Ni-Gehalte der 1. Eruptionsphase liegen bei 134 ppm Cr und 74 ppm Ni. Bei den Proben der 2. Eruptionsphase wurden 123 bis 139 ppm Cr und 75 bis 88 ppm Ni und bei denen der 3. Eruptionsphase 130 bis 224 ppm Cr und 83 bis 97 ppm Ni gemessen. Die Werte der 4. Eruptionsphase schwanken zwischen 176 und 222 ppm Cr und 86 und 126 ppm Ni. Die Gehalte der 5. Eruptionsphase liegen bei 169 bis 186 ppm Cr und 95 ppm Ni.

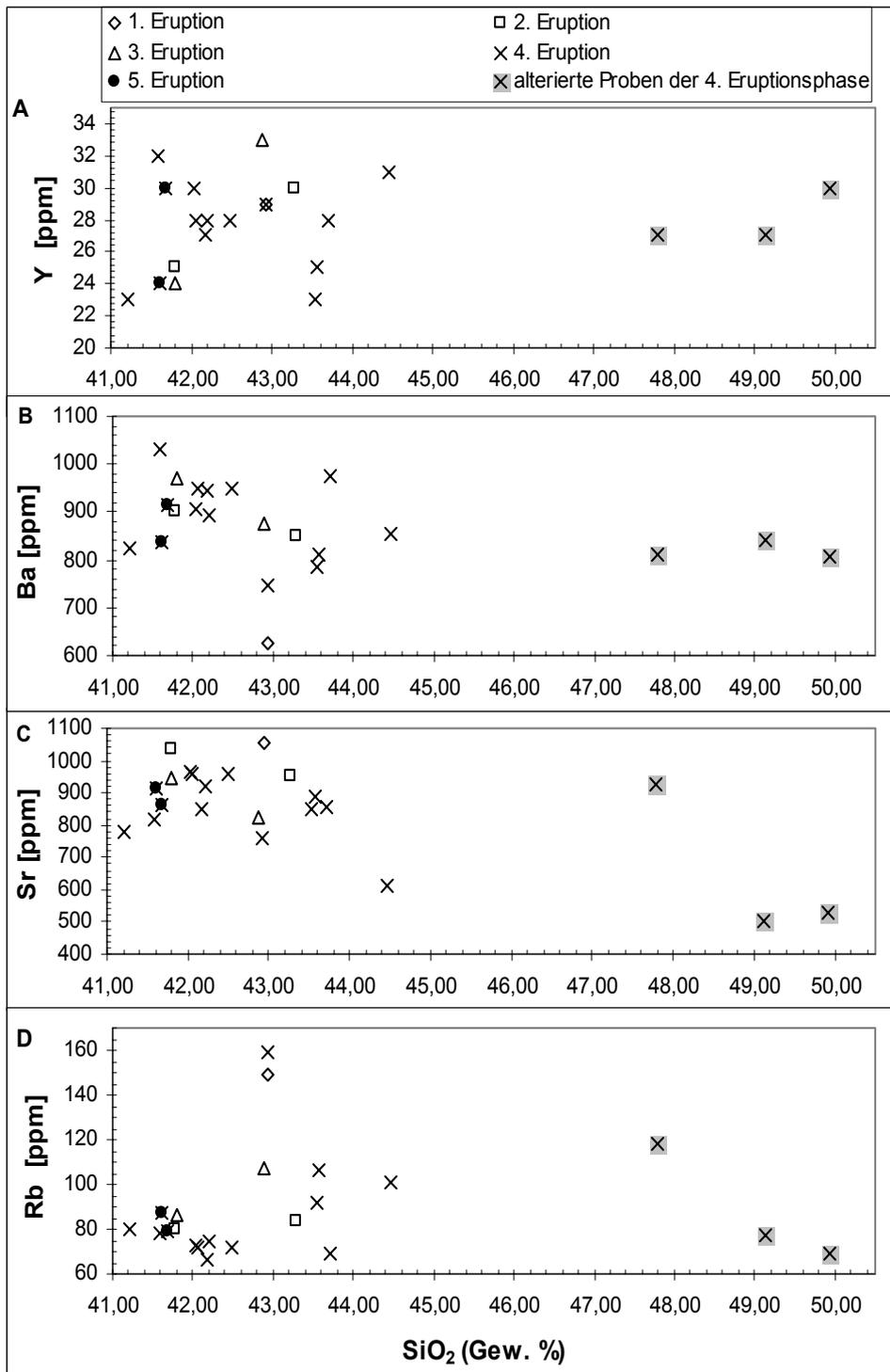


Abb. 5.5. In den Variationsdiagrammen A, B, C und D sind die Spurenelemente Y, Ba, Rb, Sr gegen SiO₂ aufgetragen. In keinem der Diagramme ist ein zeitlicher Trend festzustellen. Die RFA-Werte der unterschiedlichen Eruptionsphasen streuen unregelmäßig in begrenzten Bereichen (Erläuterungen s. Text).

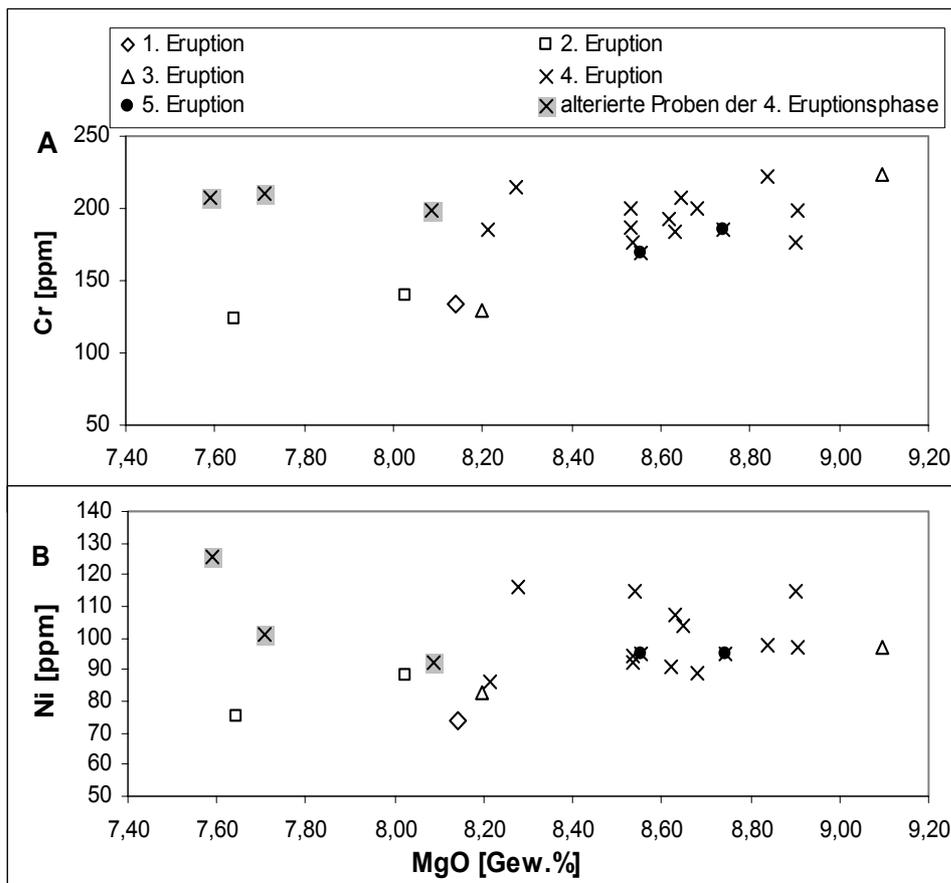


Abb. 5.6. In den Variationsdiagramme A und B sind die Spurenelemente Ni und Cr gegen MgO aufgetragen. In den Diagrammen ist kein zeitlicher Trend festzustellen. Die RFA-Werte der unterschiedlichen Eruptionsphasen streuen unregelmäßig in begrenzten Bereichen (Erläuterungen s. Text).

5.2.2 Mineralanalysen

Olivine

Olivine zählen zu den Inselsilikaten und weisen eine orthorhombische Symmetrie auf. Inselsilikate werden durch unabhängige SiO₄-Tetraeder charakterisiert. In den Tetraederpositionen befindet sich ein Si-Atom, welches von vier Sauerstoffatomen umgeben ist (Deer et al. 1993). In den VI-koordinierten oktaedrischen Positionen befinden sich die Kationen Mg²⁺ oder Fe²⁺. Olivine bilden reine Mischkristallreihen aus den Endgliedern Forsterit (Mg₂SiO₄) und Fayalit (Fe₂SiO₄). Meistens finden in natürlich vorkommenden Olivinen geringe Austauschprozesse statt. Dabei können Kationen wie Mn, Ca, Cr, Ni auf den Oktaederplätzen substituiert werden (Deer et al. 1993). Die Summe der Kationen welche die Oktaederpositionen füllen, muss genau 2 ergeben.

Es wurden zwei Proben der 1. Eruptionsphase und eine Probe der 4. Eruptionsphase verwendet (Anzahl der Messungen in Tab. 5.2; Anhang, Tabelle 3b).

Die durchschnittliche Strukturformel der Olivine der Eruptionsphase 1 (Mittelwert aus 5 Messungen) lautet demnach:



Die durchschnittliche Strukturformel der Olivine der Eruptionsphase 4 (Mittelwert aus 2 Messungen) lautet:



Pyroxene

Pyroxene sind Einfachkettensilikate und stellen die wichtigste Gruppe der Eisen-Magnesium-Silikate dar. Sie tauchen in vielen mafischen vulkanischen Gesteinen als stabile Phase auf (Deer et al. 1993).

Die allgemeine Strukturformel der Pyroxene lautet: $(\text{M2})(\text{M1})\text{T}_2\text{O}_6$. Dabei können die Gitterplätze von folgenden Kationen besetzt werden:

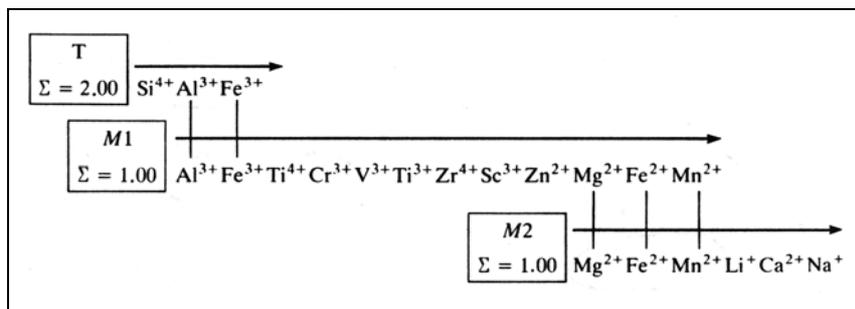


Abb. 5.7: Die allgemeine Strukturformel von Pyroxenen lautet $(\text{M2})(\text{M1})\text{T}_2\text{O}_6$. Die Positionen T, M1 und M2 können dabei von den Kationen besetzt werden, die unter den Pfeilen stehen. Die vertikalen Linien kennzeichnen die Kationen, die zwei verschiedene Positionen besetzen können (nach Morimoto, 1988).

Die Struktur der Kettensilikate zeichnet sich durch TO_3 -Ketten, parallel zur z-Achse, aus. Diese Einfachketten sind lateral durch Oktaederschichten (6-8-koordinierte M-Kationen) verbunden (Deer et al. 1993). M-Kationen können in zwei Positionen auftreten. Dabei befinden

sich M1-Kationen zwischen zwei gegeneinander gerichteten Tetraederspitzen und M2-Kationen zwischen zwei gegeneinander gerichteten Tetraederbasisflächen (Deer et al. 1993). Das tetraederzentrale IV-koordinierte Si^{4+} -Atom kann durch Al^{3+} oder Fe^{3+} substituiert werden. Der dadurch entstehende negative Ladungsüberschuss muss durch entsprechende Substitutionen der M1- bzw. M2-Position ausgeglichen werden (Deer et al. 1993).

Bei der Berechnung der durchschnittlichen Strukturformel der Pyroxene der Rodderbergtephren wurde wie folgt vorgegangen:

Nach der allgemeinen Strukturformel muss die Summe der M1- und M2-Kationen jeweils 1 und die Summe der Kationen auf der T-Position 2 ergeben. Der M2-Position wurden nach dem Verteilungsschema (Abb. 5.8) Fe^{2+} , Mn^{2+} , Ca^{2+} und Na^+ zugeordnet. Da die Summe dieser Kationen mehr als 1 ergab und Fe^{2+} sowohl die M1- als auch die M2-Position besetzen kann, wurde soviel Fe^{2+} der M1-Position zugeschrieben, dass die Summe genau 1 ergab. Der M1-Position wurden nach dem Verteilungsschema (Abb. 5.7) neben dem überschüssigen Fe^{2+} von der M2-Position Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , Cr^{3+} und Mg^{2+} zugerechnet. Die Summe ergab bei einigen Proben mehr als 1. Da Fe^{3+} auch die T-Position besetzen kann, wurde das überschüssige Fe^{3+} der T-Position zugerechnet. Die Summe der Kationen der IV-koordinierten T-Position ergab mit Si^{4+} , Al^{3+} und dem von der M1-Position entfernten Fe^{3+} genau 2 (Anhang, Tabelle 3c).

Dieses Verfahren gibt die wirkliche Kationenverteilung in den Kristallgittern der Pyroxene sicherlich nur ungenau wieder, kann aber im Falle der hier bearbeiteten Fragestellung als ausreichend betrachtet werden.

Nach diesen Berechnungen haben die Pyroxene der Proben der 1. Eruptionsphase eine durchschnittliche Zusammensetzung von (Mittelwert aus 11 Messungen; Anhang, Tabelle 3c):

M2-Position: $\text{Ca}_{(0,932)} \text{Fe}^{2+}_{(0,038)} \text{Mn}_{(0,003)} \text{Na}_{(0,027)}$

M1-Position: $\text{Mg}_{(0,661)} \text{Fe}^{3+}_{(0,164)} \text{Fe}^{2+}_{(0,046)} \text{Ti}^{4+}_{(0,117)} \text{Cr}^{3+}_{(0,001)} \text{Al}^{\text{VI}}_{(0,010)}$

T-Position: $\text{Si}_{(1,627)} \text{Al}^{\text{IV}}_{(0,376)} \text{Fe}^{3+}_{(0,008)}$

Die Pyroxene der Proben der 4. Eruptionsphase haben eine durchschnittliche Zusammensetzung von (Mittelwert aus 4 Messungen; Anhang, Tabelle 3c):

M2-Position: Ca_(0,962) Fe²⁺_(0,011) Mn_(0,003) Na_(0,025)

M1-Position: Mg_(0,650) Fe³⁺_(0,149) Fe²⁺_(0,081) Ti⁴⁺_(0,103) Cr³⁺_(0,003) Al^{VI}_(0,013)

T-Position: Si_(1,658) Al^{IV}_(0,340) Fe³⁺_(0,002)

Pyroxene mit hohen Gehalten an Ca, Fe und Mg und geringen Na-Gehalten werden generell als Ca-Mg-Fe-Pyroxene angesprochen und können in ein Trapez mit den Endgliedern Enstatit (Mg₂Si₂O₆), Ferrosilit (Fe₂Si₂O₆), Hedenbergit (CaFeSi₂O₆) und Diopsid (CaMgSi₂O₆) eingeordnet werden (Deer et al. 1993). Ferrosilit und Enstatit bilden orthorhombische Kristallsysteme, während Diopsid und Hedenbergit monokline Symmetrien ausbilden (Deer et al. 1993). Erweitert man das Trapez zu einem gleichseitigen Dreieck, findet sich das Ca-reiche Endglied Wollastonit (Ca₂Si₂O₆) an der Spitze dieses Dreiecks (Abb. 5.8; aus Deer et al. 1993).

Die analysierten Pyroxene wurden in das Pyroxentrapez (Abb. 5.8) eingetragen. Dazu wurden die Endglieder Wollastonit, Enstatit und Ferrosilit errechnet (Anhang, Tabelle 3c). Drei der Proben fallen ins Feld des Diopsids. Die anderen Proben liegen mit 50 bis 53 Gew. % Ca knapp über diesem Feld und werden daher allgemein als Ca-reiche Pyroxene (nach Morimoto, 1988) angesprochen.

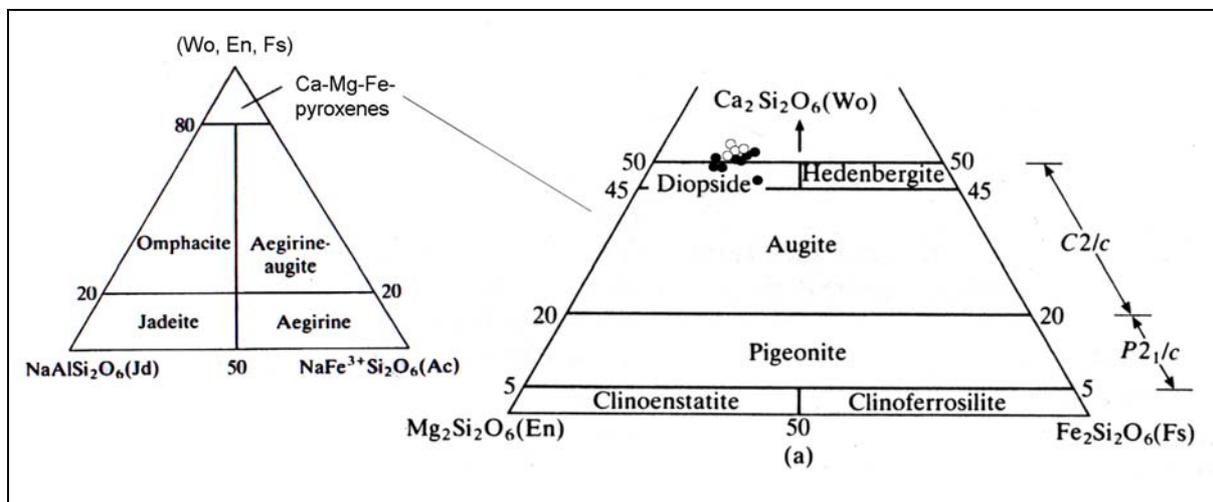


Abb. 5.8: Darstellung der gemessenen Pyroxenzusammensetzungen im Pyroxentrapez. Im Allgemeinen werden die hier dargestellten Endglieder und deren Mischreihen als Ca-Mg-Fe-Pyroxene klassifiziert. Die gemessenen Pyroxene der 1. Eruptionsphase (gefüllte Kreise) und die der 4. Eruptionsphase (offene Kreise) liegen dicht beieinander (nach Morimoto, 1988).

5.3 Interpretationen der Ergebnisse

Um die Magmen zu klassifizieren wurden alle RFA-Daten in ein TAS-Diagramm (Abb. 5.1; nach Cox et al. 1989) eingezeichnet. Demnach können die meisten Proben mit ca. 3 bis 6,5 Gew. % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ und 41 bis 44 Gew. % SiO_2 als Basanite und Basalte angesprochen werden. Die Probe des Dykes aus der Nordgrube (2. Eruptionsphase) fällt mit 41,79 Gew. % SiO_2 und 6,48 Gew. % $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ knapp ins Feld der Nephelinite. Der von Wilckens (1927), Frechen (1971) und Braun (1974) ermittelte nephelinitische Charakter des Dykes kann damit bestätigt werden.

Drei Proben der 4. Eruptionsphase erreichen mit rund 48 bis 50 Gew. % deutlich höhere SiO_2 -Werte. Eine Probe kann demnach als Basalt, zwei Proben können als Hawaiiite klassifiziert werden. Bei diesen Proben (R2V004, F1 und R17) handelt es sich um Ablagerungen der Einheit III-j (Top des Profils) aus der Feldgrube. Bei der petrographischen Analyse der entsprechenden Proben aus der Einheit III-j (Feldgrube) wurden Palagonitneubildungen an den Blasenwänden beobachtet. Der Prozess der Palagonitisierung ist auf die Alteration von vulkanischem Glas zurückzuführen (Iyer, 1999; Stroncik & Schmincke, 2001, 2002; Drief & Schiffman, 2004). Aufgrund dessen wurden die Proben als „alteriert“ angesprochen.

Palagonit ist ein amorphes bis schwach kristallines, optisch isotropes, gelblich-braunes Mineral mit einer tonmineralähnlichen Struktur (Drief & Schiffman, 2004). Die Palagonitisierung ist ein kontinuierlicher Prozess, der in zwei Reaktionsstufen unterteilt werden kann. Die erste Stufe ist durch die kongruente Auflösung von vulkanischem Glas bei gleichzeitiger Ausfällung von amorphem Palagonit charakterisiert (Stroncik & Schmincke, 2001). Dabei gehen mobile Elemente wie Si, Al, Mg, Ca, Na und K in Lösung, während H_2O angereichert wird (Stroncik & Schmincke, 2001, 2002). Während der zweiten Reaktionsstufe reagiert die thermodynamisch instabile Phase Palagonit mit den umgebenen Fluiden unter Aufnahme von Si, Al, Mg, K und kristallisiert zu Smectit (Stroncik & Schmincke, 2001). Nach der ersten Reaktionsstufe können beispielsweise Si und Mg oxidiert und als SiO_2 und MgO ausgefällt werden (Crovisier et al. 1992).

Sekundäre Ausfällungsprozesse könnten die Erklärung für die hohen Gehalte der Tephren der Einheit III-j an xenolithischen Quarzkristallen (s. Kap. 4.3.10; Abb. 4.26 A) und damit auch für den hohen SiO_2 -Gehalt der RFA-Proben sein. Gleichzeitig kann man bei diesen Proben

die höchsten Glühverluste (= Wassergehalt der Mineralphasen) und die niedrigsten Na_2O -Werte feststellen. Die hohen Glühverluste können durch eine Anreicherung von H_2O während der ersten Reaktionsstufe der Palagonitisierung erklärt werden, während die niedrigen Na_2O -Gehalte dieser Proben auf die Mobilität des in Lösung gehenden Na zurückgeführt werden können. Die Gläser dieser Proben befinden sich anscheinend noch im Initialstadium der Alteration, denn bei der Analyse der Proben wurde die Mineralphase Smectit nicht beobachtet.

Von der Maarphase (1. Eruptionsphase) wurden die Mittelwerte der Glasanalysen zusammen mit den RFA-Daten der Hauptelemente in geochemischen Variationsdiagrammen dargestellt. Die Werte der Glasanalysen weichen häufig stark von den RFA-Werten ab und unterliegen Schwankungen. Abweichungen von den RFA-Daten können grundsätzlich darauf zurückgeführt werden, dass Gläser nur die Zusammensetzung der Schmelze, nicht aber die des Gesamtgesteins (Schmelze + Kristalle) widerspiegeln. Die inhomogene Verteilung von Mikrokristallen und Kristallkeimen in der Schmelze könnte die Erklärung für stark schwankende Glas-Werte sein. Außerdem kann die Resorption von Kristallen die Zusammensetzung der Glasphase in der unmittelbaren Umgebung der Kristalle verändern, indem entsprechende Elemente angereichert werden (Paulick, 1993).

Die MgO -Gehalte zweier Glasanalysen liegen mit rund 4 und 6 Gew. % deutlich unter dem Wert der RFA-Probe (8,14 Gew. %; Abb. 5.3 A), was auf die Fraktionierung von Pyroxen- und Olivinkristallen zurückgeführt werden könnte, wodurch die Schmelze an den entsprechenden Elementen verarmt. Die CaO -Werte zweier Glasmessungen liegen mit 11,1 und 12,4 Gew. % CaO ebenfalls deutlich niedriger als der Wert der RFA-Probe mit 14,6 Gew. % (Abb. 5.3 C), was auf die Fraktionierung von Ca-reichen Pyroxenkristallen (Abb. 5.8; Kap. 5.2.2) zurückgeführt werden kann. Der höhere CaO -Wert einer Glasanalyse (17,57 Gew. %) resultiert womöglich aus der Resorption eines Ca-haltigen Pyroxens.

Die hohen Al_2O_3 -Werte (14,7 bis 16,4 Gew. %) der Gläser im Vergleich zum RFA-Wert (13,97 Gew. %; Abb. 5.3 B) der 1. Eruptionsphase zeigen, dass die Schmelze Al_2O_3 -reicher ist als die Gesamtgesteinszusammensetzung, was darauf zurückgeführt werden kann, dass bis zum Zeitpunkt der Eruption keine Fraktionierung Al-reicher Mineralphasen (z.B. Feldspat) stattgefunden hat.

Die Fe_2O_3 - und TiO_2 -Werte der RFA-Probe der 1. Eruptionsphase liegen bei 12,88 Gew. % bzw. 3,26 Gew. %. Die deutlich höheren Gehalte der Glasanalysen mit rund 14,3 bis 17 Gew. % Fe_2O_3 und rund 4,2 bis 4,9 Gew. % TiO_2 (Abb. 5.4) können auf das Vorkommen von Pyroxenmikrokristallen und Erzmineralen in der Schmelze, die auch in der Matrix der Dünnschliffe beobachtet wurden (Anhang, Tabelle 1), zurückgeführt werden.

In keinem der Variationsdiagramme der Hauptelemente MgO, Al_2O_3 oder CaO gegen SiO_2 (Abb. 5.3 A-C) oder der Spurenelemente Y, Ba, Sr, Rb (Abb. 5.5 A-D) gegen SiO_2 kann ein zeitlicher Trend festgestellt werden. Die Werte der Proben der verschiedenen Eruptionsphasen unterliegen unsystematischen, geringfügigen Schwankungen, was darauf hindeutet, dass im Zuge der Eruptionsgeschichte Magmen mit ähnlicher Zusammensetzung gefördert wurden. Möglicherweise hat keine längere Pause zwischen der 3. und 4. Eruptionsphase im Sinne von Richter (1942) und Blanchard (2002) stattgefunden.

Eine geringfügige räumliche Magmenentwicklung, wie sie bei den Dünnschliffanalysen der Proben der 4. Eruptionsphase (Abb. 4.34) beobachtet wurde, spiegelt sich in einigen Diagrammen (Abb. 5.3 C, 5.4, 5.6 A), wenn auch nur ansatzweise, wider. Es wird angenommen, dass im Zuge der 4. Eruption Schmelze aus zunehmend tieferen Bereichen eines vertikal schwach zonierten Magmenkörpers gefördert wurde (Kap. 4.5).

Die CaO-Gehalte der Proben der 4. Eruptionsphase streuen zwischen 10,29 bis 14,60 Gew. %, wobei die Datenreihe mit steigendem SiO_2 -Gehalt eine leicht abnehmende Tendenz des CaO zeigt (Abb. 5.3 C), was durch Fraktionierung von Ca-haltigen Pyroxenkristallen erklärt werden kann (Abb. 5.8; Kap. 5.2.2). Die ermittelten Strukturformeln der Olivine weisen außerdem auf die Substitution von Ca bei Olivinen hin (Kap. 5.2.2).

Die Daten im Diagramm MgO-Cr (Abb. 5.6 A) lassen mit abnehmendem MgO-Gehalt eine abnehmende Tendenz der Cr-Werte vermuten, was auf die Substitution von Cr bei Pyroxenen und untergeordnet auch bei Olivinen zurückzuführen ist (Kap. 5.2.2).

Im Diagramm Fe_2O_3 - TiO_2 können bei den Proben der 4. Eruptionsphase Gehalte von 11,41 bis 12,5 Gew. % Fe_2O_3 und 2,74 bis 3,2 Gew. % TiO_2 beobachtet werden, wobei mit abnehmendem Fe_2O_3 - auch eine Abnahme des TiO_2 -Gehaltes festgestellt werden kann (Abb. 4.5). Abnehmende Fe-Gehalte können auch hier auf die Fraktionierung von Pyroxen- und untergeordnet auf die Fraktionierung von Olivinkristallen zurückgeführt werden. Die abnehmenden

Ti-Gehalte spiegeln die Substitution von Ti bei Pyroxenen und untergeordnet auch bei Olivinen wider (Kap. 5.2.2).

Diese Interpretationen führen zu der Annahme, dass eine geringfügige Magmenentwicklung zu einer vertikalen Zonierung des Magmenkörpers geführt hat, an dessen Basis sich früh gebildete Olivinkristalle durch gravitative Separation (Kap. 1.4; Abb. 1.7 B) angereichert haben. Infolgedessen kam es offenbar aufgrund der veränderten Schmelzzusammensetzung in höheren Bereichen der Magmenkammer zur Fraktionierung von Ca-reichen Pyroxenen (Abb. 5.8; Kap.5.2.2). Ein solcher Sachverhalt könnte die Erklärung für das zunehmende Ol/Pyx-Verhältnis von der Basis zum Top der Tephreneinheiten der 4. Eruptionsphase sein.

6. Zusammenfassung und Diskussion

Der Rodderberb-Vulkankomplex repräsentiert einen typischen kontinentalen Intraplatten-vulkanismus, der mit dem Aufstieg eines Mantel-Plumes in Verbindung gebracht werden kann (Kap. 1.4; Abb. 1.3 A). Die Dünnschliffanalysen der Proben aus den verschiedenen Einheiten und die lithologischen Befunde liefern Hinweise auf fünf Eruptionsphasen und ermöglichten eine Korrelation der Einheiten (Kap. 4.5; Abb. 4.35).

Die 1. Eruptionsphase erfolgte durch den Kontakt von Magma mit Grundwasser in Form einer phreatomagmatischen Eruption (Abb. 4.36) im Zentrum des Untersuchungsgebietes und hinterließ einen Sprengtrichter von ca. 800 m Durchmesser und mind. 75 m Tiefe (Blanchard, 2002). Die dabei geförderten basaltischen Tephren (Abb. 5.1) enthalten Olivin- und Pyroxen-einsprenglinge mit einem Ol/Pyx-Verhältnis von 0,33 bis 0,4 (Abb. 4.34) und zeichnen sich durch einen hohen Xenolithanteil und eine schlechte Sortierung aus (Kap. 4.5). Die Ablagerungen sind heute noch in der Nordgrube, am Nordkegel und am Ostwall aufgeschlossen (Abb. 4.35).

Zur Ermittlung der geochemischen Daten wurden die Mittelwerte der Glasanalysen (Anhang, Tabelle 3a) zusammen mit den RFA-Daten der Hauptelemente in Diagrammen dargestellt (Abb. 5.3). Die häufig stark von den RFA-Werten abweichenden Werte der Glasanalysen resultieren aus unterschiedlichen Zusammensetzungen der Gläser (= Schmelze) und des Gesamtgesteins (= Schmelze + Kristalle). Dabei können niedrige MgO- und CaO-Gehalte der Gläser auf die Fraktionierung von Pyroxen- und Olivinkristallen zurückgeführt werden (Kap. 5.3). Die inhomogene Verteilung von Mikrokristallen und Kristallkeimen in der Schmelze und die Resorption von Kristallen könnte die Erklärung für schwankende Gehalte bestimmter Elemente der Gläser sein (Kap. 5.3; Abb. 5.3; Abb. 5.4). Höhere Al_2O_3 -Werte der Gläser im Vergleich zum RFA-Wert (Abb. 5.3 B) belegen, dass zum Zeitpunkt der Eruption keine Fraktionierung Al-reicher Mineralphasen (z.B. Feldspäte) stattgefunden hat (Kap. 5.3).

Während der 2. Eruptionsphase (strombolianisch) wurden in der Nordgrube schwarze Schlacken gefördert (Kap. 4.5; Abb. 4.37). Hinweise für die Interpretation eines proximalen Eruptionszentrums liefern die mittlere Korngröße der verschweißten Schlacken und das Auftreten von Schwefelkristallen auf den Klastenoberflächen. Die Schlacken enthalten Olivin- und

Pyroxeneinsprenglinge mit einem Verhältnis von 0,25 (Abb. 4.34) und wurden als Basanite klassifiziert (Abb. 5.1).

Nach der Eruption intrudierte in die Schlacken ein Gang mit basanitisch bis nephelinitischer Zusammensetzung (Abb. 5.1; Wilckens, 1927; Frechen, 1971; Braun, 1974). Der abgeschreckte Rand (chilled margin; Abb. 4.8) deutet auf eine posteruptive Intrusion hin (Kap. 4.5). Aufgrund des ähnlichen Ol/Pyx-Verhältnisses (Abb. 4.34) und ähnlichen Chemismus (Abb. 5.1) kann davon ausgegangen werden, dass die Intrusion kurz nach der Ablagerung der Schlacken erfolgte (Kap. 4.5).

Im Zuge der 3. Eruptionsphase (strombolianisch) wurden am Nordkegel Schlacken mit basaltisch bis basanitischer Zusammensetzung (Abb. 5.1) gefördert (Kap. 4.5; Abb. 4.38). Die Ablagerungen sind am Nordkegel (proximal) und in der Nordgrube (medial) verbreitet (Abb. 4.34; Abb. 4.35). Die schlecht sortierten und relativ xenolithreichen Ablagerungen einer Einheit in der Nordgrube wurden als base-surge-Ablagerungen interpretiert. Vermutlich wurde durch erneuten Wasserzutritt am Ende der 3. Eruptionsphase ein phreatomagmatische Phase eingeschaltet (Kap. 4.5; Abb. 4.35).

Ähnliche Einsprenglingsvergesellschaftungen (Abb. 4.34) der juvenilen Bestandteile der 2. und 3. Eruptionsphase und der ähnliche Chemismus der Tephren (Abb. 5.1) deuten darauf hin, dass die 3. Eruptionsphase in einem relativ geringen Zeitabstand, ohne dass eine Magmenentwicklung stattfinden konnte, nach der 2. Eruptionsphase erfolgte.

Das Eruptionszentrum der 4. Phase wurde auf den zentralen Maarkrater eingegrenzt. Die Eruption wurde vermutlich durch eine phreatomagmatische Initialphase eingeleitet (Kap. 4.5). Die darauf folgenden strombolianischen Fallablagerungen sind in der Nordgrube (distal), am Südwand (medial) und in der Feldgrube (distal) verbreitet (Abb. 4.35) und weisen eine basaltisch bis basanitische Zusammensetzung auf (Abb. 5.1).

Die petrographischen Daten der 4. Eruptionsphase deuten auf einen geringfügigen Trend von den basalen strombolianischen Einheiten bis zum Top hin (Abb. 4.34). Dabei nehmen die Größe der Einsprenglinge und das Ol/Pyx-Verhältnis von der Basis zum Top zu. Dieser Trend manifestiert sich, wenn auch nur ansatzweise in den geochemischen Variationsdiagrammen (Abb. 5.3 C, 5.4, 5.6 A). Abnehmende Tendenzen der CaO-, Fe₂O₃ und MgO-Gehalte können auf die Fraktionierung von Ca-haltigen Pyroxenkristallen und untergeordnet auf die Substitution von Ca bei Olivinkristallen zurückgeführt werden (Kap. 5.3). Abnehmende Ten-

denzen der Cr- und TiO₂-Gehalte können durch Substitution von Cr, bzw. Ti, bei Pyroxenen und untergeordnet auch bei Olivinen (Kap. 5.2.2) erklärt werden.

Diese Beobachtungen liefern Hinweise für die Interpretation einer geringfügigen räumlichen Magmenentwicklung, die zu einer vertikalen Zonierung des Magmakörpers geführt hat, an dessen Basis sich früh gebildete Olivinkristalle durch gravitative Separation (Kap. 1.4; Abb. 1.7 B) angereichert haben. Infolge einer daraus resultierenden veränderten Schmelzzusammensetzung kam es in höheren Bereichen der Magmenkammer zur Fraktionierung Ca-reicher Pyroxene (Kap. 5.2.2). Ein solcher Sachverhalt könnte die Erklärung für das zunehmende Ol/Pyx-Verhältnis von der Basis zum Top der Tephreneinheiten der 4. Eruptionsphase sein (Abb. 4.34).

Die am Ende der 4. Eruptionsphase geförderten Fallablagerungen befinden sich vermutlich im Initialstadium einer Palagonitisierung und einer damit verbundenen Hydratation (Kap. 5.3)

Während der 5. Eruptionsphase (strombolianisch) kam es am Südwall zur Eruption von Schlacken basanitischer Zusammensetzung (Abb. 5.1). Die Interpretation eines proximalen Eruptionszentrums stützt sich in erster Linie auf ihr lithologisches Erscheinungsbild. Die Ablagerungen sind ausschließlich am Südwall aufgeschlossen und bilden das Top des Aufschlussprofils (Kap. 4.5). Aufgrund des ähnlichen Chemismus und Ol/Pyx-Verhältnisses (Abb. 3.34) wird keine zeitlich Magmenentwicklung zwischen der 4. und 5. Eruptionsphase angenommen.

Kombinationen aus phreatomagmatischen und magmatischen Prozesse, wie sie am Rodderberg beobachtet wurden, prägen das Gesamtbild vieler Schlackenkegelkomplexe (Vespermann & Schmincke, 2000), wie z.B. das des Rothenberg-Komplexes in der Osteifel, der kurz nach der Eruption des Wehrer Kessels (215 Ka; Bogaard & Schmincke) entstanden ist. Die Magmen weisen eine ähnliche geochemische Zusammensetzung wie die des Rodderbergs auf und zeigen eine Entwicklung von tephritisch nach basanitisch (Schmincke, 1977). Das Erscheinungsbild des Rothenberg-Komplexes ist durch sechs benachbarte Schlotte geprägt, die sich, ähnlich wie die Rodderberg-Eruptionszentren, auf einer NNE-SSW ausgerichteten Spalte befinden. Der Vulkanismus des Rothenbergs ist durch phreatomagmatische und strombolianische Phasen gekennzeichnet, die abwechselnd aufeinander folgten (Houghton & Schmincke, 1990). Dabei wurden zwei Schlackenkegel im Norden und Süden des Gebietes geschaffen (Schmincke, 1977; Karakuzo, 1982).

Die von Blanchard (2002) und Richter (1942) postulierte Eruptionspause zwischen der 1. und den folgenden Eruptionsphasen von 300 Ka stützt sich vorwiegend auf stratigraphische Gegebenheiten. Richter (1942) konnte bei damals wesentlich besseren Aufschlussverhältnissen eine konkordante Lagerung der Maarablagerungen auf der kaum erodierten jüngeren Hauptterrasse (j HT) beobachten. Die Basis der jüngeren pyroklastischen Ablagerungen reicht dagegen nach Richter (1942) stellenweise unter das Niveau der j HT, was dafür spricht, dass die folgende Eruption erst nach der vollständigen Erosion der j HT erfolgte. Diese Überlegungen sind aufgrund der heutigen Aufschlussituation nicht mehr eindeutig nachzuvollziehen. Die geochemischen Daten belegen nur eine geringfügige Differenzierung, was gegen eine langlebige Magmenkammer spricht. Alle Ablagerungen wurden offensichtlich aus einer mehr oder weniger kontinuierlichen Eruption gefördert.

Das Thermolumineszenzalter der Tephren der 4. Eruptionsphase (rund 250 Ka; Blanchard, 2002) beschreibt womöglich das Alter des gesamten Rodderberg-Vulkanismus. Aufgrund dessen sollte die Entstehungszeit des Rodderberg-Vulkankomplexes passender in die Wehrphase des Osteifel-Vulkanismus (Kap. 1.4; Abb. 1.8, 1.9) eingeordnet werden. Diese Inter-

in der Osteifel, die nach der Eruption des Wehrer Vulkans (215 Ka) entstanden. Vermutlich wurde der Rodderberg-Vulkanismus von der gleichen Magmenquelle gespeist, indem aufsteigende Schmelze nach Norden migriert ist und währenddessen geringfügig differenziert ist. Isotopenuntersuchungen der $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Verhältnisse könnten die Interpretation einer gemeinsamen Magmenquelle des Osteifel-Vulkanfeldes und des Rodderberg-Komplexes stützen bzw. widerlegen.

Um das Alter der Maarphase mit Sicherheit bestimmen zu können, wären Datierungen der Maarphase notwendig. Von der Arbeitsgruppe Prof. Zöller wird zur Zeit in Bayreuth ein Forschungsprojekt vorbereitet, in dessen Rahmen TL-Datierungen an Maarphasen durchgeführt werden sollen. Die Ablagerungen des Ulmener Maars und Pulvermaars wurden im Herbst 2004 versuchsweise mit der Thermolumineszenz-Methode datiert. Dabei wurden überraschend ähnliche Ergebnisse (Ulmener Maar ca. 10 Ka, Pulvermaar ca. 20 Ka) ermittelt, wie auch durch $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdattierungen (Bogaard & Schmincke, 1989) erzielt wurden (Blanchard mündl. Mitteilung, 2005).

Literaturverzeichnis

- Ahnert, F. (1996): Einführung in die Geomorphologie. Eugen Ulmer Verlag. Stuttgart.
- Asimow, P. D. (2000): Melting the mantle. In: Sigurdsson, H. (Hrsg): Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press: S. 55-68.
- Bardintzeff, J. M. (1999): Vulkanologie. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart.
- Bartels, G. & Hard, G. (1973): Rodderbergtuff im Rheinischen Quartärprofil. Zur zeitlichen Stellung des Rodderberg-Vulkanismus. Catena. Bd 1: S. 31-56.
- Berg, G. & Burre, O. (1995): Erläuterungen zur Geologische Karte 1:25000, Blatt 5309 Königswinter. Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen. Krefeld.
- Bibus, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten D. Bd. 1. Frankfurt.
- Bogaard, P. v. d; Hall, C. M; Schmincke, H.-U; York, D. (1989): Precise single-grain $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a cold to warm climate transition in Central Europe. Nature. Bd. 342: S. 523-525.
- Bogaard, P. v. d. & Schmincke, H.-U. (1990): Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. Deuqua-Führer 1. W. Schirmer. Hannover.
- Braun, F. J. (1974): Der Rodderberg bei Bonn – ein erloschener Vulkan – eine Fundgrube für Geologen. Niederrhein. Bd. 41: S. 54-60.
- Brüggemann, H; Grafarend, E; Kiehl, J; Schares, N. (1973): Gravimetrische und magnetische Analyse der Anomalie des Rodderbergs bei Bonn. Mitteilungen aus dem Institut für Theoretische Geodäsie der Universität Bonn. Bd. 24. Bonn.
- Buck, W. R. (1986): Small scale convection induced by passive rifting: the cause for uplift of rift shoulders. Earth Planet Sci. Lett. Bd. 77: S. 362-372.
- Büchel, G. & Lorenz, V. (1982): Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. Bd. 163: S. 1-22.
- Burre, O. (1933): Beiträge zur Kenntnis des Quartärs im Rheintale in Höhe des Siebengebirges. Jahrbuch der Preußischen geologischen Landesanstalt. Bd. 53: S. 247-260.
- Burre, O. (1995). Erläuterungen zu Blatt 5309 Königswinter. Krefeld, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen. Krefeld.
- Cas, R. A. F. & J. V. Wright (1987): Volcanic Successions – Modern and Ancient. Allen & Unwin. London, Boston, Sydney.

- Cashman, K.V; Sturtevant, B; Papale, P; Navon, O. (2000): Magmatic Fragmentation. In: Sigurdsson, H. (Hrsg): Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press: S. 421-430.
- Cox, K.G; Bell, J.D; Pankhurst, R.J. (1989): The Interpretation of Igneous Rocks. 6. Auflage. Allen & Unwin Hyman. London.
- Crovisier, J. L; Honnorez, J; Fritz, B; Petit, J.Z. (1992) : Dissolution of subglacial volcanic glasses from Iceland –laboratory study and modelling. Appl Geochem Suppl: S. 55-81.
- Dechen, H. v. (1861): Geologischer Führer in das Siebengebirge am Rhein. Bonn.
- Deer, W.A; Howie, R.A; Zussman, J. (1993): Rock forming minerals – An introduction (2. edition). Logman Scientific & Technical. John Wiley & Sons. New York.
- Drief, A. & Schiffman, P. (2004): Very low-temperature alteration of sideromelane in hyaloclastites and hyalotuffs from Kilauea and Mauna Kea volcanoes; implications for the mechanism of palagonite formation. Clay Minerals Soc. Bd. 52: S622-634.
- Duda, A. & Schmincke, H. U. (1985): Polybaric evolution of alkali basalts from the West Eifel: Evidence from green-core clinopyroxenes. Contrib. Mineral Petrol. Bd. 91: S. 340-353.
- Duncan, R.A; Petersen, N; Hargraves, H.B. (1972): Mantel Plumes, movement of the European plate and polar wandering. Nature. Bd. 239: S. 82-86.
- Faupl, P. (2003): Historische Geologie. Facultas Verlags- und Buchhandels AG. 2. Auflage. Wien, Stuttgart.
- Frechen, J. (1976): Siebengebirge am Rhein, Laacher Vulkangebiet und Maargebiet der Westeifel. Sammlung geologischer Führer. 3. Auflage. Bd. 56. Stuttgart.
- Furnes, H. (1978): Element mobility during palagonitization of a subglacial hyaloclastite in Iceland. Chem. Geol. Bd. 22: S. 249-264.
- Geologisches Landesamt NRW (1995): Geologische Karte 1:25000, Blatt 5309 Königswinter. Mit Erläuterungen.
- Geologisches Landesamt NRW (1988): Geologie am Niederrhein (4. Auflage). In: Grabert, H. (1998): Abriß der Geologie von Nordrhein-Westfalen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller). Stuttgart.
- Grabert, H. (1998): Abriß der Geologie von Nordrhein-Westfalen. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele u. Obermiller). Stuttgart.
- Hambach, U. (2001): Bericht zur gesteinsmagnetisch/sedimentologischen Bearbeitung des Kernmaterials der Forschungsbohrung Rodderberg (55 m Kern). Bericht an das GLA NRW, unveröf.
- Hennigsen, D., Katzung, G. (1998): Geologie von Deutschland. 5. Auflage. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart.

Houghton, B.F.; Wilson, C.J.N; Pyle, D.M. (2000): Pyroclastic Fall Deposits. In: Sigurdsson, H. (Hrsg): Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press: S. 555-570.

Houghton, B.F. & Schmincke, H.U. (1989): Rothenberg scoria cone, East Eifel: a complex Strombolian and phreatomagmatic volcano. Bulletin of Volcanology. Springer Verlag. Bd. 52: S. 28-48.

Illies, J. H. (1981): Mechanism of graben formation. Tectonophysics. Bd. 73: S. 249-266.

Iyer, S. D. (1999): Alteration of basaltic glasses from the central Indian Ocean. J. Geo. Soc. Of India. Bd. 54: S. 609-620.

Jeanloz, R. (2000): Mantle of the earth. In: Sigurdsson, H. (Hrsg): Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press: S. 41-54.

Jungbluth, F.A. (1916): Die Terrassen des Rheins von Andernach nach Bonn. Mitteilungen der Naturhistorischen Vereinigung der Preußischen Rheinlande und Westfalens. Bd. 73: S. 1-103.

Karakuzo, F. (1982): Aufbau und Entstehung der spätquartären Vulkane Rothenberg und Dachsbusch in der Osteifel. Diplomarbeit, Institut für Mineralogie, Ruhr Universität, Bochum.

Klein C. & Hurlbut, C.S.Jr. (1993): Manual of Mineralogy (after J.D. Dana) (21st edition). John Wiley & Sons, Inc.

Klostermann, J. (1995): Nordrhein-Westfalen. In: Benda, L. (1995): Das Quartär Deutschlands. Gebrüder Borntraeger: S. 59-94. Berlin, Stuttgart.

Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen (2002): TK50 Rhein-Sieg-Kreis.

Laspeyres, H. (1901): Das Siebengebirge am Rhein. Bonn.

Lippolt, H.J. (1983): Distribution fo volcanic activity in space and time. In: Fuchs, K. et al. Plateau Uplift - The Rinish Shield - A Case History. Springer Verlag. Berlin, Heidelberg.

Lorenz, V. (1988): Maare und Schlackenkegel der Westeifel. Vulkanismus. Naturgewalt, Klimafaktor und kosmische Formkraft. Spektrum-der-Wissenschaft-Verlagsgesellschaft: S. 116-127.

Lyell, C. (1833/39): Principles of Geology III/IV. London

Mason, B. & Moore, C.B. (1985): Grundzüge der Geochemie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

Matthes, S. (1996): Mineralogie. Eine Einführung in die spezielle Mineralogie und Petrologie und Lagerstättenkunde. Springer. Berlin, Heidleberg.

Mertes, H. & Schmincke, H.U. (1983): Age distribution of volcanoes in the Westeifel. N.Jb. Geol. Paläont. Abh. 166: S. 260-283.

McKenzie, D. P. (1978): Some remarks on the development of sedimentary basins. Earth Planet. Sci. Lett. Bd. 40: S. 25-32.

Meurig, P.J. (1997): Methoden der Mineralogie. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart.

Meyer, W (1986): Die Geologie der Eifel. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.

Morimoto, N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. Min. Mag. Bd. 52: S. 535-550.

Morrissey, M; Zimanowski, B; Wohletz, K; Buettner, R. (2000): Phreatomagmatic Fragmentation. In: Sigurdsson, H. (Hrsg): Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press: S. 683-694.

Murawski, H. (1992): Geologisches Wörterbuch. Ferdinand Enke Verlag. Stuttgart.

Nose, C.W. (1789): Orographische Briefe über das Siebengebirge und die benachbarten zum Theil vulkanischen Gegenden beider Ufer des Niederrheins. Frankfurt/M.

Paulick, H. (1993): Geochemisch-petrologische Untersuchungen zur Magmengenese trachytischer Fallablagerungen (Meidob Vulkangebiet, Darfur, Sudan). Diplomarbeit. Institut für Angewandte Geophysik der Technischen Universität Berlin. Berlin.

Perfit, M.R. & Davidson, J.P. (2000): Plate Tectonics and volcanism. In: Sigurdsson, H. (Hrsg): Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press: S. 89-113.

Pohl, I. (1968): Das Drachenfelder Ländchen. Topographischer Atlas Nordrhein-Westfalen. LVA: S. 158-159.

Pohling, H. (1887): Über einige geologische Aufschlüsse bei Bonn. Zeitschr. der dt. geol. Ges. Bd. 39: S. 811-819.

Pouchou, J. L. & Pichoir, F. (1984) : A new model for quantitative x-ray microanalysis, part I : Application to the analysis of homogenous samples. Res. Aerosp. Bd. 3: S. 167-192.

Press, F. & Siever, R. (1995): Allgemeine Geologie. Spektrum Akademischer Verlag. Heidelberg.

Remy, H. (1960): Die zeitliche Stellung der Rodderbergtuffe im Rheinischen Löss. Decheniana. Bd. 112: S. 271-278.

Richter, M. (1942): Geologie des Rodderbergs südlich von Bonn. Decheniana. Bd. 101: S. 1-24.

Scarth, A. (1994): Volcanoes. UCL Press. London.

- Schirmer, W. (1994): Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. Dequa-Führer 1. Hannover.
- Schmincke, H.-U. (1977): Eifelvulkanismus östlich des Gebietes Rieden-Mayen. Fortschr. Mineral. Bd. 55: S.1-31.
- Schmincke, H.-U; Boogard, P.v.d; Freundt, A. (1990): Quaternary Eifel Volcanism. International Volcanological Congress. Mainz.
- Schmincke et al. (1999): Evolution and Environmental Impacts of the Eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12900 a BP. Quaternary International 61.
- Schmincke, H.-U. (2000): Vulkanismus. 2. Auflage. Wissenschaftliche Buchgesellschaft. Darmstadt.
- Sengor, A. H. C. & Burke, K. (1978): Relative timing of rifting and volcanism in earth and its tectonic implications. Geophys. Res. Lett. Bd. 5: S. 419-421.
- Sparks, R. S. J. (1978): The dynamics of bubble formation and growth in magmas. A review and analysis. J. Volcanol. Geotherm. Bd. 3: S. 1-37.
- Spohn, T. & Schubert, G. (1982): Convective thinning of the lithosphere: a mechanism for the initiation fo continental rifting. J. Geophys. Res. Bd. 87: S. 469-481.
- Steinmann, G. (1906/07): Über das Diluvium am Rodderberge. Sitzungsbericht der Naturhistorischen Vereinigung der Preußischen Rheinlande und Westfalens: S. 21-23.
- Stroncik, N. A. & Schmincke, H.-U. (2001): Evolution of palagonite; crystallization, chemical changes and element budget. Geochemistry, Geophysics, Geosystems – G3. Bd.2.
- Stroncik, N. A. & Schmincke, H.-U. (2002): Palagonite –A review. Geologische Rundschau. Springer Verlag. Bd. 91: S. 680-697.
- Terry, R. D. & Chilingar, G. V. (1955): Summary of “Concerning some additional aids in studying sedimentary formations”, by M. S. Shvetsov. J. Sedim. Petrol. Bd. (25) 3: S. 229-234.
- Thome, C. (1835): Der vulkanische Rodderberg bei Bonn. Geognostische Beschreibung seines Kraters und seiner Umgebung. Bonn.
- Tröger (1982): Optische Bestimmung gesteinsbildender Minerale. Teil 1: Bestimmungstabellen. 5. neubearbeitete Auflage von: Bambauer, Taborszky und Trochim. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.
- Vergnolle, S. & M. Mangan (2000): Hawaiian and Strombolian Eruptions. In: Sigurdsson, H. (Hrsg): Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press: S. 447-461.
- Vespermann, D. & H.-U. Schmincke (2000): Scoria Cones and Tuff Rings. In: Sigurdsson, H. (Hrsg): Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press: S. 683-694.

Viereck, L.G. & Bogaard, P.v.d. (1986): Magma- und Wärmeinhalt der Magmenkammern des Laacher See und des Rieden Vulkans. Bundesministerium für Forschung und Technologie. Forschungsbericht T 86-174: S. 1-98.

Viereck, L.G. (1984): Geologische und petrologische Entwicklung des pleistozänen Vulkankomplexes Rieden, Ost-Eifel. Bochumer geol. geotechn. Arb. Bd. 17: S. 1-337

Vieten, K. (2001): Vulkanismus im Tertiär und Quartär. Koenigswald, W. v., Meyer, W.: Erdgeschichte im Rheinland. Verlag Dr. Friedrich Pfeil. München

Walter, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa., E.Schweizbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller). Stuttgart.

Wallace, P. & Anderson, A. T. (2000): Volatiles in Magmas. In: Sigurdsson, H. (Hrsg): Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press: S. 149-170.

Wilckens, O. (1927): Geologie der Umgebung von Bonn. Berlin.

Wilson, M. (1989): Igneous Petrogenesis – A Global Tectonic Approach. 2. Auflage. Harper Collins Academic. London.

Wörner, G; Zindler, A; Staudigel, H; Schmincke H. U. (1986): The source of continental basalts. Earth Planet Sci. Lett. Bd. 79: S. 107-119.

Tabelle 1: Petrographische Übersicht

- Seite 1 -

Einheit	Schliffnr.	Probe	Eruptionsphase	Probenmaterialbeschreibung	Beschreibung des Schliffgefüges	Xenolithe (Vol%)	juvenile Komp.(Vol%)		Schlacke/Glas					Dense Rock Equivalent (DRE)			Ol/Pyx-Verhältnis	Anmerkungen	
							Asche	Schlacke /Glas	Grundmasse (Vol%)	Beschreibung der Grundmasse	Blasen (Vol%)	ES (Vol%)		Grundmasse (Vol%)	ES (Vol%)				Größe der ES Durchschnitt (mm)
												Olivin	Klino-pyroxen		Olivin	Klino-pyroxen			
Profil I-Nordgrube																			
I-1-b-Basis	22	R04	1	beige verfestigte Asche an der Basis von Einheit I-2-b	heterogen, matrixgestützt	10	67	23	98	schwarz, glasig, keine Einzelbestandteile zu erkennen	0	1	1	98	1	1	0,09	0,40	Probe enthält einen Plagioklas-Einsprengling
I-1-b	23	R05	1	beige kompakte Asche mit Schlacken und Kieselbruchstücken	heterogen, matrixgestützt	10	70	20	83	rötlichbraune glasige bis feinkristalline Gm, enthält Cpx und Erzminerale	10	2	5	92	2	6	0,10	0,40	Xenolithe= Kieselbruchstücke; Matrix enthält Asche, Glassplitter und Qz-Einkristalle
I-1-c	17	R3V004	2	schwarze Schlacke in unmittelbarer Umgebung des Ganges	homogen porös-porphyrisch	0	0	100	35	schwarze feinkristalline bis glasige Gm; enthält Cpx und Erzminerale	50	3	12	70	6	24	0,22	0,25	
I-1-c dyke	21	DER0D1	2	kompaktes dunkelgraue Schlacke mit porphyrischem Gefüge	homogen, porös-porphyrisch	0	0	100	60	grün-braune feinkristalline Gm mit Erzmineralen, Cpx, Ol	10	5	25	67	6	28	0,48	0,20	
I-2-d	18	R06	3	rötliche Schlacke mit porösem porphyrischem Gefüge	homogen, porös-porphyrisch	2	0	98	25	dunkelbraune bis schwarze feinkristalline bis glasige Gm mit Erzmineralen, Cpx	50	5	20	50	10	40	0,33	0,25	Xenolithe=Kiesel-, Siltsteinbruchstücke
I-2-e	11 und 16	R07	3	verfestigte braune Asche mit Schlacke, Kiesel- und Schieferbruchstücken	heterogen; porös; klastengestützt, Asche in Zwischenräumen	15	30	55	40	hell- bis dunkelbraune, feinkristalline bis glasige Gm mit Erzmineralen, Cpx, Ol	25	7	28	54	9	37	0,24	0,25	Xenolithe=Kiesel-, Siltsteinbruchstücke, Quarzeinkristalle
I-2-g	20	R10	4	schwarze Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	1	0	99	28	feinkristalline bis glasige, braune bis dunkelbraune Gm mit Cpx und Erzmineralen	50	7	15	56	14	30	0,36	0,47	Xenolithe= Siltsteinbruchstücke
I-2-g	10	R08	4	dunkelgraue Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	1	0	99	30	beige-braune Gm mit Erzmineralen, Cpx, Ol	50	5	15	60	10	30	0,24	0,33	Xenolithe= Kieselbruchstücke, Größe des Qz-Xenolithen = 3,00 mm
I-2-h	13	R09	4	graue Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	0	0	100	18	braune, feinkristalline Gm mit Cpx, Erzmineralen	70	5	7	60	17	23	0,40	0,71	
I-3-j	9	R18	4	graue-schwarze Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	5	0	95	62	rotbraun-schwarze, feinkristalline bis glasige Gm mit Cpx, Erzmineralen	15	10	13	73	12	15	0,70	0,77	Xenolithe= Kieselbruchstücke

Tabelle 1: Petrographische Übersicht

- Seite 2-

Einheit	Schliffnr.	Probe	Eruptionsphase	Probenmaterialbeschreibung	Beschreibung des Schliffgefüges	Xenolithe (Vol%)	juvenile Komp.(Vol%)		Schlacke/Glas					Dense Rock Equivalent (DER)			Ol/Pyx-Verhältnis	Anmerkungen	
							Asche	Schlacke /Glas	Grundmasse (Vol%)	Beschreibung der Grundmasse	Blasen (Vol%)	ES (Vol%)		Grundmasse (Vol%)	ES (Vol%)				Größe der ES Durchschnitt (mm)
												Olivin	Klinopyroxen		Olivin	Klinopyroxen			
Profil II-Nordkegel																			
II-b	8	R02	1	graue Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	5	0	95	37	braune, feinkristalline Gm mit Cpx, Erzmineralen	50	3	10	74	6	20	0,16	0,30	Xenolithe=Qz-Einkristalle, Kieselbruchstücke
II-b	3	R03	1	verfestigte braune Asche mit Schlacke und Xenolithen	heterogen, klastengestützt, porös, Asche in Zwischenräumen	30	35	35	65	feinkristalline bis glasige, rotbraune bis schwarze Gm mit Cpx, Ol, Erzmineralen	15	5	15	76	6	18	0,12	0,33	Xenolithe=Kiesel-, Siltsteinbruchstücke, sind z.T. in Schlacke eingeschlossen;
II-b	1	R20	1	verfestigte Asche mit Schlacke und Xenolithen	heterogen, klastengestützt, porös, Asche in Zwischenräumen	30	40	30	65	feinkristalline bis glasige, beige-schwarze, Gm mit Erzmineralen und Cpx	15	5	15	76	6	18	0,10	0,33	Xenolithe=Quarz-Einkristalle, Kiesel-, Siltsteinbruchstücke
II-d	5	R01	3	graue Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	3	0	97	25	dunkelbraune feinkristalline bis glasige Gm mit Cpx und Erzmineralen	50	5	20	50	10	40	0,35	0,25	
Ostwall	2	R19 (Ostwall)	1	braune leicht verfestigte Asche mit Schlacke, Kiesel- und Schieferbruchstücken	heterogen, klastengestützt, porös, Asche in Zwischenräumen	25	40	35	43	dunkelbraune bis schwarze feinkristalline bis glasige Gm mit Erzmineralen, Cpx,	40	4	13	71	7	22	0,24	0,31	Xenolithe=Quarz-Einkristalle, Kiesel-, Siltsteinbruchstücke
Profil III-Feldgrube																			
III-c	24	R2V001	4	beige verfestigte Asche	heterogen, matrixgestützt, porös	30	50	20	81	dunkelbraune bis schwarze, feinkristalline bis glasige Gm mit Erzmineralen, Cpx, Ol	5	4	10	85	4	11	0,10	0,40	Xenolithe=Qz-Einkristalle, Kiesel-, Siltsteinbruchstücke;
III-e	15	R13	4	dunkelgraue Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	0	0	100	45	dunkelbraune, feinkristalline Gm mit Erzphasen, Cpx, Ol	30	7	18	64	10	26	0,40	0,39	
III-h	6	R14	4	statistische Probe von dunkelgrauer Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	5	0	95	20	hellbraune feinkristalline Gm mit Cpx, Ol, Erzminerale	70	4	6	67	13	20	0,38	0,67	Schlacke
									40	dunkelbraune feinkristalline bis glasige Gm mit Cpx, Ol und Erzmineralen	50	2	8	80	4	16	0,38	0,25	vulkanischer Xenolith; Luftblasen sind mit Kalzit gefüllt.
III-h	12	R16	4	graue Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	0	0	100	38	schwarze feinkristalline bis glasige Gm mit Cpx, Ol und Erzminerale	50	3	9	76	6	18	0,43	0,33	Probe stammt von einer Bombe
III-h	27	R2V002	4	graue Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	0	0	100	55	graue, feinkristalline bis glasige Gm mit Cpx, Ol, Erzmineralen	20	5	20	69	6	25	0,30	0,25	Probe stammt von einer Bombe; Blasen sind z.T. mit Kalzit gefüllt

Tabelle 1: Petrographische Übersicht

- Seite 3-

Einheit	Schliffnr.	Probe	Eruptionsphase	Probenmaterialbeschreibung	Beschreibung des Schliffgefüges	Xenolithe (Vol%)	juvenile Komp.(Vol%)		Schlacke/Glas					Dense Rock Equivalent (DER)			Ol/Pyx-Verhältnis	Anmerkungen	
							Asche	Schlacke /Glas	Grundmasse (Vol%)	Beschreibung der Grundmasse	Blasen (Vol%)	ES (Vol%)		Grundmasse (Vol%)	ES (Vol%)				Größe der ES Durchschnitt (mm)
												Olivin	Klinopyroxen		Olivin	Klinopyroxen			
III-i	7	R15	4	dunkelgraue Schlacke	heterogen, porös-porphyrisch	5	0	95	36	dunkelbraune feinkristalline bis schwarze glasige Gm mit Cpx, Erzmineralen, Ol	50	6	8	72	12	16	0,42	0,75	Xenolith=Vulkangestein mit porösem Gefüge; enthält Xenolithe in Form von Quarz-Einkristallen, Kieselbruchstücken;
III-j	31	F1	4	graue Lapilli und beige Asche, leicht verfestigt	heterogen, matrixgestützt	5	50	45	61	rötlich- bis dunkelbraune feinkristalline bis glasige Gm; enthält Cpx und Erzminerale	15	10	14	72	12	16	0,40	0,74	Xenolithe= Kiesel-, Siltsteinbruchstücke, Quarzeinkristalle
III-j	26	R 17	4	graue Lapilli und beige Asche, leicht verfestigt	heterogen, matrixgestützt	10	60	30	55	rötlich- bis dunkelbraune feinkristalline bis glasige Gm; enthält Cpx und Erzminerale	15	14	16	65	16	19	0,86	0,85	Xenolithe= Kiesel-, Siltsteinbruchstücke, Quarzeinkristalle
III-j	4	<u>R2V004</u>	4	graue Lapilli und beige Asche, leicht verfestigt	heterogen, matrixgestützt	10	60	30	56	rotbraune bis schwarze feinkristalline bis glasige Gm; enthält Cpx und Erzminerale	20	10	14	69	13	18	0,80	0,71	Xenolithe = Quarzeinkristalle, Kiesel-, seltener Siltsteinbruchstücke
Profil IV-Südwall																			
IV-a	28	S1	4	dunkelgraue Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	1	0	99	24	dunkelbraune feinkristalline bis glasige Gm; enthält Cpx und Erzminerale	60	4	12	60	10	30	0,30	0,33	Xenolith=Kieselbruchstück
IV-a	29	S2	4	dunkelgraue Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	1	0	99	18	braune feinkristalline bis glasige Gm; enthält Cpx und Erzminerale	70	4	8	60	13	27	0,28	0,50	Xenolith=Kieselbruchstück
IV-b	14	R12	4	dunkelgraue Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	1	0	99	27	dunkelbraune bis schwarze feinkristalline bis glasige Gm; enthält Cpx und Erzminerale	60	5	8	67	13	20	0,28	0,63	Xenolith=Kieselbruchstück
IV-e	30	S3	5	dunkelgraue Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	1	0	99	42	dunkelbraune bis schwarze feinkristalline bis glasige Gm; enthält Cpx, Ol und Erzminerale	30	12	16	60	17	23	0,70	0,75	Xenolithe=Kieselbruchstück, Qz-Einkristalle
IV-f	19	R11	5	rötliche Schlacke	homogen, porös-porphyrisch	2	0	98	40	dunkelbraune feinkristalline bis glasige Gm; enthält Cpx und Erzminerale	25	15	20	58	20	27	0,85	0,75	
Erläuterung und Abkürzungen:				fettgedruckte Proben = Proben mit RFA-Daten unterstrichene Proben = Proben mit Mikrosonde-Daten								DRE = Dense Rock Equivalent ES = Einsprenglinge G=Glas Gm = Grundmasse Ol = Olivin				Pal= Palagonit Qz = Quarz X = Xenolith			

Tabelle 2: Röntgenfluoreszenzanalysen

Probe:		R02	R3V004	DEROD1	R01	R06	S1	R08	R09	R10	R12	R13	R14	R15	R16	S2	R18	R2V002	R2V004	F1	R17	R11	S3
Phase		1	2	2	3	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	5	5
Lokation		NK	NG	NG	NK	NG	SW	NG	NG	NG	SW	FG	FG	FG	FG	SW	NG	FG	FG	FG	FG	SW	SW
Hauptelemente:																							
SiO2	%	41,24	42,46	41,29	40,89	41,79	40,93	41,28	41,93	41,15	41,3	40,75	41,93	42,31	41,13	40,75	43,16	40,48	47,34	46,41	46,09	41,01	40,43
TiO2	%	3,13	3	3,12	3,06	3,09	3,09	3,11	3,02	3,05	3,09	3,08	3,05	3,03	3,11	3,08	2,91	3,08	2,6	2,68	2,81	3,1	3,1
Al2O3	%	13,42	13,67	13,41	12,97	13,49	13,32	13,04	13,18	13,36	13,25	13,2	13,36	13,18	13,3	13,23	12,97	13,18	13,32	13,94	12,73	13,34	13,33
Fe2O3	%	12,37	11,9	12,09	11,87	12,17	11,91	12,09	11,8	11,85	11,93	12,07	12,01	11,87	12,04	11,84	11,51	11,97	10,82	11,14	11,16	12,12	11,87
MgO	%	7,82	7,5	7,93	8,9	7,99	8,31	8,65	8,57	8,18	8,44	8,38	7,91	8,26	8,55	8,37	8,58	8,13	7,31	7,17	7,8	8,43	8,48
CaO	%	14,02	12,83	13,63	13,51	13,42	13,26	13,82	13,42	12,91	13,52	13,61	12,58	12,41	14	13,17	12,54	14,7	10,08	9,72	11,48	13,81	13,43
MnO	%	0,23	0,22	0,22	0,21	0,22	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,21	0,2	0,21	0,2	0,2	0,2	0,22	0,21
Na2O	%	2,14	2,95	3,29	2,93	2,34	2,51	2,56	2,05	1,7	2,32	2,31	2,13	2,33	3,06	2,48	2,38	2,91	0,92	1,01	1,7	2,9	2,51
K2O	%	0,79	2,9	3,11	2,8	2,21	3,08	1,69	1,35	2,75	3,15	2,22	2,47	2,55	2,72	3,14	2,2	2,82	1,56	1,65	1,78	2,92	2,97
P2O5	%	0,884	0,679	0,718	0,696	0,748	0,701	0,7	0,706	0,703	0,705	0,712	0,657	0,646	0,769	0,694	0,615	0,744	0,673	0,554	0,701	0,687	0,676
Summe:		96,044	98,109	98,808	97,836	97,468	97,321	97,15	96,236	95,863	97,915	96,542	96,307	96,796	98,889	96,964	97,065	98,224	94,823	94,474	96,451	98,537	97,006
Glühverlust:	%	2,78	0,52	0,18	0,68	1,5	1,12	1,6	2,48	1,81	0,7	1,67	2,39	1,88	0,39	1	1,84	1,16	3,82	4,12	2,75	0,32	0,91
Summe:	%	98,824	98,629	98,988	98,516	98,968	98,441	98,75	98,716	97,673	98,615	98,212	98,697	98,676	99,279	97,964	98,905	99,384	98,643	98,594	99,201	98,857	97,916
normiert:																							
SiO2	wt. %	42,94	43,28	41,79	41,79	42,88	42,06	42,49	43,57	42,93	42,18	42,21	43,54	43,71	41,59	42,03	44,47	41,21	49,92	49,12	47,79	41,62	41,68
TiO2	wt. %	3,26	3,06	3,16	3,13	3,17	3,18	3,20	3,14	3,18	3,16	3,19	3,17	3,13	3,14	3,18	3,00	3,14	2,74	2,84	2,91	3,15	3,20
Al2O3	wt. %	13,97	13,93	13,57	13,26	13,84	13,69	13,42	13,70	13,94	13,53	13,67	13,87	13,62	13,45	13,64	13,36	13,42	14,05	14,76	13,20	13,54	13,74
Fe2O3	wt. %	12,88	12,13	12,24	12,13	12,49	12,69	12,44	12,26	12,36	12,18	12,50	12,47	12,26	12,18	12,61	11,86	12,19	11,41	11,79	11,57	12,30	12,24
MgO	wt. %	8,14	7,64	8,03	9,10	8,20	8,54	8,90	8,91	8,53	8,62	8,68	8,21	8,53	8,65	8,63	8,84	8,28	7,71	7,59	8,09	8,56	8,74
CaO	wt. %	14,60	13,08	13,79	13,81	13,77	13,63	14,23	13,94	13,47	13,81	14,10	13,06	12,82	14,16	13,58	12,92	14,97	10,63	10,29	11,90	14,02	13,84
MnO	wt. %	0,24	0,22	0,22	0,21	0,23	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21	0,22	0,22	0,22	0,22	0,21	0,22	0,21	0,21	0,21	0,21	0,22	0,22
Na2O	wt. %	2,23	3,01	3,33	2,99	2,40	2,58	2,64	2,13	1,77	2,37	2,39	2,21	2,41	3,09	2,56	2,45	2,96	0,97	1,07	1,76	2,94	2,59
K2O	wt. %	0,82	2,96	3,15	2,86	2,27	3,16	1,74	1,40	2,87	3,22	2,30	2,56	2,63	2,75	3,24	2,27	2,87	1,65	1,75	1,85	2,96	3,06
P2O5	wt. %	0,92	0,69	0,73	0,71	0,77	0,72	0,72	0,73	0,73	0,72	0,74	0,68	0,67	0,78	0,72	0,63	0,76	0,71	0,59	0,73	0,70	0,70
Summe:		100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	
Na2O+K2O		3,05	5,96	6,48	5,86	4,67	5,74	4,37	3,53	4,64	5,59	4,69	4,69	4,78	5,04	2,82	3,61	4,72	5,83	2,62	5,84	5,80	5,91
Spurenelemente:																							
Sc	ppm	22	13	32	30	30	16	16	22	22	18	35	39	32	19	24	19	27	17	21	23	26	31
V	ppm	420	362	401	385	410	370	370	408	389	389	403	396	410	362	392	334	356	300	303	410	404	408
Cr	ppm	134	123	139	224	130	176	176	198	200	193	200	186	187	207	184	222	215	210	207	198	169	186
Co	ppm	202	230	188	189	248	321	321	128	291	652	200	547	165	155	442	123	132	132	120	88	121	595
Ni	ppm	74	75	88	97	83	115	115	97	94	91	89	86	92	104	107	98	116	101	126	92	95	95
Cu	ppm	79	102	59	90	98	89	89	82	67	91	87	92	94	90	87	80	99	87	82	82	92	91
Zn	ppm	95	93	100	91	96	91	91	88	86	93	92	91	89	87	90	80	90	89	89	92	98	94
Ga	ppm	22	20	16	19	16	15	15	21	18	19	23	22	16	26	23	20	22	20	20	22	17	21
As	ppm	4	4	4	4	7	5	5	4	4	4	4	4	5	8	4	10	4	4	9	4	4	4
Rb	ppm	149	84	80	86	107	72	72	106	159	66	75	92	69	78	73	101	80	69	77	118	87	79
Sr	ppm	1054	951	1036	944	821	960	960	887	761	851	921	851	854	817	963	611	780	527	503	928	911	862
Y	ppm	29	30	25	24	33	28	28	25	29	27	28	23	28	32	30	31	23	30	27	27	24	30
Zr	ppm	336	321	327	320	374	309	309	312	305	550	349	316	321	314	304	326	310	274	280	303	310	310
Nb	ppm	98	93	98	89	93	93	94	87	96	94	92	98	92	95	78	85	69	80	95	98	90	
Mo	ppm	2	4	5	3	12	5	5	4	6	7	8	6	8	10	4	11	3	2	2	3	5	
Sn	ppm	9	7	7	32	22	22	7	7	37	12	7	37	12	7	9	7	43	7	22	7	14	28
Ba	ppm	626	851	900	972	877	950	950	813	746	945	895	787	977	1033	905	856	826	805	842	813	839	916
La	ppm	44	76	55	58	42	51	51	92	65	63	77	41	74	42	100	63	64	56	43	61	77	62
Ce	ppm	139	130	166	117	151	148	148	107	150	151	145	133	133	142	108	110	128	133	125	137	144	133
Pr	ppm	10	10	13	14	15	18	18	7	12	16	10	10	18	15	13	11	19	14	11	13	9	
Nd	ppm	64	63	62	47	65	71	71	42	52	58	50	46	65	64	61	55	54	55	46	68	54	55
Sm	ppm	10	10	18	12	11	11	11	10	11	10	12	9	9	10	11	8	11	8	11	10	9	10
Hf	ppm	4	3	7	4	10	6	7	6	6	13	7	5	6	4	5	4	6	5	5	6	6	5
Ta	ppm	10	9	12	2	8	7	7	2	11	20	16	10	2	2	2	18	2	4	8	15	4	
W	ppm	665	1050	978	1001	1334	1843	1843	484	911	4219	1103	1338	737	776	2312	585	586	504	491	272	588	3644
Pb	ppm	13	7	14	14	7	3	3	3	3	5	3	3	10	3	3	3	13	16	3	13	10	3
Bi	ppm	3	12	5	3	3	6	6	7	3	3	3											

Tabelle 3a: Glasanalysen

Probe:		R02	R02	R02	R02	R02	R19	R19	R19	R19	R19	R20	R20	R20	R20	R20	R2V001	R05
Eruptionsphase:		1	1	1	1	(Mittelwerte der vier Messungen)	1	1	1	1	(Mittelwerte der vier Messungen)	1	1	1	1	(Mittelwerte der vier Messungen)	4	2
Point:		#13	#15	#17	#21		#33	#34	#35	#36		#12	#13	#14	#17		#37	#24
	Na2O	0,51	0,45	0,38	0,47	0,45	4,28	5,29	4,98	5,34	4,97	0,24	0,28	0,51	0,48	0,38	0,19	0,16
	MgO	4,63	5,17	6,09	4,69	5,15	4,53	4,03	3,97	3,68	4,05	6,38	6,31	5,97	5,63	6,07	1,85	1,27
	Al2O3	11,48	14,90	13,06	9,42	12,22	14,57	15,92	15,56	16,33	15,60	11,57	9,93	8,26	14,63	11,10	14,72	28,75
	SiO2	37,17	33,40	33,52	36,31	35,10	39,18	41,94	42,76	42,48	41,59	32,66	28,00	28,28	35,52	31,12	34,50	41,65
	K2O	0,79	0,43	0,38	0,79	0,60	4,96	6,04	5,70	6,00	5,68	3,37	3,33	0,40	0,69	1,95	1,79	1,72
	CaO	14,85	14,75	14,34	14,16	14,53	11,08	10,62	10,68	9,89	10,57	3,60	3,12	15,63	15,12	9,37	3,50	0,80
	TiO2	3,69	3,42	3,44	3,44	3,50	3,30	2,64	2,51	2,52	2,74	3,75	3,62	3,77	3,67	3,70	2,94	1,47
	Cr2O3	0,03	0,00	0,09	0,00	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00
	MnO	0,33	0,33	0,19	0,38	0,31	0,30	0,27	0,22	0,29	0,27	0,12	0,16	0,28	0,27	0,21	6,05	0,06
	FeO	11,19	10,90	9,98	11,18	10,81	12,26	9,35	8,73	9,35	9,92	13,38	11,98	10,43	11,43	11,81	10,20	8,05
	Sum Ox%	84,67	83,75	81,46	80,83	82,68	94,49	96,09	95,12	95,88	95,40	75,07	66,76	73,54	87,43	75,70	75,76	83,93
	normiert:																	
	Na2O	0,60	0,54	0,47	0,58	0,55	4,53	5,51	5,24	5,57	5,21	0,32	0,42	0,69	0,55	0,50	0,25	0,19
	MgO	5,47	6,17	7,48	5,80	6,22	4,79	4,19	4,17	3,84	4,25	8,50	9,45	8,12	6,44	8,02	2,44	1,51
	Al2O3	13,56	17,79	16,03	11,65	14,77	15,42	16,57	16,36	17,03	16,35	15,41	14,87	11,23	16,73	14,66	19,43	34,25
	SiO2	43,90	39,88	41,15	44,92	42,45	41,46	43,65	44,95	44,31	43,60	43,51	41,94	38,46	40,63	41,10	45,54	49,62
	K2O	0,93	0,51	0,47	0,98	0,72	5,25	6,29	5,99	6,26	5,95	4,49	4,99	0,54	0,79	2,57	2,36	2,05
	CaO	17,54	17,61	17,60	17,52	17,57	11,73	11,05	11,23	10,31	11,08	4,80	4,67	21,25	17,29	12,37	4,62	0,95
	TiO2	4,36	4,08	4,22	4,26	4,23	3,49	2,75	2,64	2,63	2,87	5,00	5,42	5,13	4,20	4,89	3,88	1,75
	Cr2O3	0,04	0,00	0,11	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,04	0,01	0,00	0,01	0,03	0,00
	MnO	0,39	0,39	0,23	0,47	0,37	0,32	0,28	0,23	0,30	0,28	0,16	0,24	0,38	0,31	0,27	7,99	0,07
	FeO	13,22	13,01	12,25	13,83	13,08	12,97	9,73	9,18	9,75	10,40	17,82	17,94	14,18	13,07	15,59	13,46	9,59
	Sum Ox%	100,00	100,00	100,01	100,01	100,00	100,00	100,01	99,99	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00
pF (= per Formeleinheit)	Na	0,06	0,05	0,05	0,06		0,02	0,46	0,55	0,51		0,03	0,04	0,07	0,05		0,02	0,02
	Mg	0,41	0,47	0,56	0,44		0,12	0,37	0,32	0,32		0,64	0,72	0,64	0,49		0,18	0,10
	Al/Al IV	0,81	1,07	0,96	0,70		1,53	0,94	1,00	0,98		0,92	0,90	0,70	1,00		1,15	1,84
	Al VI	0,81	1,07	0,96	0,70		1,53	0,94	1,00	0,98		0,92	0,90	0,70	1,00		1,15	1,84
	Si	2,23	2,03	2,08	2,28		2,39	2,15	2,23	2,28		2,21	2,15	2,02	2,06		2,28	2,27
	K	0,06	0,03	0,03	0,06		0,13	0,35	0,41	0,39		0,29	0,33	0,04	0,05		0,15	0,12
	Ca	0,95	0,96	0,95	0,95		0,06	0,65	0,61	0,61		0,26	0,26	1,19	0,94		0,25	0,05
	Ti	0,17	0,16	0,16	0,16		0,08	0,14	0,11	0,10		0,19	0,21	0,20	0,16		0,15	0,06
	Cr	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00	0,00	0,00		0,00	0,00
	Mn2+	0,02	0,02	0,01	0,02		0,01	0,01	0,01	0,01		0,01	0,01	0,02	0,01		0,34	0,00
	Fe2+	0,56	0,55	0,52	0,59		0,52	0,56	0,42	0,39		0,76	0,77	0,62	0,56		0,56	0,37
	Sum Cat#	5,26	5,33	5,32	5,27		4,85	5,64	5,64	5,58		5,30	5,38	5,49	5,33		5,09	4,82
	XMg	0,42	0,46	0,52	0,43		0,19	0,40	0,44	0,45		0,46	0,48	0,51	0,47		0,24	0,22

Tabelle 3b: Olivine

Probe:		R02	R02	R02	R02	R19	R2V001	R2V001
Eruptionsphase:		1	1	1	1	1	4	4
Point		#4	#6	#7	#8	#39	#36	#38
	SiO2	39,60	37,62	38,74	36,75	41,22	38,97	36,84
	TiO2	0,01	0,05	0,07	0,02	0,02	0,05	0,08
	Al2O3	0,03	0,02	0,01	0,02	0,07	0,20	0,26
	Cr2O3	0,05	0,07	0,00	0,02	0,01	0,06	0,05
	FeO	14,62	14,15	14,22	14,74	11,66	10,97	12,14
	MnO	0,27	0,34	0,37	0,33	0,19	0,23	0,27
	MgO	45,07	44,47	45,13	44,18	46,36	45,32	40,73
	CaO	0,41	0,55	0,45	0,34	0,39	0,71	0,60
	NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Sum Ox%	100,08	97,27	99,01	96,38	99,93	96,52	90,97
	normiert:							
	SiO2	39,57	38,68	39,13	38,13	41,25	40,38	40,50
	TiO2	0,01	0,05	0,07	0,02	0,02	0,05	0,09
	Al2O3	0,03	0,02	0,01	0,02	0,07	0,21	0,29
	Cr2O3	0,05	0,07	0,00	0,02	0,01	0,06	0,05
	FeO	14,61	14,55	14,36	15,29	11,67	11,37	13,35
	MnO	0,27	0,35	0,37	0,34	0,19	0,24	0,30
	MgO	45,03	45,72	45,58	45,84	46,39	46,95	44,77
	CaO	0,41	0,57	0,45	0,35	0,39	0,74	0,66
	NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
	Sum Ox%	99,98	100,00	99,98	100,02	99,99	99,99	100,00
pF	Si	0,989	0,994	0,974	0,983	1,018	0,998	1,009
(= per Formeleinheit)	Ti	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,002
	Al/Al IV	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,006	0,008
	Al VI	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,006	0,008
	Cr	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001
	Fe2+	0,272	0,307	0,307	0,302	0,241	0,235	0,278
	Mn2+	0,006	0,006	0,008	0,008	0,004	0,005	0,006
	Mg	1,728	1,685	1,717	1,708	1,706	1,731	1,663
	Ca	0,010	0,011	0,015	0,012	0,010	0,019	0,018
	Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
	Sum Cat#	3,009	3,005	3,024	3,015	2,981	2,997	2,985
	Fa	0,136	0,154	0,152	0,150	0,124	0,120	0,143
	Fo	0,864	0,846	0,848	0,850	0,876	0,880	0,857

Tabelle 3c: Pyroxene

Seite 2

Probe:		R20	R20	R05	R2V001	R2V001	R2V001	R2V001
Eruptionsphase:		1	1	1	4	4	4	4
Point:		#15	#16	#23	#21	#30	#35	#39
	SiO2	46,71	40,60	41,62	38,82	42,91	40,54	41,36
	TiO2	2,58	4,94	4,44	4,12	3,07	2,58	3,73
	Al2O3	5,81	9,44	9,76	8,61	6,87	5,66	8,48
	Cr2O3	0,04	0,02	0,12	0,00	0,02	0,04	0,27
	Fe2O3(c)	3,98	10,64	6,40	6,77	5,04	3,03	4,93
	FeO(c)	2,53	2,55	1,92	1,46	2,60	4,13	2,59
	MnO	0,12	0,09	0,09	0,11	0,12	0,10	0,00
	MgO	13,28	11,31	11,29	10,39	11,50	10,40	10,76
	CaO	23,73	22,11	23,40	22,09	22,86	20,64	23,07
	Na2O	0,31	0,39	0,36	0,35	0,32	0,30	0,30
	K2O	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03	0,06	0,03
	Sum Ox%	99,10	102,10	99,38	92,75	95,34	87,47	95,50
	normiert:							
	SiO2	47,13	39,76	41,88	41,85	45,01	46,35	43,31
	TiO2	2,60	4,84	4,47	4,44	3,22	2,95	3,91
	Al2O3	5,86	9,25	9,82	9,28	7,21	6,47	8,88
	Cr2O3	0,04	0,02	0,12	0,00	0,02	0,05	0,28
	Fe2O3(c)	4,02	10,42	6,44	7,30	5,29	3,46	5,16
	FeO(c)	2,55	2,50	1,93	1,57	2,73	4,72	2,71
	MnO	0,12	0,09	0,09	0,12	0,13	0,11	0,00
	MgO	13,40	11,08	11,36	11,20	12,06	11,89	11,27
	CaO	23,95	21,66	23,55	23,82	23,98	23,60	24,16
	Na2O	0,31	0,38	0,36	0,38	0,34	0,34	0,31
	K2O	0,00	0,02	0,00	0,04	0,03	0,07	0,03
	Sum Ox%	99,99	100,01	100,02	100,01	100,00	100,01	100,02
pF (= per Formeleinheit)	Si	1,753	1,518	1,576	1,579	1,688	1,738	1,628
	Ti	0,073	0,139	0,126	0,126	0,091	0,083	0,110
	Al IV	0,247	0,416	0,424	0,413	0,312	0,262	0,372
	Al VI	0,010	0,000	0,012	0,000	0,006	0,025	0,022
	Cr	0,001	0,001	0,003	0,000	0,001	0,001	0,008
	Fe3+	0,113	0,299	0,182	0,207	0,149	0,098	0,146
	Fe2+	0,079	0,080	0,061	0,049	0,085	0,148	0,085
	Mn2+	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,000
	Mg	0,743	0,630	0,637	0,630	0,674	0,665	0,631
	Ca	0,954	0,886	0,950	0,962	0,963	0,948	0,973
	Na	0,023	0,028	0,026	0,028	0,024	0,025	0,023
	K	0,000	0,001	0,000	0,002	0,002	0,003	0,001
Sum Cat#		4,000						
Summe (Fe²⁺+Fe³⁺):		0,192	0,379	0,243	0,256	0,234	0,246	0,231
Summe (Fe²⁺, Fe³⁺, Ca, Mg):		1,889	1,895	1,830	1,848	1,871	1,859	1,835
Wo(Ca) (Gew.%)		50,50	46,75	51,91	52,06	51,47	51,00	53,02
En(Mg) (Gew.%)		39,33	33,25	34,81	34,09	36,02	35,77	34,39
Fs(Fe) (Gew.%)		10,16	20,00	13,28	13,85	12,51	13,23	12,59
Summe Endglieder (%):		100,00						
M2-Position:	Fe2+	0,019	0,080	0,021	0,006	0,009	0,023	0,004
	Mn	0,004	0,003	0,003	0,004	0,004	0,004	0,000
	Ca	0,954	0,886	0,950	0,962	0,963	0,948	0,973
	Na	0,023	0,028	0,026	0,028	0,024	0,025	0,023
Summe:		1,000	0,997	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
M1-Position:	Al VI	0,010	0,000	0,012	0,000	0,006	0,025	0,022
	Fe3+	0,113	0,233	0,182	0,201	0,149	0,098	0,146
	Fe2+	0,060	0,000	0,040	0,043	0,076	0,125	0,081
	Ti4+	0,073	0,139	0,126	0,126	0,091	0,083	0,110
	Cr3+	0,001	0,001	0,003	0,000	0,001	0,001	0,008
	Mg	0,743	0,630	0,637	0,630	0,674	0,665	0,631
Summe:		1,000	1,003	1,000	1,000	0,997	0,997	0,998
Summe M1+M2:		2,000	2,000	2,000	2,000	1,997	1,997	1,998
T-Position:	Si	1,753	1,518	1,576	1,579	1,688	1,738	1,628
	Al IV	0,247	0,416	0,424	0,413	0,312	0,262	0,372
	Fe3+		0,066		0,006			
Summe:		2,000	2,000	2,000	1,998	2,000	2,000	2,000