

Quartärgeologisch-tephrostratigraphische Neuaufnahme und Interpretation des Pleistozänprofils Kärlich

CHRISTEL VAN DEN BOGAARD, PAUL VAN DEN BOGAARD & HANS-ULRICH SCHMINCKE *)

Pleistocene, stratigraphy, mining pit, sections, loess, sand, gravel, pyroclastics, pumice, major-element analyses, trace-element analyses, geochemistry, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser dating, tephrochronology, provenance

Rhineland-Palatinate, Rhenish Schiefergebirge, Eifel Mountains.

TK 25 Nr.: 5610

Kurzfassung: Die quartäre Sedimentfolge der Kärlicher Tongrube ist ein Schlüsselprofil für das Pleistozän Mitteleuropas: (a) Rhein- und Mosel-Terrassenablagerungen belegen die junge tektonische Hebung des paläozoischen Rheinischen Schildes, (b) Löß- und Paläobodenschichten spiegeln spätquartäre Klimaschwankungen wider, (c) Artefakt-Horizonte dokumentieren eine ausgedehnte frühmenschliche Geschichte des Mittelrheinraums, und (d) zahlreiche eingeschaltete Tephralagen — abgelagert während explosiver Vulkaneruptionen im Osteifel-Vulkanfeld — bilden ideale chronostratigraphische Leithorizonte. Die chemische und mineralogische Zusammensetzung zweier phonolithischer Bims-Fallablagerungen, die bisher als „Wehrer Bimse“ bezeichnet wurden, unterscheidet sich drastisch von schlotnahen Tephraablagerungen am Wehr-Vulkan selber. Darüber hinaus zeigen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Lasersanalysen von Feldspat-Kristallen, daß die beiden Tephraablagerungen, mit Eruptionsaltern von 452.000 ± 8.000 Jahren vor Heute (KAE-DT2) und $\leq 618.000 \pm 13.000$ Jahren v. h. (KAE-DT1), bis zu doppelt so alt sind, wie bislang angenommen. Schlotnahe, strombolianisch-phreatomagmatische, mafische Tephraschichten (KAE-BT4; lokale Bezeichnung: „Brockentuff“), die einem interglazialen Paläobodenhorizont im Hangenden der jüngeren Bimsablagerung eingeschaltet sind (lokale Bezeichnung: „Kärlicher Interglazial“), stammen von einem heute erodierten, kleinen Eruptionszentrum NW der Tongrube. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen von Phlogopit-Einsprenglingen nach dem Stufenheizungs- und Laserverfahren ergeben für KAE-BT4 ein Eruptionsalter von 396.000 ± 20.000 Jahren v. h. Unsere Untersuchung zeigt, daß das Kärlicher Profil vor allem terrestrische Pleistozänablagerungen enthält, die zur Zeit der marinen Sauerstoffisotopenstadien 11 bis 19 abgelagert wurden. Jüngere Schichten sind nur unvollständig im Hangenden von KAE-BT4 erhalten. Das „Kärlicher Interglazial *locus typicus*“ repräsentiert eine ca. 400.000 Jahre alte interglaziale Klimaphase und wird

hier mit dem marinen Sauerstoffisotopenstadium 11 korreliert. Frühmenschliche Artefakte, die in Schichten unmittelbar im Hangenden der Tephra KAE-BT4 auftreten, könnten demnach ebenfalls bis zu ca. 400.000 Jahre alt sein.

[Geological and Tephrostratigraphical Survey and Interpretation of the Kärlich Pleistocene Section]

Abstract: The Quaternary sedimentary sequence of the Kärlich clay pit (F.R.G.) represents a key Pleistocene section in Central Europe: (a) Rhine and Moselle terrace sediments record the young tectonic uplift of the Paleozoic Rhenish Shield, (b) loess and paleosol strata reflect Late Quaternary climatic changes, (c) artefact horizons document an extended history of early man in the Middle Rhine area, and (d) numerous intercalated tephra layers — derived from explosive eruptions in the East Eifel volcanic field — form ideal chronostratigraphic markers. Mineral and chemical compositions of two prominent phonolite fallout beds, traditionally labelled "Wehr pumice", strikingly differ from near-vent tephra deposits at Wehr volcano. Moreover, single crystal $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laser analyses show the tephra to be up to twice as old than previously assumed, yielding eruption ages of $452,000 \pm 8,000$ a B.P. (KAE-DT2), and $\leq 618,000 \pm 13,000$ a B.P. (KAE-DT1). Near-vent, strombolian to phreatomagmatic, mafic tephra deposits (KAE-BT4; local term: "Brockentuff") embedded in interglacial paleosol strata above the younger pumice bed (local term: "Kärlich interglacial") are derived from a now eroded, small vent NW of the clay pit, and were erupted $396,000 \pm 20,000$ a B.P. as indicated by both $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step heating and laser dating of phlogopite phenocrysts. Our study indicates the Kärlich section to chiefly comprise Pleistocene terrestrial strata that are contemporaneous with marine oxygen isotope stages 11 to 19. Younger deposits overlying tephra KAE-BT4 are incompletely preserved. The "Kärlich interglacial *locus typicus*" represents an interglacial climatic phase ca 400,000 years ago, and is here correlated with marine oxygen isotope stage 11. Early man artefacts found in strata immediately above tephra KAE-BT4 thus may also be as old as ca 400.000 years.

*) Anschriften der Autoren: C. VAN DEN BOGAARD, P. VAN DEN BOGAARD, H.-U. SCHMINCKE, Institut für Mineralogie, Ruhr-Universität Bochum, Postfach 102148, D — 4630 Bochum 1.

1. Einleitung

Die pleistozäne Schichtenfolge von Mülheim-Kärlich, ca. 8 km SSE Neuwied in der südöstlichen Randzone des quartären Osteifel-Vulkanfeldes, ist in einer Tongrube aufgeschlossen, die sich heute im äußersten NE des SW—NE-streichenden Höhenrückens des Kärlicher Berges befindet (Abb. 1).

Mülheim-Kärlich gilt seit vielen Jahren als Schlüsselprofil für das mitteleuropäische Pleistozän und Typus-Lokalität des vorletzten Interglazials in deutschen Lößgebieten (BRUNNACKER 1975; ZÖLLER, STREMMER & WAGNER 1988). Dabei ergibt sich aus der Literatur der Eindruck einer einfachen und eindeutigen stratigraphischen Abfolge. Bei genauer Betrachtung dagegen erweist sich die Schichtenfolge als äußerst komplex: Zahlreiche Erosionsdiskordanzen greifen in verschiedenen Bereichen der Grube unterschiedlich tief in liegende Einheiten ein. Keine einzige der Haupt-Aufschlußwände der Tongrube zeigt eine vollständige Schichtenfolge. Das Gesamtprofil muß daher heute, wie auch in früheren Bearbeitungen, aus mehreren Teilprofilen zusammengesetzt werden, die z. T. keine direkte Verbindung zueinander haben. Die Verknüpfung dieser Teilprofile anhand von Lößablagerungen, Paläoböden und fluviatilen Sedimenten ist äußerst schwierig, vor allem wegen der häufigen Erosionsdiskordanzen sowie Verwerfungen und Rutschungen, engräumiger sedimentärer Fazieswechsel und standortbedingt wechselnder paläopedologischer Merkmale. Nur Tephralagen, die den meisten Profilabschnitten als lithostratigraphische Leithorizonte zwischengeschaltet sind, erlauben eine eindeutige Korrelation zwischen den Teilprofilen. Sie ermög-

lichen auch einen Vergleich mit früheren Profilaufnahmen und erlauben insbesondere die Übertragung der von BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) und SCHIRMER (1970) vorgeschlagenen, und auf der bislang einzigen detaillierten quartärgeologischen Profilaufnahme basierenden Abschnittsgliederung, auf die heutigen Aufschlußverhältnisse.

Wir haben seit 1984 die Tephralagen der Kärlicher Abfolge vulkanologisch, mineralogisch und geochronologisch eingehender untersucht und sind in mehreren Punkten zu anderen Interpretationen gekommen als frühere Bearbeiter. Wegen der überregionalen Bedeutung des Profils Kärlich wollen wir die Befunde und unterschiedlichen Deutungen ausführlich dokumentieren. Wir beginnen mit einer Wiedergabe des Interpretationsstandes zu Beginn unserer Arbeiten.

2. Frühere Untersuchungen

Vor 90 Jahren lag die Tongrube Kärlich ca. 800 m SE des heutigen Aufschlusses am SE-Hang des Kärlicher Berges. Seitdem hat sich der Abbau zunächst nach N, ab 1940 auch zunehmend nach NW verlagert (Abb. 2). Die zahllosen Untersuchungen des Kärlicher Pleistozänprofils seit Beginn dieses Jahrhunderts wurden demnach genau genommen an unterschiedlichen Profilen in verschiedenen Gruben durchgeführt. Die in diesem Zeitraum publizierten Arbeiten spiegeln nicht nur die unterschiedlichen Aufschlußverhältnisse und Untersuchungsergebnisse der einzelnen Bearbeiter wider, sondern verständlicherweise auch die jeweil aktuellen Vorstellungen zur Vegetations-, Klima-

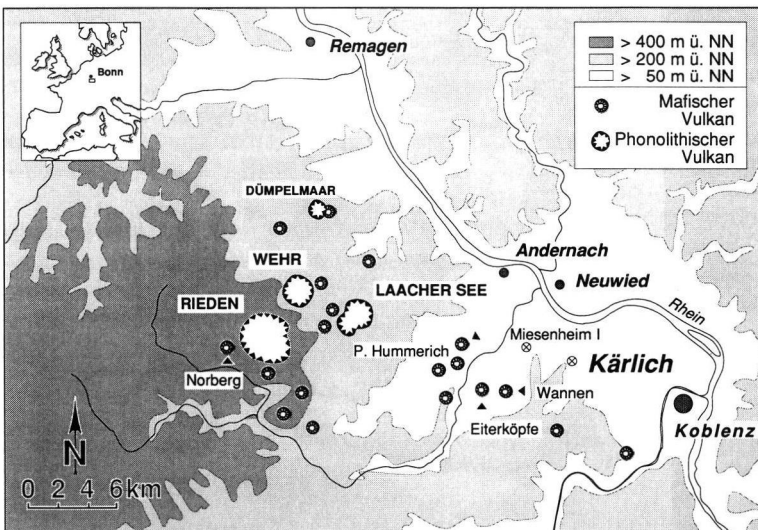


Abb. 1: Indexkarte und Übersichtskarte des Mittelrheingebiets und Osteifel-Vulkanfeldes. Lage der Pleistozänprofile Kärlich und Miesenheim I am SW-Rand des Neuwieder Beckens. Lage der phonolithischen Eruptionssentren (Laacher See, Dümpelmaar, Wehr, Rieden) und ausgewählter mafischer Eruptionssentren (Norberg, Plaidter Hummerich, Eiterköpfe und Wannan) im Osteifel-Vulkanfeld.

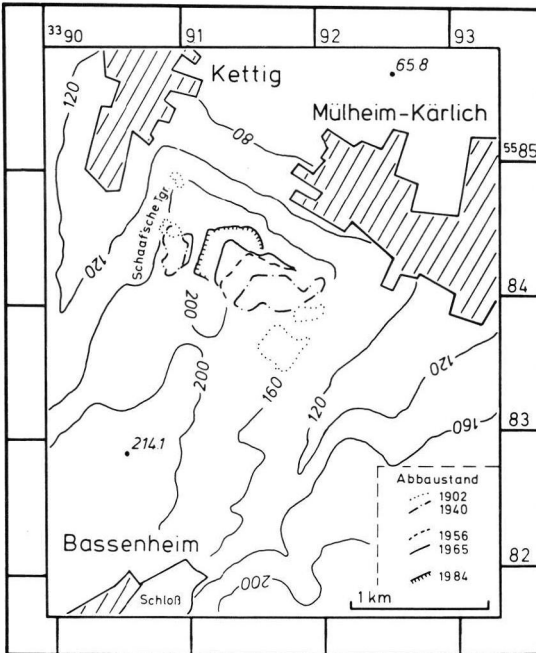


Abb. 2: Topographische Karte des Kärlicher Berges und Rekonstruktion der Verlagerung der Tongrube Kärlich im Zeitraum 1902 bis 1984. Eine weitere, kleinere ehemalige Tongrube (Schaaf'sche Tgr.) liegt unmittelbar W des heutigen Grubenareals.

Faunen- und Frühgeschichte. Viele dieser Vorstellungen haben sich aber in den letzten ca. 20 Jahren drastisch geändert. Dies betrifft insbesondere Alter und Frequenz globaler, pleistozäner Klimaschwankungen, aber auch Anzahl und Alter explosiver Eruptionen im Osteifel-Vulkanfeld. Insbesondere der ältere, leuzitphonolithische Riedener Vulkankomplex (Abb. 1) umfaßt wahrscheinlich bis zu 13 explosive Eruptionen (VIERECK 1984), die nach den bisher vorliegenden Altersdaten vor allem zwischen 400.000 und 430.000 Jahre vor Heute stattfanden (BOGAARD et al. 1987). Dagegen konnten bisher nur 4 explosive Eruptionen während der jüngeren, plagioklasphonolithischen Eruptionsphase nachgewiesen werden, die 2 Eruptionen des Wehrer Vulkans (Hüttenberg-Tephra, ca. 215.000 Jahre v. h.; Gleys-Tephra, ca. 150.000 Jahre v. h.), eine kleinere Eruption des Dümpelmaares (ca. 120.000 Jahre v. h.) sowie die große, allerzeitliche Eruption des Laacher-See-Vulkans (ca. 11.000 Jahre v. h.) umfaßt (BOGAARD et al. 1987, 1989).

Eine Gegenüberstellung älterer stratigraphischer Gliederungen und Deutungen des Kärlicher Profils findet sich in BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969). Wir geben daher hier nur die Ergebnisse von Untersuchungen zwischen 1969—1986 kurz wieder (Abb. 3).

Die Vorstellungen über den Aufbau des Kärlicher Pleistozänprofils zu Beginn unserer Untersuchungen fassen wir wie folgt zusammen:

Fluviatile Ablagerungen [A] in Rinnen unterhalb von Rhein- und Moselterrassenschottern [B] bilden die ältesten pleistozänen Ablagerungen des Kärlicher Profils (BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969). Innerhalb der Terrassenschotter liegt die Matuyama/Brunhes-Grenze, angezeigt durch den Wechsel von revers zu normal magnetisierten Sedimenten (BOENIGK et al. 1974). Im Hangenden der Schotter folgt eine komplexe Wechsellagerung von Hochflutlehmen, Lössen, Schwemmlössen, Seelössen, Parabraunerden, Gleyen, Pseudogleyen, Fließerden, Sanden und Kiesen [C-] die während der Riß- und Würm-Eiszeiten (FRECHEN 1975) oder während des Würms und bis zu 7 weiteren, älteren Kalt- und Warmzeiten (BRUNNACKER 1978) abgelagert wurden.

In den Profilschnitten F bis J sind insgesamt 7 (BOSINSKI et al. 1986) bzw. bis zu 20 (FRECHEN 1975) pleistozäne Tephralagen enthalten. Die älteste Tephralage, im Profilschnitt F, wurde auf etwa 500.000 Jahre geschätzt und der folgende Profilschnitt G soll durch einen Basaltuff in zwei Glazial/Interglazial-Zyklen gegliedert sein (Profilschnitte Ga und Gb; WINDHEUSER 1977; WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER 1982). Die erste Bimsablagerung im Profilschnitt H wurde als Wehrer Bims 1 (FRECHEN 1975) oder als Gleys-Tuff (BOSINSKI et al. 1986) bezeichnet und soll etwa 300.000 Jahre alt sein (WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER 1982). Der Bims wurde in Erosionsrinnen abgelagert, die wenig später durch eingewehtes basaltisches Aschenmaterial aufgefüllt wurden (FRECHEN 1975). Im Hangenden der „Rinnen-Basaltaschen“ sollen bis zu 4 weitere Basaltuffe liegen (BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969; FRECHEN 1975). Eine zweite auffällige Bimsablagerung (im oberen Profilschnitt H) wurde als Wehrer Bims 2 (FRECHEN 1975; BOSINSKI et al. 1986) oder als Gleys-Tuff (BRUNNACKER, BOSINSKI & WINDHEUSER 1979) bezeichnet. Sie soll einer basaltischen Aschenschicht (BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969) oder Löß aufliegen (BOSINSKI et al. 1986) und ist entweder ca. 250.000 Jahre (WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER 1982) oder 450.000 Jahre alt (LIPPOLT, FUHRMANN & HRADETZKY 1986).

Der sogenannte Kärlicher Brockentuff ist entweder eine lokale Bildung (FRECHEN 1959) oder aber weitverbreitet und kann mit „Brockentuffen“ an der Basis der ca. 6—8 km W gelegenen basanitisch-tephritischen Schlackenkegelkomplexe Kollert-Plaidter Hummerich und Eiterköpfe korreliert werden (WINDHEUSER 1977). Die Brockentuff-Eruption fand in mehreren Schüben statt, die durch längere Pausen mit Löß-Sedimentation getrennt waren (FRECHEN 1959,

**Brunnacker et al.,
1969**

**Frechen & Rosauer,
1959; Frechen, 1959,**

**Windheuser, 1977
Brunnacker, 1978**

**Brunnacker et al., 1979
Windheuser et al.,**

**Bosinski et al.,
1986**

**Diese
Arbeit**

Schirmer, 1970

1962, 1975

Geschätzte Alter

1982

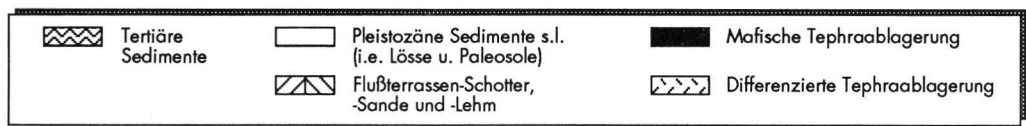
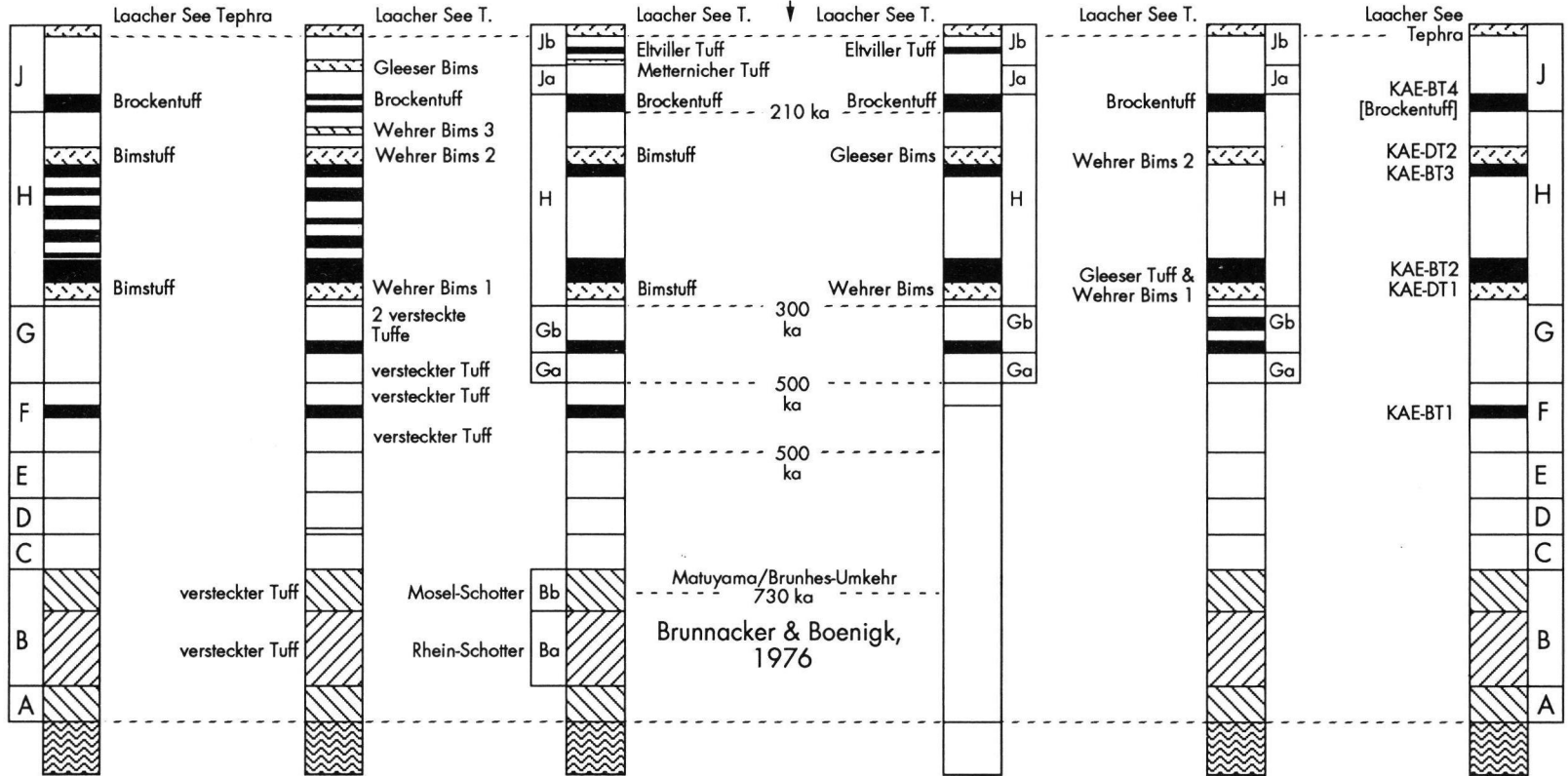


Abb. 3: Vergleich publizierter tephrostratigraphischer Gliederungen der Tongrube Kärlich von 1969 bis heute. Abschnittsgliederung (A bis J) nach BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) und BRUNNACKER (1978). Geschätzte Alter nach WINDHEUSER (1977) und WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER (1982).

1975). Der Kärlicher Brockentuff erupierte während der Würm-Eiszeit (FRECHEN 1975) oder vor ca. 200.000—250.000 Jahren (WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER 1982). Die Paläosol-Schichten im Liegenden des Brockentuffs sollen die vorletzte interglaziale Warmzeit repräsentieren („Kärlicher Interglazial“ i. S. v. BRUNNACKER 1975), könnten aber aufgrund ihres Pollenspektrums auch einem Interglazial zwischen Cromer und Holstein (s. l.) oder einer warmen Klimaphase innerhalb der Saale-Eiszeit entsprechen (URBAN 1983). Über dem Kärlicher Brockentuff sollen vier Tephralagen folgen, die als Gleeser Bims (FRECHEN 1975), Metternicher Tuff (BRUNNACKER & BOENIGK 1976), Eltviller Tuff (BRUNNACKER, BOSINSKI & WINDHEUSER, 1979) und Laacher See-Bims bezeichnet wurden.

3. Tephrostratigraphische Untersuchungen

In der vorliegenden Arbeit haben wir Anzahl, Zusammensetzung, Herkunft und Alter der Kärlicher Tephralagen untersucht, um die Gliederung des Kärlicher Pleistozänprofils und die Altersstellung von Klimazeugen, Fossil- und Artefakthorizonten präziser zu bestimmen. Die einzelnen Tephralagen sollen daher in ihrem quartärstratigraphischen Zusammenhang dargestellt und diskutiert werden. Aus diesem Grunde wurden in der Tongrube Kärlich zwischen 1984 und 1987 10 stratigraphische Profile aufgenommen. Dabei wurden nicht-vulkanische Ablagerungen nur in erster Näherung angesprochen. Die Kärlicher Tongrube ist auch heute noch in Betrieb, die Aufschlußverhältnisse ändern sich daher rasch. Auch die jeweils

aufgeschlossene Fazies und Mächtigkeit der nicht-vulkanischen Pleistozän-Sedimente ändert sich schnell und kleinräumig. Alle Mächtigkeitsangaben gelten daher streng genommen nur für den Zeitpunkt der Profilaufnahme.

Als Grundlage der Kartierung und Profilaufnahme wurde die Grube 1984 mit einem Theodolithen vermessen (Abb. 4). Die untersuchten Proben der einzelnen Tephralagen wurden in den Profilen N-3 und N-4 (KAE-BT4), im Profil W-1 (KAE-BT1) sowie S-1 (KAE-DT1, KAE-BT2) und S-2 (KAE-DT2, KAE-BT3) genommen. Die Abkürzung BT steht für basaltische Tephra, DT für differenzierte Tephra. Die Korngrößenverteilung der Tephraproben wurde durch Siebanalysen bestimmt. Die Einsprenglings- und Grundmassezusammensetzung von Bims- und Basaltpartikeln wurde in Körnerpräparat-Dünnschliffen untersucht. Die Haupt- und Spurenelementzusammensetzung essentieller Lapilli, d. h. Lapilli, die das jeweils erupierte Magma repräsentieren, wurde an Schmelztabletten (Gewichtsverhältnis Probe: Flux = 1:4) mit einem automatischen Röntgenfluoreszenz-Spektrometer (Phillips PW 1400), bzw. durch potentiometrische Titration (Fe^{+2}) und Titration gegen Karl-Fischer-Lösung (H_2O) bestimmt. Analysen weiterer Spurenelemente und Seltene Erden Elemente wurden an Lapilli-Matrixseparaten mittels Instrumenteller Neutronenaktivierung (Canberra 80 Multi-Channel Analyser) durchgeführt. Da erste $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdaterungen zeigten, daß die Kärlicher Tephralagen wahrscheinlich erheblich älter sind als bislang angenommen (BOGAARD & SCHMINCKE 1988), wurden zusätzliche $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an

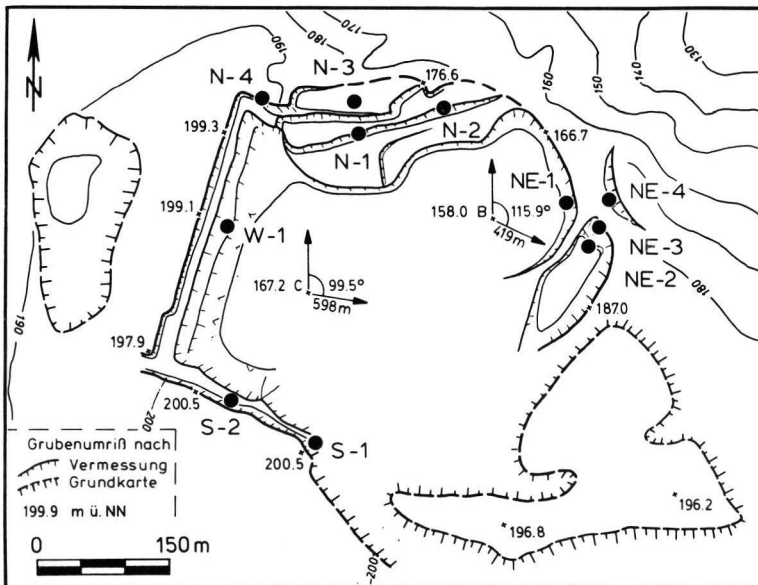


Abb. 4: Detailkarte der Abbaustrassen in der Tongrube Kärlich (Abbaustand 1984) und Lage der untersuchten Profile in der Südwand (S-1, S-2), Westwand (W-1) und Nordwand (N-1 bis N-4) sowie der Profile NE-1, NE-2, NE-3 (paläolithischer Fundplatz) und NE-4 im nordöstlichen Grubenbereich. Höhenangaben mit Dezimalpunkt (m ü. NN) und Trassenkonturen basieren auf eigener Theodolithen-Vermessung. Die Richtungs- und Entfernungsangaben an den Theodolithen-Standorten B und C beziehen sich auf den trigonometrischen Punkt 177,0 m am südöstlichen Grubeneingang (Heiligenhäuschen).

Einzelkristallen durchgeführt, anhand derer die physikalischen Alter der Tephralagen hier weiter präzisiert werden können. Die Ergebnisse zu den einzelnen Tephralagen werden im stratigraphischen Zusammenhang dargestellt und mit der Zusammensetzung schlotnaher Tephraablagerungen der verschiedenen Eruptionszentren des Osteifel-Vulkanfelds verglichen, in der Reihenfolge des stratigraphischen Auftretens der Tephralagen.

3.1. Profilabschnitte A und B in der Nordwand der Tongrube

Die Nordwand-Profile N-1 und N-2 (Abb. 5) enthalten die ältesten pleistozänen Sedimente der Kärlicher Schichtenfolge, fluviatile Schotter- und Sandablagerungen, die oligozäne Ton-, Sand- und Tephra-Schichten überlagern. Die fluviatile Serie beginnt mit Schottern, schräggeschichteten Sanden und sandigen Lehmablagerungen [Profil N-2]. Diese Schichten

fallen 40–60° steil nach WSW ein und werden von den basalen blockreichen Lagen der hangenden Rheinterrassenschotter (i. S. v. BOENIGK et al. 1974) diskordant überlagert (Abb. 6). Sie repräsentieren eine 5–6 m mächtige Schotterlage, die noch vor den Kärlicher Rheinterrassenschottern s. s. abgelagert, tektonisch verstellt und fast vollständig wieder erodiert wurde, so daß heute nur noch Relikte in tektonischen Abschiebungen erhalten sind.

Die überlagernden, ca. 7–10 m mächtigen Flußterrassenablagerungen des Abschnitts B sind zweigeteilt: Sie beginnen mit den ca. 4–5 m mächtigen Rheinterrassenschottern und -sanden, die durch einen sandigen Hochflutlehm überlagert werden [Abschnitt Ba]. Hierauf folgen Moselschotter, die mit einem Aueboden auf Hochflutlehm abschließen [Abschnitt Bb] (BOENIGK et al. 1974).

Die erste pleistozäne Tephra tritt in den Profilen der Nordwand innerhalb der tertiären Knubb-Letten-

KORRELATION SCHEMATISCHER SÄULENPROFILE IM WESTLICHEN BEREICH DER TONGRUBE KÄRLICH

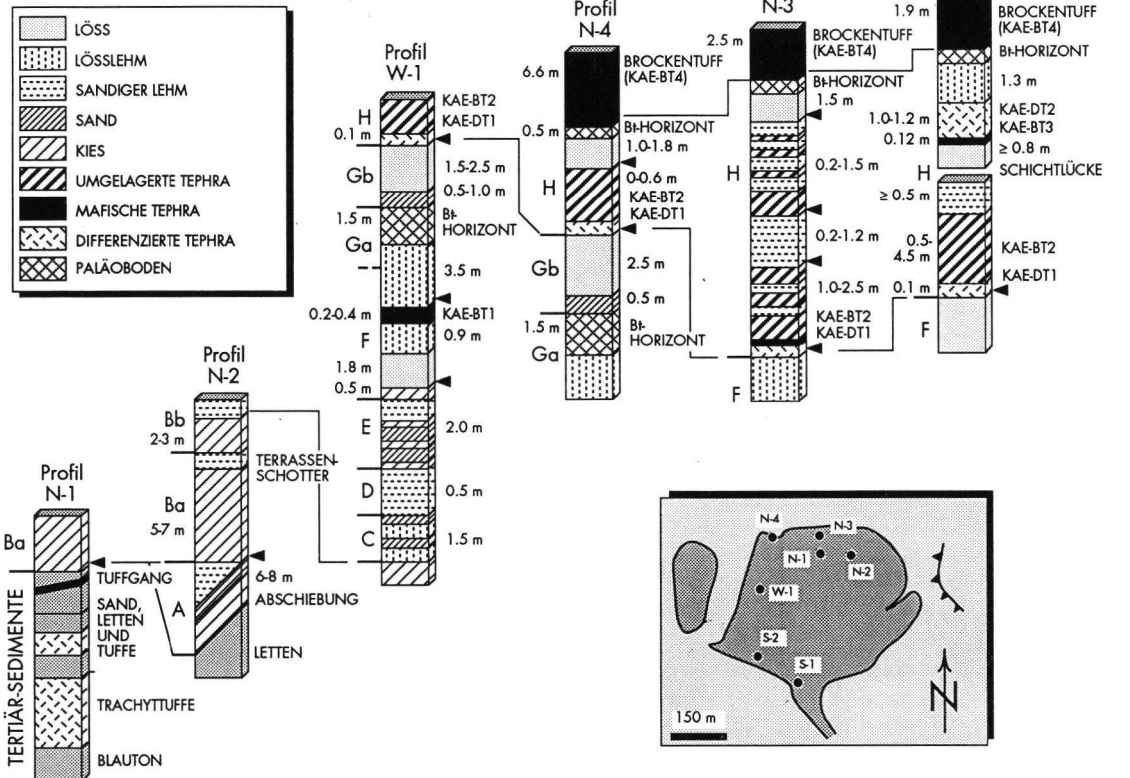


Abb. 5: Schematischer Aufbau und Korrelation der Profile N-1 bis S-2 im westlichen Grubenbereich der Tongrube Kärlich. Abschnittsbezeichnungen A bis J entsprechend BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969). Übrige Legende siehe Abbildung 7.



Abb. 6: Aufschlußphoto des hier bereits teilweise abgebauten Nordwandprofils N-2. Grobkörnige basale Rheinterrassenschotter (Ba) überlagern diskordant tektonisch verstellte Terrassenschotter, und -Sande des Profilabschnitts Aa. Maßstab = 1 m.

Serie bzw. nahe der Grenze Knubb/Rheinschotter auf (Profil N-1, Abb. 6; Abb. 7). Dieses 2 bis 35 cm dicke, massige bis feinverzweigte „Tuffband“ enthält bis zu 6 cm große, rundliche, blasige Basaltklasten (mit Einsprenglingen von Olivin, Klinopyroxen und Phlogopit) in einer feinkörnigen, fremdgesteinsreichen Matrix. Das Band wird örtlich durch Störungen versetzt, teils ist sein Verlauf an Störungszonen gebunden. Obwohl sölhlig gelagert, ist sein Verlauf nicht schichtgebunden: der Abstand zur Basis der Rheinterrassenschotter variiert von 0 bis 60 cm. Die Lagerungsverhältnisse, der symmetrisch-zonare Aufbau des Tuffbandes, die schlechte Sortierung, die Verstellung und zahlreichen kleinen Apophysen zeigen, daß das Tuffmaterial in fluidisiertem Zustand in ältere Sedimente injiziert wurde. Die „Tephralage“ wird daher als klastischer Sill gedeutet. Klastische „Tuffgänge“ ähnlicher Ausbildung sind in der Ost-eifel häufig (Herchenberg: NOLL 1967; BEDNARZ 1982; Eiterköpfe: PRANGE 1984).

3.2. Profilabschnitte C bis G in der Westwand der Tongrube

Das Westwandprofil W-1 im Hangenden der Flußterrassenablagerungen beginnt mit einer komplexen Wechsellagerung von geschichteten Sand- und Lehmlagen, massigen sandigen Lehmhorizonten und schräggeschichteten Sand- und Kieslagen [Abschnitte C bis E i. S. v. BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969]. Hierauf folgt ockergelber (Schwemm-) Löß mit Lößkindln, der zum Hangenden in einen schwach säulig absondernden, ca. 1 m mächtigen, hellbraunen Lößlehm übergeht. Der Lößlehm enthält die erste

Tephraablagerung des Profils in primärer Lagerung (KAE-BT1).

Tephra KAE-BT1 besteht aus einer basalen, 6 cm dicken Lage mit gut sortierter Fallout-Asche (Median ~ 0.5 mm), und einer oberen, 15 cm mächtigen, schlecht sortierten Aschenlage mit Blasentuff-Gefüge und akkretionären Lapilli. Mikroskopisch besteht die Lage aus dichten vulkanischen Klasten (20—30 Vol-%), losen Kristallen (15—20 Vol-%) und Fremdgesteinsbruchstücken (20—30 Vol-%) von durchschnittlich 0.5 mm Korngröße, in einer feinkörnigen Aschenmatrix (30—40 Vol-%). Olivin, Titanaugit, olivbraune Hornblende, Biotit und Apatit treten als Einsprenglinge in stark alterierten essentiellen Klasten und — neben vereinzelt Kalifeldspäten und Plagioklasen — als lose Kristalle auf. Die Fremdgesteine sind Quarzit, Schiefer und regionalmetamorphe Glimmerschiefer. Lose Quarze sowie die Kalifeldspäte und Plagioklase müssen wahrscheinlich ebenfalls der Xenolith-Fraktion zugerechnet werden. Die Tephra ist stark alteriert, so daß hier keine RF-, INA- oder $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Analysen durchgeführt werden konnten.

Tephra KAE-BT1 wird überlagert durch Reste eines lichtgrauen, feingeschichteten, sehr gut sortierten, feinsiltigen Sediments, das wahrscheinlich in einem stehenden Gewässer abgelagert wurde. Diese Ablagerungen, ebenso wie auch KAE-BT1, sind in weiten Teilen des Kärlicher Berges flächenhaft erodiert.

Im Hangenden folgt hellbrauner, säulig absondernder Lehm (ca. 3.5 m), der in einen rötlichbraunen, stark polygonal geklüfteten, tonreichen Lehmhorizont und schließlich lokal in einen dunkelbraunen, krümeligen, grobsandigen Lehm übergeht. Die beiden letzten Ein-

heiten repräsentieren den Bt-Horizont einer sehr ausgeprägten interglazialen Parabraunerde. Der Bodenhorizont wird überlagert durch einen Umlagerungshorizont mit lößhaltigen, linsig geschichteten, sandig-kiesigen Sedimenten mit zahlreichen schwarzbraunen Fe-Konkretionen und einen hellgelblichbraunen Schwemmlöß, dem in Erosionsrinnen diskordant die

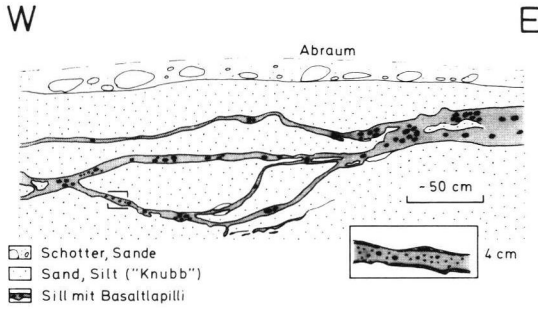


Abb. 7: Lagerungsskizze des pleistozänen, mafischen, klastischen Sills in tertiären, siltig-sandigen „Knubb“-Ablagerungen im Liegenden der Rheinterrassenschotter im Nordwandprofil N-1.

Bimsablagerungen der Tephra KAE-DT1 auflagern (Basis des Abschnitts H). Der o. g. prägnante Bodenhorizont kann durch alle Aufschlußwände des westlichen Grubenbereichs in annähernd gleicher Höhenlage verfolgt werden. Im südöstlichen Grubenbereich ist er, ebenso wie die hangenden Schichten des Abschnitts G, durch die dort tiefer greifende Erosion zu Beginn des Abschnitts H (s. u.) nicht erhalten.

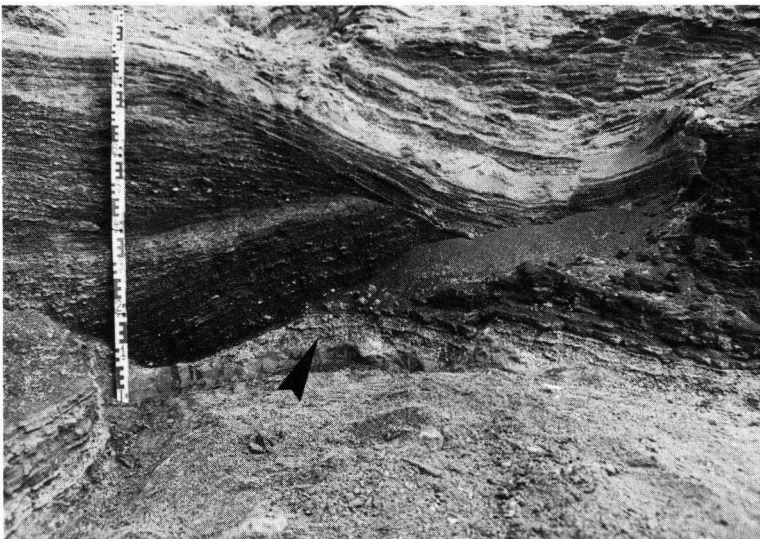


Abb. 8: Tephra KAE-DT1 in primärer Lagerung an der Basis fluviatil schräggeschichteter Basaltsande (KAE-BT2) im unteren Rinnensystem des Nordwandprofils N-3. Teilung der Maßlatte in cm.

3.3. Profilabschnitt H in der N- und S-Wand der Tongrube

Tephra KAE-DT1 ist in der Nord-, West- und Süd- wand der Grube aufgeschlossen und ermöglicht eine eindeutige Korrelation der Basis des Profilabschnitts H in diesem Grubenbereich (Abb. 5). Vor Eruption und Ablagerung der Tephra KAE-DT1 lag ein Zeitintervall unbestimmter Dauer, in dem insbesondere die Schichten des Abschnitts G z. T. flächenhaft abgetragen wurden (E-Teil der Grube) und sich ein System von fluviatilen Erosionsrinnen in das Plateau des Kärlicher Berges einschneid. Die Rinnen sind in Schnitten rechtwinklig zur Fließrichtung V-förmig und erscheinen nur in schrägen oder longitudinalen Anschnitten schüsselförmig. Tephra KAE-DT1 hat diese Erosionsrinnen mit annähernd konstanter Mächtigkeit ausgekleidet. Nur an steilen Rinnenflanken ist die Mächtigkeit durch synsedimentäre Rutschungen etwas modifiziert.

Tephra KAE-DT1 hat eine primäre Mächtigkeit von 12 ± 1 cm (Abb. 8). Siebanalysen ergaben eine Korngrößenverteilung, die für primäre Fallout-Ablagerungen charakteristisch ist. Die Tephra ist fremdgesteinsarm und enthält überwiegend hochblasige, einsprenglingsarme Bimspartikel und lose Kristalle. Die Bimse enthalten Einsprenglinge von Klinopyroxen, Sanidin, Kalzit, Nosean, Apatit und Nephelin, sowie Mikrolithe von Kalifeldspat, Nephelin, Klinopyroxen (Ägirinaugit?), Nosean und Apatit neben akzessorischem Titanit, Biotit und Titanomagnetit in der vitrischen Grundmasse.

Die Haupt- und Spurenelement-Zusammensetzung der DT1-Bimsapilliten ähnelt nur z. T. der der leuzit-

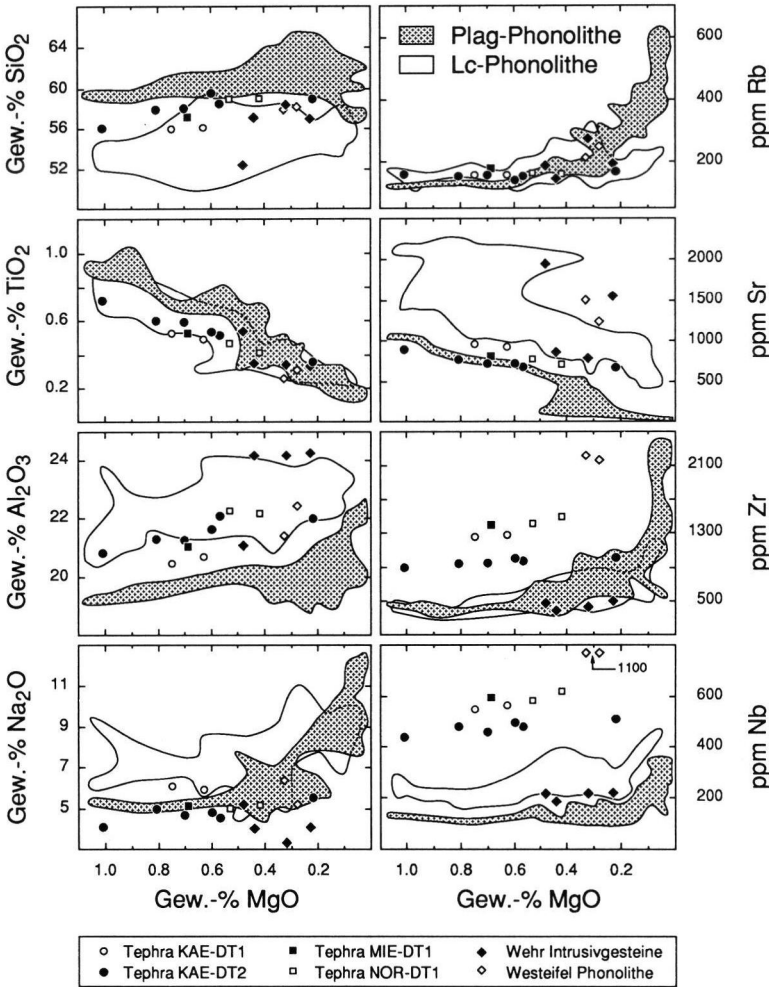


Abb. 9:
MgO-Variationsdiagramme der differenzierten Tephralagen KAE-DT1 und KAE-DT2 (RF-Lapilli-Analysen). Zum Vergleich ist die Zusammensetzung schlotnaher Plagioklas-phonolithischer Tephraablagerungen (134 Analysen: Wehr-Vulkan, Dümpelmaar, Laacher See-Vulkan) und Leuzitphonolithischer Tephraablagerungen (87 Analysen: Rieden) im Osteifel-Vulkanfeld eingezeichnet sowie die Zusammensetzung distaler Bimsablagerungen der Profile Miesenheim I (MIE-DT1) und Norberg (NOR-DT1). Zusammensetzung Leuzitphonolithischer Intrusiva des Wehrer Kessels anhand von Bohrgut (WÖRNER et al. 1988) und Xenolithen in Plagioklasphonolithischen Wehrer Tephraablagerungen. Westeifel-Phonolithe („Auf Dickel“) nach MERTES (1983).

phonolithischen Bimsablagerungen des Riedener Vulkankomplexes (Abb. 9). Auffallend sind vor allem höhere Gehalte an CaO und P₂O₅ sowie drastisch höhere Konzentrationen an Nb und Zr. Neutronenaktivierungsanalysen von Glasmatrix-Separaten zeigen auch deutlich höhere Hf- und Ta-Konzentrationen als Riedener Bimse, bei ähnlichen U-, Sc- und Th-Gehalten (Abb. 10). Seltene Erden-Profile liegen innerhalb der Variationsbreite leuzitphonolithischer Riedener Bimsablagerungen (Abb. 11). Von ähnlich differenzierten, aber generell plagioklasführenden phonolithischen Bimsen des Wehrer Vulkans (und Laacher Sees und Dümpelmaars) unterscheidet sich KAE-DT1 sowohl in wichtigen Hauptelementen (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃ und Na₂O) wie auch in nahezu allen Spurenelementen. Darüber hinaus sind die Seltene-Erden-Profile plagioklasphonolithischer Bimse durch höhere Anreicherung der Leichten Seltene Erden (La, Ce) und, falls hochdifferenziert, durch

eine ausgeprägte negative Europium-Anomalie gekennzeichnet (Plagioklas-Fraktionierung).

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Laserdatierungen von einzelnen Kalifeldspatkristallen der Tephra KAE-DT1 ergaben ein extrem breites Spektrum von scheinbaren Altern (Abb. 12). Unter Annahme „atmosphärischer“ initialer ³⁶Ar/⁴⁰Ar-Verhältnisse von 295,5 reicht das Alter einzelner Kristalle von 618.000 ± 13.000 Jahren bis zu 1,39 ± 0,04 Ma. Die breite Streuung im Isotopen-Korrelationsdiagramm gibt keinen eindeutigen Hinweis auf ein gemeinsames, erhöhtes initiales ⁴⁰Ar/³⁶Ar-Verhältnis der analysierten Kristalle. Sie deutet vielmehr auf eine starke Kontamination der Tephra mit Kristallen aus älteren „subvulkanischen“ Gesteinen hin. Da nicht nur lose Kristalle, sondern auch Einsprenglingskristalle aus essentiellen Bims-lapilli analysiert wurden, müssen einige der kontaminierenden Kristalle bereits vor der Eruption vom

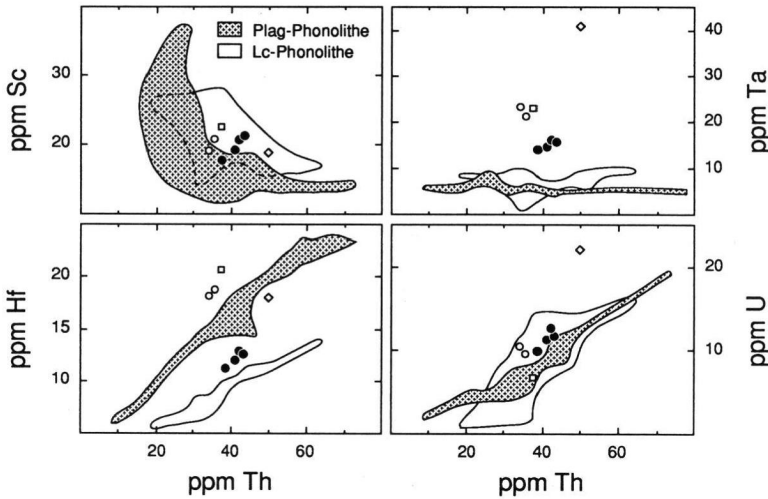


Abb. 10: Ausgewählte Thorium-Variationsdiagramme der Bimslapillischichten KAE-DT1 und KAE-DT2 (INA Lapillmatrix-Analysen). Schlotnahe Plagioklas-Phonolithe (34 Analysen) und Leuzit-Phonolithe (27 Analysen) der Osteifel, Westeifel-Phonolith „Auf Dickel“ und Tephra NOR-DT1 zum Vergleich. Symbole siehe Abbildung 9.

Magma aufgenommen worden sein, möglicherweise von tertiären Intrusivgesteinen im Untergrund des Vulkans. Angesichts der starken Kontamination der Tephra muß auch das niedrigste Altersergebnis von 618.000 ± 13.000 Jahren bis zu einer Bestätigung durch weitere Analysen noch als Maximalalter der Tephra KAE-DT1 betrachtet werden.

Das Profil N-3 in der Nordwand der Grube zeigt im Hangenden der Tephra KAE-DT1 eine komplexe Wechsellagerung von vulkaniklastischen Sedimenten und umgelagerten Löß- und Bodenschichten

Schwemmlöse und Fließerden) mit mindestens zwei eingeschalteten Erosionsdiskordanzen (Abb. 5, 8). Nach der Ablagerung der Bimslapillischicht KAE-DT1 wurde im Bereich des Kärlicher Berges eine basaltische Aschenschicht abgelagert (KAE-BT2).

Die primäre Mächtigkeit der Tephra KAE-BT2 ist schwer abzuschätzen, wahrscheinlich betrug sie ursprünglich maximal einige dm. Umlagerungsprodukte dieser Basaltaschen füllen die Erosionsrinnen mit z. T. mehreren Metern Mächtigkeit auf. Nur lokal findet sich an der Basis der Basaltsande ein verfestigt-

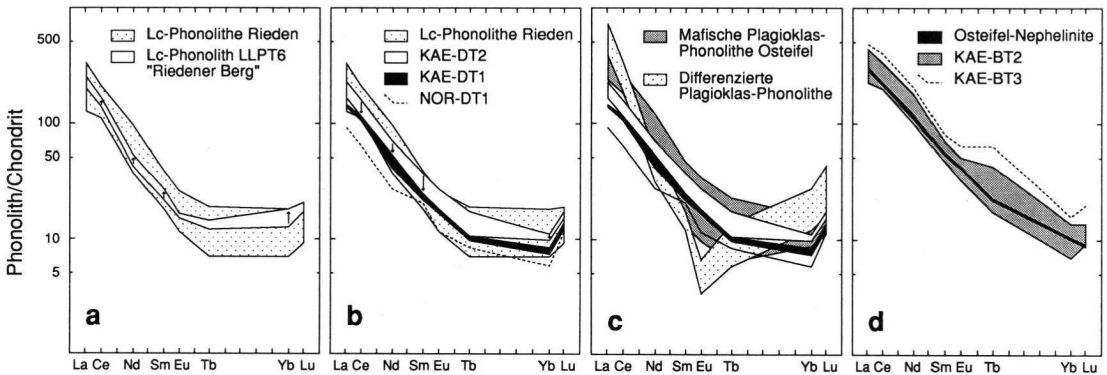


Abb. 11: Chondriten-normierte Seltene-Erden-Profile der phonolithischen Tephralagen KAE-DT1 und KAE-DT2 und mafischen Tephralagen KAE-BT2 und KAE-BT3 (INA Matrix-Analysen).

- (A) Gesamtvariation Riedener Leuzitphonolithe (27 Analysen) und Variation innerhalb der chemisch zonierte Abfolge „Riedener Berg“ (8 Analysen; Pfeile zeigen in Richtung höher differenzierter (basaler) Tephralagen).
- (B) Tephralagen KAE-DT1, NOR-DT1 und KAE-DT2 im Vergleich zur Gesamtvariation Leuzit-phonolithischer Tephraablagerungen des Riedener Vulkankomplexes. Pfeile innerhalb des KAE-DT2-Feldes zeigen in Richtung höher differenzierter (basaler) Tephralagen.
- (C) Tephralagen KAE-DT1, NOR-DT1 und KAE-DT2 im Vergleich zur Variation mafischer Plagioklas-Phonolithe der Hüttenberg-Tephra und Laacher See-Tephra sowie hochdifferenzierter Plagioklas-Phonolithe der Hüttenberg-, Gleys-, und Dümpelmaar- und Laacher See-Tephra (mit negativer Europium-Anomalie).
- (D) Tephralagen KAE-BT2 und KAE-BT3 im Vergleich zu Nepheliniten (2 Analysen) des Osteifel-Vulkanfelds.

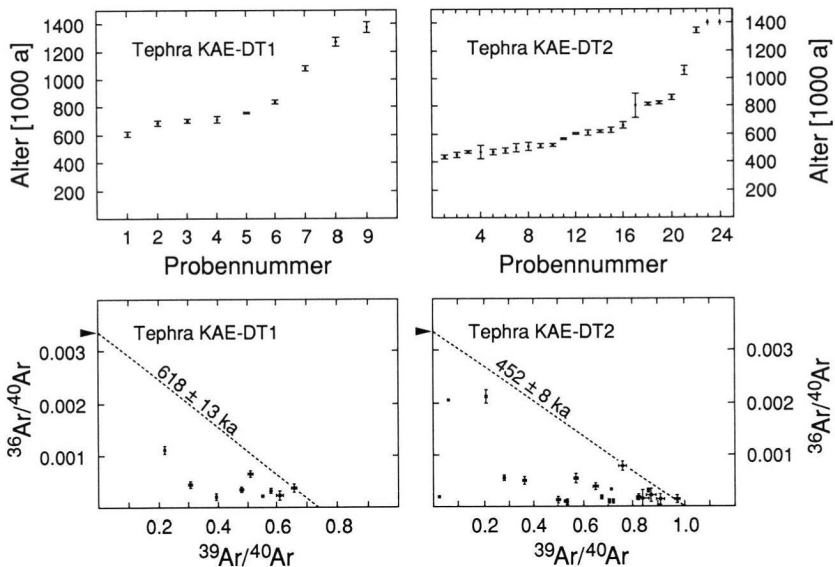


Abb. 12: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laseranalysen von Kalifeldspat-Kristallen der Tephralagen KAE-DT1 und KAE-DT2. Oben: Scheinbare Altersspektren auf der Basis eines initialen „atmosphärischen“ $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnisses von 295,5. Analysen mit 1-Sigma-Fehlergrenzen, nach steigendem Alter geordnet und nummeriert. Unten: Lage der Analysen im Isotopenkorrelationsdiagramm $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ versus $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$. $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{Preil}} = 295,5$.

tes, feinkörniges, graues Basalt-Aschenband mit primärem Schichtungsgefüge unmittelbar über der Bimslapillenschicht KAE-DT1. Die Basaltsande sind im mm- bis cm-Bereich schräggeschichtet und bestehen aus glasigen bis tachylitischen, blasenreichen bis dichten Basaltpartikeln, losen Kristallen von Phlogopit, Olivin, Klinopyroxen, Amphibol und Quarz, sedimentären und metamorphen Fremdgesteinspartikeln und vereinzelt kleinen Peridotit-Knöllchen. Der Gehalt an Basaltklästen variiert stark von Schicht zu Schicht (< 10 bis 80 Vol.-%).

Essentielle Basaltpartikel der Tephra KAE-BT2 enthalten Einsprenglinge von Titanaugit, Olivin, Phlogopit und akzessorischem Hauyn. In Partikeln mit vitrischer Grundmasse finden sich neben Klinopyroxen, Olivin und Titanomagnetit auch Mikrolithe von Melilith und Nephelin. Die Haupt- und Spurenelementzusammensetzungen essentieller Basaltpartikel, vor allem die Gehalte der verwitterungsstabilen Elemente Zr, Nb und Ti, ähneln anderen nephelinitischen und leuzititischen Magmen der Osteifel (SCHMINCKE 1982) (Abb. 13). Seltene Erden-Profile sind steil, da LSEE (i. e. La, Ce) gegenüber Chondriten-Zusammensetzungen 200- bis 400-fach, SSEE (i. e. Yb, Lu) aber nur 8- bis 15-fach angereichert sind. Solche Seltene-Erden-Profile, bei MgO-Gehalten zwischen 9 und 13 Gew.-%, sind ebenfalls typisch für nephelinitische und leuzititische Basalt-Vulkane der Ost- und Westeifel (Abb. 11). Tephra KAE-BT2 kann

also als Melilith-nephelinitische Asche bezeichnet werden.

Die umgelagerten Basaltsande in den Rinnen zeigen z. T. ausgeprägte Prall- und Gleithangstrukturen, wobei die liegende Bimslapillenschicht am Prallhang generell erodiert wurde, in Gleithangpositionen aber, vermutlich geschützt durch die basale verfestigte Basalt-Aschenschicht (s. o.), erhalten blieb. Die umgelagerten Basaltsande sind an der Basis gut sortiert mit Medianwerten um 0,6 mm und im basalen Abschnitt frei von Fremd Beimengungen. Zum Hangenden nimmt jedoch der Anteil an Löß- und Boden-Material in den Schichten systematisch zu: Hinweise auf fluviale Umlagerung unmittelbar nach der Ablagerung der Basalt-Tephra und sukzessive tiefer greifende Erosion im Liefergebiet.

Über einem Fließerdehorizont folgt ein weiteres, flächiger ausgebildetes Rinnensystem, in dem basalt- und bimsreiche Umlagerungshorizonte mit lößreicheren Umlagerungshorizonten und Fließerden wechselagern. Der umgelagerte Bims in diesem oberen Rinnensystem hat die gleiche chemische und mineralogische Zusammensetzung wie der primäre Bims an der Basis des unteren Rinnensystems (KAE-DT1). Ein schwach ausgebildeter Parabraunerde-Bt auf verlagertem Löß und die 2–6 m mächtigen, grobklastischen Tephraablagerungen des „Kärlicher Brockentuffs“ (KAE-BT4) schließen den Profilabschnitt H in der Nordwand ab.

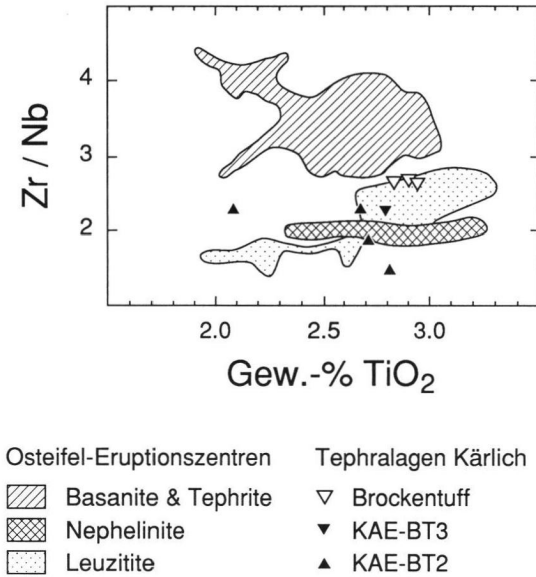


Abb. 13: Zusammensetzung der mafischen Tephralagen KAE-BT2, KAE-BT3 und KAE-BT4 im TiO₂-Zr/Nb-Diagramm. Vergleich mit den Zusammensetzungsfeldern basanitisch-tephritischer (236 Analysen), leuzitischer (62 Analysen) und nephelinitischer (15 Analysen) Erptionszentren des Osteifel-Vulkanfelds.

In der Südwand ist der Profilaufbau des Abschnitts H zunächst sehr ähnlich: in einem Rinnensystem, das im nordwestlichen Teil der Aufschlußwand bis in Schichten des Abschnitts G, im südöstlichen wahrscheinlich bis in den Löß des Abschnitts F eingeschnitten ist, liegt die Bimslapillenschicht KAE-DT1. Die Rinnen sind durch Basaltsande verfüllt, die allmählich in lößreichere, umgelagerte Tephra und Fließerden übergehen. Allerdings sind hier zwischen dem Rinnensystem und dem Brockentuff noch zwei weitere Tephraablagerungen erhalten, die in der Nordwand erodiert sind: über einem Lößlehm folgen hier eine mafische Aschenschicht (Tephra KAE-BT3) und eine weitere Bimslapillenschicht (KAE-DT2) (Abb. 14).

Tephra KAE-BT3 hat eine Mächtigkeit von ca. 12–14 cm. Gleichförmige Mächtigkeit im Aufschlußbereich, gute Sortierung (Median = 0,7 mm; INMAN-Sortierung = 1,6) und massiges Gefüge belegen eine primäre Lagerung und Ablagerung durch Fallout. Essentielle Basaltpartikel haben Olivin, Klinopyroxen und Biotit als Einsprenglinge und Melilith, Nephelin und Hauyn in der Grundmasse. Die chemische Zusammensetzung der Basaltpartikel ist ähnlich wie in KAE-BT2. Allerdings ist das Seltene-Erden-Profil noch steiler, da die LSEE gegenüber Chondriten bis zu 500-fach angereichert sind (Abb.

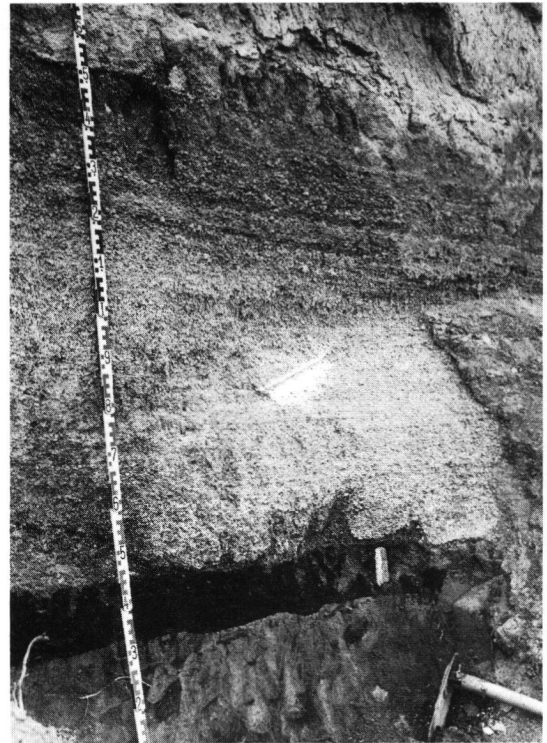


Abb. 14: Konkordante Überlagerung der melilith-nephelinitischen Tephra KAE-BT3 (schwarz) durch phonolithische Bimslapillenschichten der Tephra KAE-DT2. Der Farbwechsel von weißen (Basis) zu lichtgrauen (Top) Bimslagen innerhalb der chemisch-mineralogisch zonierten Tephra KAE-DT2 ist bedingt durch zunehmend mafischere Bimslapilli und steigende Xenolithgehalte im oberen Abschnitt der Tephra.

11, 5). Auch KAE-BT3 ist demnach eine melilith-nephelinitische Tephraablagerung.

Der scharfe Kontakt zwischen der mafischen Aschenschicht KAE-BT3 und der hangenden Bimslapillenschicht sowie das Fehlen zwischengeschalteter Löß- oder Bodenablagerungen zeigen, daß die Bimslapilli unmittelbar nach der Eruption der Tephra BT3 abgelagert wurden. Der Übergang zwischen Bimslapilli und hangendem Löß dagegen ist diffus und durch zahlreiche Bimslapilli und Eiskeile gekennzeichnet.

Tephra KAE-DT2 ist ca. 1,2 m mächtig. Die gut sortierte, schwach geschichtete Tephralage ist farblich zweigeteilt: der untere, etwa 80 cm mächtige Abschnitt besteht aus gelblich-weißem Bims mit < 10 Vol-% Fremdgestein (Schiefer und Quarzite). Im oberen Drittel nimmt der Fremdgesteinsgehalt auf ca. 30 Vol-% zu und die essentiellen Bimspartikel sind grau. Siebanalysen ergaben Medianwerte zwischen 2,5 und

Tab. 1: Repräsentative Röntgenfluoreszenz-Analysen und CIPW-Normen essentieller Bimslapilli der Kärlicher Tephralagen KAE-DT1, KAE-DT2, KAE-BT2, KAE-BT3 und KAE-BT4 sowie der distalen Tephraablagerungen in den Profilen Miesenheim I und Norberg. Zusammensetzung der leuzitphonolithischen Intrusion im Wehrer Kessel anhand eines Xenoliths aus der schlotnahen Hüttenberg-Tephra des Wehr-Vulkans (Probe 5554).

Probe Schicht	5250 KAE-DT1 Basis	5251 KAE-DT1 Top	5252 MIE-DT1	5138 NOR-DT1	5253 KAE-DT2 Basis	5256 KAE-DT2 Top	5554 Wehr Xenolith	5694 KAE-BT2 dicht	5695 KAE-BT2 blasiq	5696 KAE-BT3	5697 KAE-BT4 Basis (I)	5698 KAE-BT4 Top (IV)
RFA (Hauptelemente in Gew.-%; Spurelemente in ppm)												
SiO ₂	51.90	51.80	52.60	54.40	54.50	51.10	54.20	42.60	42.90	41.80	42.90	43.60
TiO ₂	0.46	0.49	0.49	0.38	0.33	0.66	0.33	2.53	1.98	2.62	2.79	2.71
Al ₂ O ₃	19.10	18.96	19.35	20.41	20.38	19.02	22.98	12.19	11.96	10.54	14.71	14.69
Fe ₂ O ₃	3.73	3.95	4.04	3.40	3.07	4.74	1.87	5.97	4.82	11.57	4.03	4.42
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1.17	4.40	5.11	n.d.	5.81	5.39
MnO	0.21	0.21	0.21	0.18	0.24	0.22	0.23	0.19	0.17	0.29	0.19	0.20
MgO	0.58	0.69	0.63	0.39	0.20	0.92	0.42	10.43	12.08	9.48	7.74	7.79
CaO	3.69	3.69	3.17	1.59	1.32	5.16	1.52	13.21	11.39	14.92	11.77	11.45
Na ₂ O	5.53	5.67	4.68	4.70	5.10	3.71	3.81	1.57	2.08	1.45	3.37	4.25
K ₂ O	6.80	6.75	6.37	6.35	7.37	5.53	8.29	1.22	2.34	1.07	2.20	1.13
P ₂ O ₅	0.29	0.31	0.39	0.18	0.08	0.34	0.05	0.79	0.62	0.88	0.65	0.59
H ₂ O	4.77	4.85	4.54	6.46	5.22	5.68	4.39	4.43	3.38	n.d.	1.72	2.23
CO ₂	0.98	0.96	0.46	0.20	0.28	1.71	0.24	0.36	0.87	n.d.	0.07	0.05
S	0.26	0.24	0.03	0.01	0.18	0.09	0.07	0.05	0.08	0.07	0.05	0.07
CL	0.12	0.12	0.10	0.04	0.12	0.05	0.02	0.01	0.03	0.01	0.04	0.04
V	107	115	108	90	101	138	138	317	239	368	360	342
Cr	7	12	8	23	9	13	4	603	446	290	120	121
Co	3	7	5	3	2	3	5	37	42	33	39	37
Ni	5	7	26	14	5	6	4	169	238	172	93	94
Cu	15	17	16	20	9	18	4	44	74	112	60	55
Zn	121	121	139	125	133	128	129	78	86	172	92	90
Rb	151	152	159	143	156	148	137	88	60	84	150	130
Sr	849	879	729	651	630	816	835	773	926	1071	1388	1235
Y	21	21	17	17	24	29	18	32	27	55	30	29
Zr	1186	1154	1285	1364	933	813	376	246	251	311	249	245
Nb	519	508	545	571	471	398	176	108	110	175	91	91
Ba	776	783	836	593	585	1036	905	1024	1094	835	1097	755
Summe	98.80	99.07	97.45	99.05	98.70	99.28	99.86	100.30	100.17	95.03	98.42	98.93
FeO*	3.36	3.55	3.64	3.06	2.76	4.27	2.85	9.77	9.45	10.41	9.44	9.37
Zr/Nb	2.29	2.27	2.36	2.39	1.98	2.04	2.14	2.28	2.28	1.78	2.74	2.69
CIPW-Norm (Volatilen-frei; Gesamtisen als FeO; CO₂ als Kalzit)												
c	0.0	0.0	1.1	4.2	2.7	2.5	6.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
or	43.3	42.9	40.9	41.2	47.1	35.3	52.0	7.6	9.0	6.8	12.6	7.0
ab	21.9	21.3	30.4	41.7	31.3	33.9	26.5	4.4	0.0	0.4	0.0	7.5
an	7.8	6.8	11.2	6.0	4.6	13.6	6.1	23.9	17.3	20.4	19.4	18.5
lc	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	4.4	0.0	0.8	0.0
ne	15.4	16.4	6.9	1.1	8.3	0.0	4.2	5.3	10.0	6.9	16.2	16.3
di	2.8	3.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	32.4	30.7	42.9	30.1	29.9
hy	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
ol	4.8	5.0	6.5	4.2	4.5	5.7	3.9	19.4	23.2	15.1	14.0	14.1
il	0.9	1.0	1.0	0.8	0.7	1.4	0.7	5.1	4.0	5.3	5.5	5.4
ap	0.7	0.8	1.0	0.5	0.2	0.9	0.1	2.0	1.6	2.2	1.6	1.5
cc	2.4	2.4	1.1	0.5	0.7	4.2	0.6	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
D.I.	80.6	80.5	78.2	83.9	86.7	69.2	82.7	17.3	23.4	14.0	29.5	30.8
Mg-Wert	0.15	0.16	0.15	0.14	0.07	0.18	0.16	0.52	0.56	0.48	0.45	0.45

1,1 mm, INMAN-Sortierungswerte um 1,5, und damit typische Korngrößenverteilungen von Fallablagerungen.

Bimslapilli von der Basis der Tephra KAE-DT2 sind einsprenglingsarm bis aphyrisch. Sie haben 70–80 Vol-% Blasen und eine glasige Grundmasse mit 2–3 Vol-% Mikrolithen. Bimslapilli vom Top sind blasenärmer (60–70 Vol-%) und reicher an Einsprenglingen (< 5 Vol-%) und Mikrolithen (10 Vol-% der Grundmasse). An Einsprenglingsphasen treten auf: idiomorphe bis hypidiomorphe Klinopyroxene und Noseane sowie xenomorphe Kalifeldspat-, Kalzit(!)- und Apatit-Kristalle (vorwiegend in grauen Lapilli). Die Grundmasse-Mikrolithe werden gebildet von Leuzit, Nephelin, Nosean, Klinopyroxen und Apatit

sowie akzessorischem Titanit, Biotit und Titanomagnetit.

Auch die chemische Zusammensetzung der essentiellen Bimslapilli ändert sich von der Basis zum Top der Ablagerung (Abb. 9, 14): bei MgO-Gehalten zwischen 0,2 Gew-% (Basis) und 1,1 Gew-% (Top) nehmen z. B. die Gehalte an TiO₂, CaO, P₂O₅ und Ba zum Top der Ablagerung systematisch zu, die Konzentrationen an „inkompatiblen“ Spurenelementen dagegen ebenso systematisch ab (Zr, Nb, Th, Hf, etc). Die chemische Zonierung zeigt sich auch in der SEE Zusammensetzung der Glasmatrix essentieller Bimslapilli (Abb. 11): die Profile zeigen systematisch a b n e h m e n d e Gehalte an leichten und mittleren Seltenen Erden vom Top zur Basis der Ablagerung,

also mit zunehmender Differentiation (Thornton-Tuttle Differentiations-Indizes = 69 bis 87; Mg-Werte = 0,18 bis 0,07). Dagegen ist die Glasmatrix der Bimslapilli zonierter Riedener Tephraablagerungen durch zunehmende Gehalte an LSEE vom Top zur Basis (also mit steigender Differentiation) gekennzeichnet. Auch in höheren Zr-, Nb- und Ta-Konzentrationen unterscheidet sich KAE-DT2 von allen bekannten leuzit- oder plagioklasphonolithischen Tephraablagerungen der Osteifel.

Die scheinbaren Alter von 22 losen Kalifeldspatkristallen und -Einsprenglingen, die wir mittels $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdatierungen bestimmt haben, reichen von 448.000 ± 10.000 Jahren bis zu $19,7 \pm 0,2$ Ma (Abb. 12). Dabei spricht die breite Streuung der $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ und $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Verhältnisse im Isotopenkorrelationsdiagramm gegen ein gemeinsames, stark erhöhtes initiales $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ -Verhältnis der analysierten Kristalle. Auch Tephra KAE-DT2 enthält demnach, ähnlich wie KAE-DT1, sowohl in der Aschenfraktion wie in den essentiellen Bimslapilli einen hohen Anteil an kontaminierenden älteren Kristallen. Die beiden für das Eruptionsalter der Tephra entscheidenden jüngsten Alterswerte sind identisch unter 1-Sigma-Kriterien und ergeben einen fehlergewichteten Mittelwert von 452.000 ± 8.000 Jahren. Dieses Ergebnis stimmt hervorragend überein mit dem Plateau-Alter eines Megasanidin-Separats der Tephra KAE-DT2, das nach dem $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenheizungsverfahren bestimmt wurde (453.000 ± 7.000 Jahre; LIPPOLT, FUHRMANN & HRADETZKY 1986).

Tephra KAE-DT2 wird überlagert durch ein 1–2 m mächtiges Lößpaket, das in seinem Top durch eine interglaziale Parabraunerde-Bodenbildung überprägt ist („Kärlicher Interglazial“ i. S. v. BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969). Der Bodenhorizont führt eine reiche Schneckenfauna und wird überlagert durch den Kärlicher Brockentuff, in dessen basalen Aschenablagerungen zahlreiche Abdrücke von Gräsern und Sträuchern erhalten sind.

Tephra KAE-BT4, der sogenannte Kärlicher Brockentuff, ist eine grobklastische, fremdgesteinsreiche, mafische Tephraablagerung, die im gesamten westlichen Grubenbereich mit 1–6 m Mächtigkeit in primärer Lagerung aufgeschlossen ist. Sie wird dort von geringmächtigem, ungliedertem Löß und rezenten Bodenschichten überlagert, die das Profil in der S-, W- und N-Wand abschließen. Die Tephra kann in fünf Profilabschnitte gegliedert werden, in denen jeweils entweder gut sortierte, basaltreiche Fallout-Lapillilagen (Einheiten I und IV) oder schlecht sortierte, fremdgesteinsreiche Brekzien vorherrschen (Einheiten II, III und V), und die durch cm-dicke, feinkörnige Aschenbänder voneinander getrennt sind.

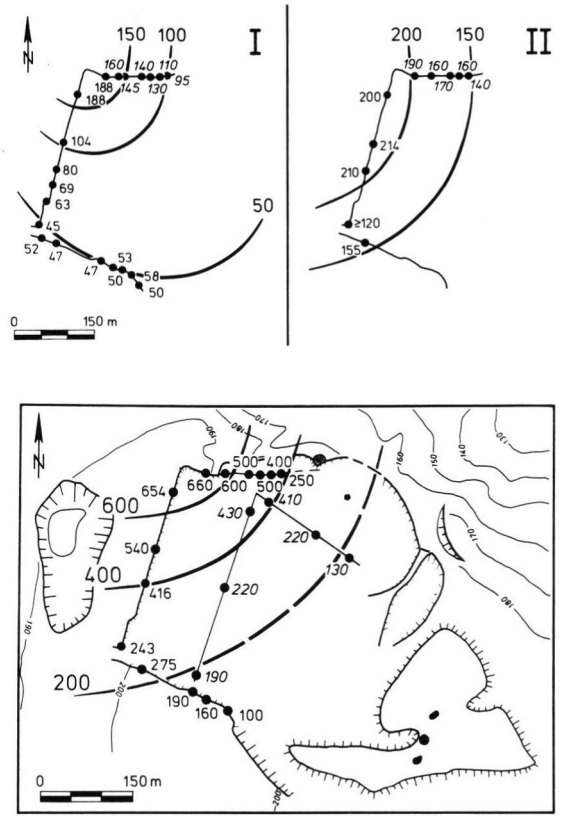


Abb. 15: Mächtigkeitsvariation der Brockentuff-Ablagerungen im Bereich der Tongrube Kärlich. Oben: Mächtigkeiten (in cm) und Isopachenverlauf der Schichteinheiten I und II des basalen Brockentuff-Profiles. Unten: Gesamtmächtigkeit (in cm) aller Brockentuffschichten, und rekonstruierter Isopachenverlauf unter Einbeziehung von Mächtigkeitswerten aus BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) (kursiv).

Die unterschiedlichen Ablagerungen entstanden durch ein komplexes Zusammenspiel magmatischer und phreatomagmatischer Eruptions- und Transportmechanismen bei der oberflächennahen Eruption einer basaltischen Magmasäule (C. v. d. BOGAARD & SCHMINCKE 1986).

Eine Isopachenkarte der Gesamtmächtigkeit des Brockentuffs sowie Isopachenkarten der stratigraphischen Untereinheiten I und II sind in Abb. 15 wiedergegeben. Während die Gesamtmächtigkeitsverteilung z. T. durch spätere Erosion der obersten Brockentuffschichten beeinflusst ist, geben die Mächtigkeitskarten der basalen Einheiten I und II ausschließlich die primäre Mächtigkeitsverteilung dieser Ablagerungen wider. Alle drei Karten zeigen eine Mächtigkeitszunahme von E nach W in der Nordwand und von S nach N in der Westwand. Insgesamt zeigt der Iso-

pachenverlauf, daß das Eruptionszentrum des Kärlicher Brockentuffs (KAE-BT4) NW des heutigen Grubenareals gelegen hat. Diese Interpretation wird gestützt durch eine deutliche Korngrößenzunahme in dieser Richtung, die Orientierung von Anlagerungsgefügen in horizontal transportierten Ablagerungen, und die Orientierung gerichteter Impaktstrukturen, die beim Einschlag ballistischer Blöcke und Bomben entstanden.

Die Brockentuff-Ablagerungen in der S-, W- und N-Wand sind reich an z. T. meter-großen Tonblöcken (überwiegend Blauton), vertonten Tertiärtuff-Fragmenten, Terrassenschotter-Fragmenten und Lößkindln, enthalten aber nur sehr untergeordnet Gesteinsfragmente des devonischen Grundgebirges. Essentielle basaltische Bomben und Lapilli sind überwiegend blasig mit tachylitischer Grundmasse und zahlreichen Einschlüssen devonischer Schiefer, Siltsteine und Quarzite. Die Einsprenglingsminerale sind Olivin, Klinopyroxen, Phlogopit, Titanomagnetit und Hauyn, wobei Klinopyroxen und Olivin z. T. mosaikartig verwachsen sind (Relikte von Peridotit-Knollen). Chromit tritt nur als Einschluß in Knollen-Olivinen, sowie als resorbierter Kern von Titanomagnetiten auf. In der Grundmasse dominiert Leuzit (< 10 Vol-%) neben Klinopyroxen, Olivin, Hauyn, Titanomagnetit und Phlogopit.

Die chemische Zusammensetzung der Brockentuff-Basaltklasten gleicht der der leuzititischen Magmen, die während der Riedener Phase (vor ca. 400.000 bis 430.000 Jahren) im Osteifel-Vulkanfeld eruptierten (Abb. 13). Ausweislich der Grundmasse-Mineralogie

(Fehlen von Plagioklas) und Lage im Zr/Nb-Diagramm gehört der Brockentuff daher zur Gruppe der Leuzitit-Vulkane der Osteifel.

Physikalische Altersdatierungen von Phlogopit-Einsprenglingen aus Basaltklasten des Brockentuffs wurden sowohl nach dem $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserverfahren (3 Kristalle) wie auch nach dem $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenheizungsverfahren (1 Mega-Kristall) durchgeführt (Abb. 16) (Tab. 4). Alle Altersergebnisse stimmen innerhalb ihrer 1-Sigma-Fehlergrenzen überein. Basierend auf dem Stufenheizungs-Plateaualter (413.000 ± 54.000 Jahre) sowie den drei Laser-Integralaltern kann daher ein fehlergewichteter Mittelwert berechnet werden. Hiernach ergibt sich für die Eruption und Ablagerung des Kärlicher Brockentuffs ein Alter von 396.000 ± 20.000 Jahren, was innerhalb der von uns ermittelten Altersgrenzen der Riedener Eruptionsphase des Osteifel-Vulkanfelds liegt.

Auch nach der Eruption des Brockentuffs wurde im Bereich des Kärlicher Berges Löß und Tephra (u. a.) abgelagert. Die jüngere Schichtenfolge ist in einer morphologischen Senke im äußersten Ostteil der Grube erhalten. Die stratigraphische Analyse wird hier jedoch durch zwei Umstände erschwert: Der gesamte nordöstliche Grubenbereich ist durch Verwerfungen und Rutschungen gestört. Streckenweise ist die pleistozäne (und z. T. auch tertiäre) Schichtenfolge vollständig zu phakoid-förmigen Gesteinskörpern zerschert, in denen z. T. der Schichtverband noch erhalten ist, es aber auch zu Schicht-Vervielfältigungen und zum Aussetzen ganzer Einheiten kam. Ein durchgehendes Profil mit verfolgbaren Leithorizonten (i. e.

Tab. 2: Repräsentative Neutronenaktivierungsanalysen der (Glas-) Matrix essentieller Klasten der Kärlicher Tephralagen KAE-DT1, KAE-DT2, KAE-BT2 und KAE-BT3.

Probe	5133a	5133	5138	5134	5134a	5134b	5134c	5694	5695	5696
Schicht	KAE-DT1 Basis	KAE-DT1 Top	NOR-DT1 Gesamtprobe	KAE-DT2 Basis	KAE-DT2 Basis 40-50 cm	KAE-DT2 40-50 cm	KAE-DT2 Top	KAE-BT2 dicht	KAE-BT2 blasig	KAE-BT3
La	43,4	44,6	28,5	51,6	50,9	54,2	70,1	98,7	79,7	153,0
Ce	88,1	86,5	51,2	101,0	94,1	103,0	125,0	195,0	172,0	334,0
Nd	24,2	31,7	16,2	33,8	28,3	32,7	42,5	91,9	61,0	124,0
Sm	4,3	4,8	4,3	5,1	4,7	5,2	7,1	11,8	10,1	15,4
Eu	1,2	1,3	0,9	1,3	1,3	1,4	2,0	3,3	2,8	4,6
Tb	0,5	0,5	0,4	0,5	0,7	0,6	0,8	1,3	2,0	3,1
Yb	1,7	1,5	1,2	2,1	2,3	2,2	2,3	2,1	2,0	3,2
Lu	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,6	0,5	0,4	0,4	0,6
Cs	1,7	1,7	1,1	1,7	1,8	1,8	1,7	0,8	0,7	0,9
U	10,5	9,7	6,6	11,3	12,8	11,6	10,0	2,1	1,7	2,6
Th	34,4	35,7	37,8	41,1	42,5	43,3	38,8	11,5	11,0	17,5
Sc	0,9	1,1	1,3	0,9	1,1	1,1	2,0	33,1	31,9	36,1
Hf	18,2	18,9	20,7	12,0	12,8	12,6	11,3	6,6	6,9	7,4
Ta	23,1	21,2	22,6	14,6	15,8	15,5	14,3	6,3	6,2	7,6
Mo	3,7	5,0	3,1	3,6	3,1	4,2	2,7	1,2	1,2	1,3
Au	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1
As	4,9	5,9	4,0	4,2	6,3	5,9	6,5	4,0	5,6	5,7

Tephrahorizonten) zwischen der Nord- und Ostwand existiert nicht und war auch früheren Bearbeitern nicht zugänglich (s. Schirmer 1970). Die jüngere pleistozäne Schichtenfolge von Kärlich kann deshalb nur bruchstückhaft aus mehreren kleinen Teilprofilen im östlichen Grubenbereich (Abb. 17) rekonstruiert werden. Dies ist aber schon allein deshalb einen Versuch wert, weil der Schichtenfolge ein altpaläolithischer Fundhorizont mit Stein-Werkzeugen sowie Stoßzähnen und Knochen vom Waldelefanten (u. a.) zwischengeschaltet ist (BOSINSKI et al. 1986).

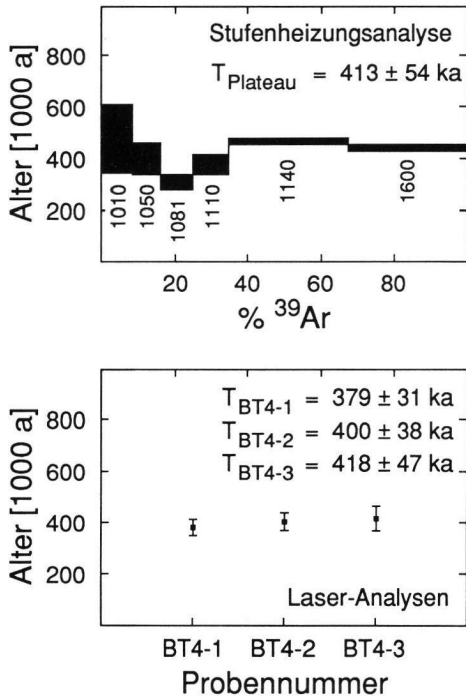


Abb. 16: Oben $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenheizungs-spektrum eines Phlogopit-Mega-Einsprenglings des Kärlicher Brockentuffs (KAE-BT 4). 1010 bis 1600 = Temperaturen der Heizschritte in °C. Unten: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laseralter dreier Phlogopit-Einsprenglinge des Kärlicher Brockentuffs. Alle Daten mit 1-Sigma-Fehlergrenzen.

3.4. Profilabschnitt J in der nordöstlichen Tongrube

Profil NE-1 beginnt mit einem ca. 5 m mächtigen Löß- und Lößlehm-Paket, das tektonisch gestört einem Gleitkeil aus Tertiärtuff (0–50 cm) über Blauton aufliegt. In den obersten dm ist der Löß stärker vertont, und blaßgrau (Btg-Horizont?). Er enthält zahlreiche Schneckengehäuse und wird von einem mm-dicken, schwarz-braunen Humusband überlagert. Darüber liegt eine massige, Brockentuff-ähnliche Gesteinseinheit mit Basaltklasten und z. T.

m-großen Tonblöcken sowie vereinzelt Bruchstücken von verfestigten Basaltsandrinnen (s. o.). Hierauf folgen über einer Erosionsdiskordanz gut geschichtete und gut sortierte Basaltlapillenschichten. Linsige Schrägschichtung und Gradierung der Ablagerungen weisen auf einen vulkaniklastischen Umlagerungshorizont hin. Diese Ablagerungen fallen in der SSE-Flanke des Aufschlusses mit 20° nach E, in der NNW-Flanke des Aufschlusses jedoch mit 30–35° nach W ein (Abb. 18). Das gesamte Schichtpaket (Löß bis umgelagerte Tephra) ist durch mehrere, mit ca. 80° nach N einfallende Abschiebungen gestört. Profil NE-2 liegt ca. 20 m südlich der Ausgrabungsstelle. Es zeigt ebenfalls die Abfolge Lößlehm — massiger „Brockentuff“ — geschichtete Vulkaniklastika. Letztere fallen hier jedoch mit 40–60° deutlich steiler nach E ein. Darüberhinaus ist hier bereits innerhalb der basalen Lößlehmfolge ein keilförmiger, Brockentuff-ähnlicher Gesteinskörper eingelagert.

Profil NE-3 liegt in einem Abbauplateau, das sich an die Aufschlußwand NE-1 im Osten anschließt. Hier streichen — wiederum über massigen Brockentuff-ähnlichen Ablagerungen — nach E einfallende, gut sortierte, geschichtete Vulkaniklastika aus (Anschluß an die Profile NE-1 und NE-2?), die durch graubraunen, sandigen Lehm und einen grauen, tonreichen Lehmhorizont mit Kiesen und einzelnen Torfschmitzen überlagert werden. Erst hierauf folgt der dm-mächtige Torfhorizont mit der altpaläolithischen Fundschrift. Der Artefakt-Horizont wird überlagert von einer massigen bis schwach geschichteten, Kies- und Basalt-führenden Umlagerungsschicht, die zum Hangenden in einen Kies-führenden, grauen, tonreichen Lehm übergeht. Hierauf folgt eine ca. 1 m mächtige Lage aus schwarzbraunem bis dunkelbraunviolett, humus- und tonreichem Lehm, der über das Abbauplateau verfolgt werden kann und an der Basis der Profilwand NE-4 austreicht. Die hangende Schichtenfolge (Profil NE-4) besteht aus Lehmbröckelsanden, mehreren Löß- und Schwemmlöß-Ablagerungen und zwei Bodenhorizonten. Sie enthält mindestens zwei Erosionsdiskordanzen und Schichtlücken und wurde detailliert von SCHIRMER (1970) beschrieben. Sie ist heute nur noch unvollständig abgeschlossen. Das Profil von SCHIRMER kann jedoch, vor allem anhand der auch dort beschriebenen „schwarzbraun-violetten, tonreichen Humuszonen“ und überlagernden Lehmbröckelsande, mit der jetzt abgeschlossenen Schichtenfolge korreliert werden.

4. Diskussion

Die in den einzelnen Bereichen der Grube aufgenommenen Teilprofile können insbesondere anhand der eingeschalteten Tephralagen zu einer Gesamt-

KORRELATION SCHEMATISCHER SÄULEN- PROFILE IM ÖSTLICHEN BEREICH DER TONGRUBE MÜLHEIM-KÄRLICH

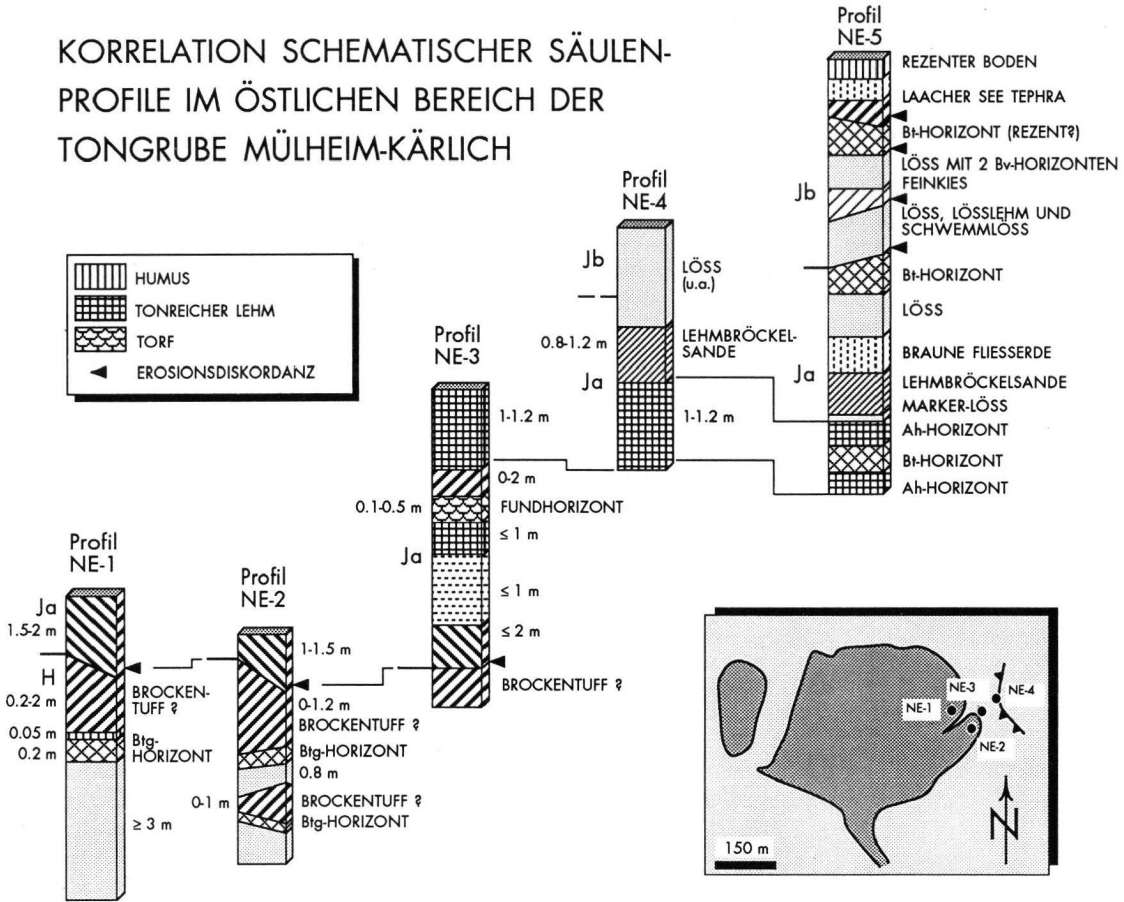


Abb. 17: Schematischer Aufbau und Korrelation der Profile E-1 bis E-5 im östlichen Grubenbereich. Abschnittsbezeichnungen H bis J_b entsprechend SCHIRMER (1970). Das Profil E-5 ist stark vereinfacht nach SCHIRMER (1970). Übrige Legende siehe Abbildung 5.

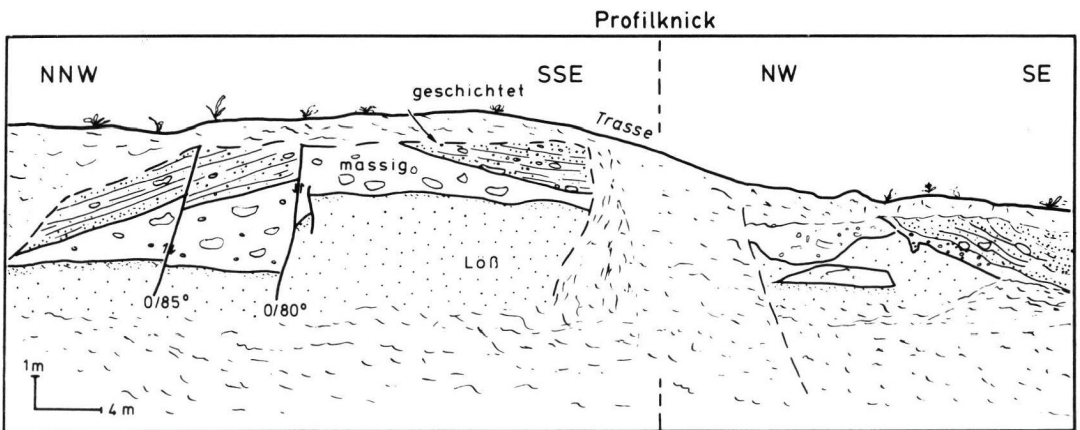


Abb. 18: Skizze der Profile NE-1 (links) und NE-2 (rechts) im nordöstlichen Bereich der Tongrube Kärlich. Beide Profile zeigen die tektonisch gestörte Überlagerung von Loß durch massige, Brockentuff-ähnliche Schichten sowie geschichtete, umgelagerte Tephra.

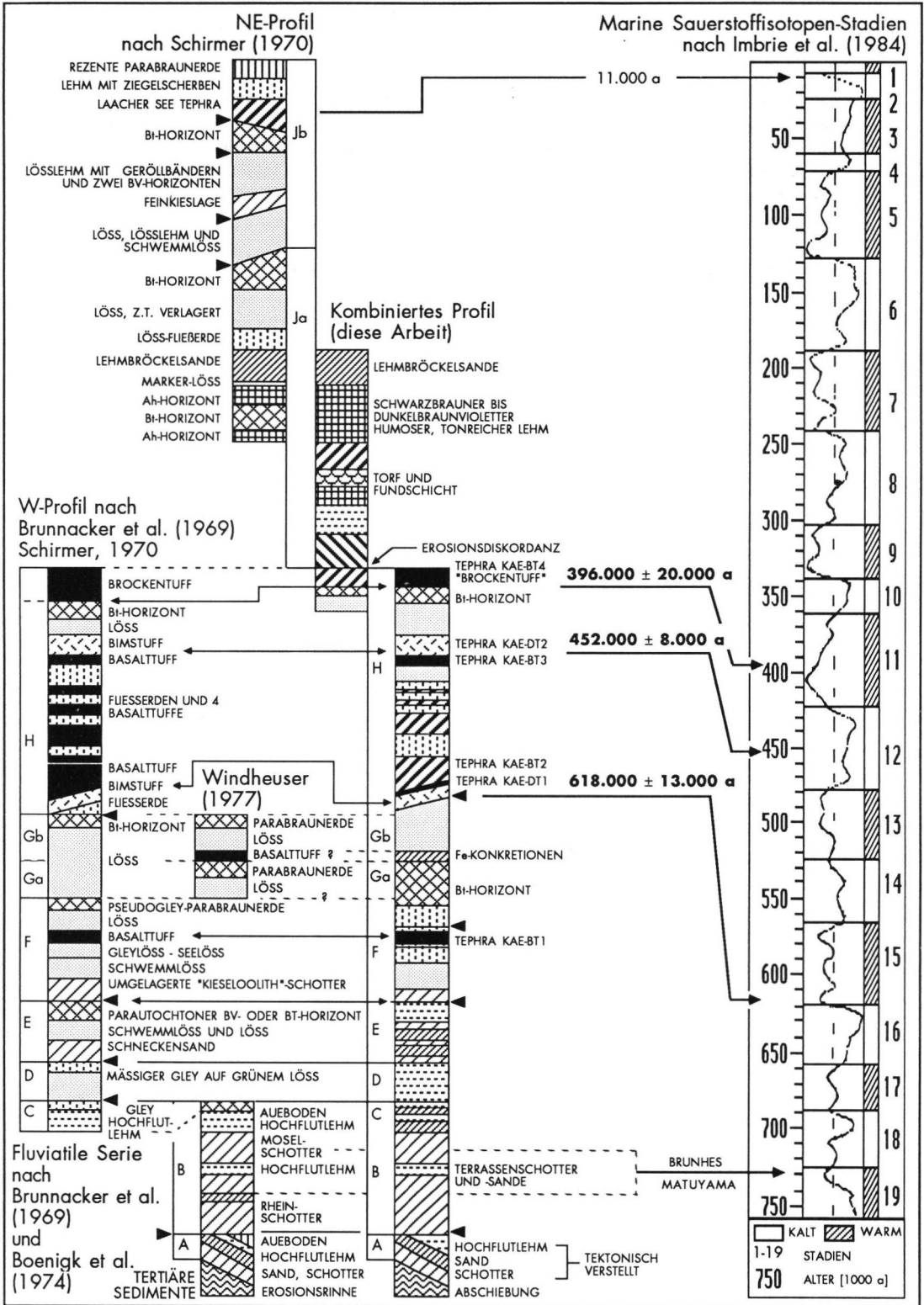


Abb. 19: Kombiniertes Gesamtprofil der Kärlicher Pleistozänfolge (Mitte) und Korrelation der Profilaufnahmen von BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969), SCHIRMER (1970) und BOENIGK et al. (1974) (Links). Rechts: ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Alter der Tephralagen KAE-DT1, KAE-DT2 und KAE-BT4 und Korrelation des Profils Kärlich mit der marinen Sauerstoffisotopen-Stratigraphie nach IMBRIE et al. (1984).

stratigraphie kombiniert werden (Abb. 19). Diese stimmt mit der stratigraphischen Gliederung nach BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) und BRUNNACKER & BOENIGK (1976) in groben Zügen überein, so daß die dort vorgeschlagene Abschnitts-Gliederung des Profils (A bis J) beibehalten wurde. Unterschiede in der Schichtenfolge zwischen dem Top der Terrassenschotter und der Tephra KAE-BT1 (Abschnitte C, D und E) sind unproblematisch: dies sind überwiegend umgelagerte, fluviatile (?) Sedimente mit raschen Fazies- und Mächtigkeitswechseln, die von BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) als „lokale Spezialbildung am Übergang Warmzeit-Kaltzeit“ und von FRECHEN (1975) als Randfazies fluviatiler Rinnenfüllungen gedeutet wurden.

Signifikante Unterschiede bestehen dagegen vor allem im Aufbau des Abschnitts A sowie in der Anzahl der festgestellten Tephralagen und Bodenhorizonte.

Zwischen den Tertiärsedimenten und den Rheinterrassenschottern werden von BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) als älteste Pleistozänablagerungen „rinnenförmige Einschaltungen“ von Schottern, Sanden und Hochflutlehm aus der Uferzone eines Flusses beschrieben. Wir haben diese Ablagerungen nicht gesehen, dafür aber Schotter, Sande und Hochflutlehm in tektonischen Abschiebungen. Der basale Profilabschnitt umfaßt daher möglicherweise verschiedene Einheiten: tektonisch verstellte Terrassensedimente [Aa] als älteste Kärlicher Pleistozänablagerungen und jüngere Rinnenfüllungen, die nach einem Erosionsintervall unbekannter Dauer abgelagert wurden [Ab] (= Abschnitt A i. S. v. BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969).

Die von WINDHEUSER (1977) beschriebene Basaltufflage im Abschnitt G wird von uns als Horizont mit lagig angereicherten, umgelagerten, schwarzen, mm-bis cm-großen Fe-(Mn)-Konkretionen und Kiesen mit schwarzbraunen Fe(Mn)-Krusten interpretiert. Bei den im Abschnitt H zwischen Tephra KAE-BT2 und KAE-BT3 beschriebenen Basaltuffen (BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969; FRECHEN 1975) handelt es sich nicht um primäre sondern um umgelagerte Tephralagen, deren vulkanische Gesteinskomponenten fluviatil umgelagertes und in Rinnen akkumuliertes Material der Tephraablagerungen KAE-DT1 und KAE-BT2 sind. Auch haben wir im Hangenden des Brockentuffs weder einen „Gleeser Bims“ (FRECHEN 1975), noch einen „Metternicher Tuff“ (BRUNNACKER & BOENIGK 1976) oder einen „Eltviller Tuff“ (BRUNNACKER, BOSINSKI & WINDHEUSER, 1979) feststellen können.

Im gesamten Profilabschnitt A bis H haben wir nur zwei eindeutige Paläosol-Horizonte gefunden: eine mächtige Parabraunerde im Abschnitt G sowie eine

schwach ausgeprägte Parabraunerde an der Basis des Brockentuffs. Dies könnte bedeuten, daß das heutige Profil durch tiefergreifende Erosionsdiskordanzen kondensiert ist. Dabei könnten insbesondere die von BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) beschriebenen Bodenbildungen am Top der Abschnitte B, E und Gb den folgenden Erosionsintervallen an der Basis der Abschnitte D, F und H zum Opfer gefallen sein.

4.1. Anzahl, Art und Herkunft der Tephralagen

Das Pleistozän der Kärlicher Tongrube enthält mindestens 7 Tephralagen: Tephra KAE-BT1 im Abschnitt F, KAE-DT1, KAE-BT2, KAE-BT3, KAE-DT2 und KAE-BT4 (Brockentuff) im Abschnitt H sowie die allerødzeitliche Laacher-See-Tephra im Abschnitt Jb (Abb. 8).

Tephra KAE-BT1 ist eine mafische Aschenschicht. Blasentuffgefüge und akkretionäre Lapilli deuten auf eine Ablagerung aus feuchten Aschenwolken im Zuge einer phreatomagmatischen Eruption. Alter und Lage des Eruptionszentrums sind nicht bekannt, jedoch zeigen die Blasentuffe, daß es in einer Entfernung von maximal ca. 5 km zu suchen ist. Mafische Magmen mit Klinopyroxen-, Olivin-, Hornblende- und Apatit-Einsprenglingen und insbesondere Olivin-Cpx-Hbl-Knollen sind aus der Osteifel bislang nicht beschrieben. Sie treten jedoch in der Westeifel auf (BECKER 1977 in: MERTES 1983).

Tephra KAE-DT1 ist eine plinianische Bims-Fallablagerung. Nach den vorliegenden $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Lasersdatierungen wurde Tephra KAE-DT1 vor 618.000 ± 13.000 Jahren eruptiert (Maximalalter). Anhand der Hauptelement-, Spurenelement- und Einsprenglingszusammensetzung der Bimslapilli kann KAE-DT1 eindeutig von plagioklasphyrischen Bimsen der Hüttenberg-Tephra und Glees-Tephra des Wehrer Vulkans unterschieden werden, die vor 215.000 Jahren (Hüttenberg-Tephra) bzw. ca. 150.000 Jahren (Glees-Tephra) eruptiert wurden (BOGAARD et al. 1989).

Bimslapilli in Tephraablagerungen des leuzitphonolithischen Riedener Vulkankomplexes haben zwar z. T. ähnliche Einsprenglingsminerale (VIERECK 1984), unterscheiden sich jedoch chemisch eindeutig von den Bimslapilli der Tephra KAE-DT1. Schlotnahe Bimsablagerungen mit einer KAE-DT1 ähnlichen Zusammensetzung sind in der Eifel bisher nicht nachgewiesen (s. u.). Wir haben aber zwei Vorkommen schlotferner Bimsablagerungen gleicher chemisch-petrographischer Zusammensetzung in der Osteifel gefunden: am Norberg, in der westlichen Peripherie des Riedener Vulkankomplexes (ca. 20 km W Kärlich)

Tephra KAE-DT1 Probennummer	Vol. ³⁹ Ar 10 ⁻¹¹ ml	⁴⁰ Ar atm. %	Ca/K	⁴⁰ Ar ^{*/} ³⁹ Ar _K	Alter (1000 a) ± 1Sigma	
DT1-1	L	6.1	11.2	0.003	1.403	618.2 ± 12.9
DT1-2	E	4.3	7.2	0.005	1.375	696.4 ± 13.2
DT1-3	E	12.9	9.6	0.011	1.403	710.4 ± 6.9
DT1-4	L	4.9	19.4	0.012	1.640	723.0 ± 14.9
DT1-5	E	23.1	6.9	0.021	1.517	768.2 ± 3.5
DT1-6	E	9.0	10.5	0.004	1.675	848.3 ± 7.1
DT1-7	E	4.5	6.2	0.017	2.152	1089.5 ± 17.3
DT1-8	E	3.4	13.1	0.038	2.928	1290.3 ± 28.0
DT1-9	E	4.7	32.9	0.023	3.154	1389.8 ± 36.4

Tephra KAE-DT2 Probennummer	Vol. ³⁹ Ar 10 ⁻¹¹ ml	⁴⁰ Ar atm. %	Ca/K	⁴⁰ Ar ^{*/} ³⁹ Ar _K	Alter (1000 a) ± 1Sigma	
DT2-1	E	9.3	4.4	0.004	1.016	447.9 ± 9.7
DT2-2	E	4.1	23.1	0.011	1.046	461.2 ± 14.4
DT2-3	E	16.6	9.3	0.002	0.943	477.7 ± 4.1
DT2-4	E	1.7	-21.0	0.044	1.065	486.7 ± 43.1
DT2-5	E	5.2	4.5	0.014	1.065	486.8 ± 13.2
DT2-6	E	3.5	6.6	0.012	1.083	494.9 ± 15.2
DT2-7	E	2.0	-9.7	0.007	1.130	516.5 ± 27.7
DT2-8	E	2.5	4.6	0.007	1.149	525.1 ± 23.6
DT2-9	E	16.1	4.5	0.006	1.044	528.7 ± 4.0
DT2-10	E	18.7	5.7	0.005	1.162	531.2 ± 7.6
DT2-11	E	22.5	9.9	0.010	1.131	572.4 ± 3.6
DT2-12	E	13.7	3.1	0.009	1.208	611.9 ± 4.3
DT2-13	E	8.1	3.2	0.003	1.234	624.7 ± 5.3
DT2-14	E	4.8	11.5	0.044	1.381	631.3 ± 13.0
DT2-15	E	17.4	5.6	0.008	1.420	649.0 ± 10.2
DT2-16	E	5.5	16.0	0.007	1.496	683.9 ± 20.6
DT2-17	E	11.7	2.6	0.011	1.630	825.4 ± 7.2
DT2-18	E	22.4	3.3	0.010	1.640	830.1 ± 4.4
DT2-19	E	1.3	62.3	0.012	1.819	831.5 ± 84.3
DT2-20	E	5.8	4.0	0.003	1.945	889.1 ± 18.3
DT2-21	E	3.7	14.8	0.009	2.380	1087.8 ± 27.8
DT2-22	E	3.8	16.5	0.021	2.672	1352.5 ± 14.9
DT2-23	E	10.4	61.7	0.011	5.503	2784.5 ± 37.3
DT2-24	E	1.6	5.9	0.003	43.212	19684.0 ± 208.0

Tab. 3: ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Laseranalysen und scheinbare Einzelkristallalter von Feldspäten der phonolithischen Tephralagen KAE-DT 1 und KAE-DT2. E = Einsprenglingskristalle aus essentiellen Lapilli; L = lose Kristalle aus der Aschenmatrix

Laser-Analysen Tephra KAE-BT4 Probennummer	Vol. ³⁹ Ar 10 ⁻¹¹ ml	⁴⁰ Ar atm. %	Ca/K	⁴⁰ Ar ^{*/} ³⁹ Ar _K	Alter (1000 a) ± 1Sigma	
BT4-1	E S	2.0	89.9	0.006	0.718	378.7 ± 31.2
BT4-2	E S	3.4	82.5	0.008	0.759	400.3 ± 37.7
BT4-3	E S	1.0	16.8	0.010	0.793	418.0 ± 47.2

Stufenheizungs-Analyse Tephra KAE-BT4 Heizschritt (°C)	Cum. ³⁹ Ar %	⁴⁰ Ar atm. %	⁴⁰ Ar ^{*/} ³⁹ Ar _K	Alter (1000 a) ± 1Sigma
820	1	100	-4.32	-2200 ± 1200
870	2	100	-1.42	-710 ± 550
1010	8	99	0.93	476 ± 130
1050	16	94	0.78	400 ± 61
1081	25	94	0.60	310 ± 29
1110	35	93	0.73	375 ± 36
1140	67	81	0.90	463 ± 13
1600	100	72	0.86	441 ± 11

Probe: 1 Mega-Phlogopit-Einsprengling (1.82 g)
 Gesamt-⁴⁰Ar_{atm}: 1.95*10⁻⁶ ml STP
 Gesamt-³⁹Ar_K: 1.37*10⁻⁷ ml STP
 Integral-Alter: 400 ± 9 ka
 Plateau-Alter: (1010 - 1600 °C): 413 ± 54 ka
 Isochrone: 443 ± 23 ka mit ⁴⁰Ar/³⁶Ar_i = 294 ± 26

Tab. 4: ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Laseranalysen und scheinbare Einzelkristallalter dreier Phlogopit-Einsprenglinge der Tephra KAE-BT4 (oben). ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Stufenheizungsanalyse eines Phlogopit-Mega-Einsprenglings (unten; Analyse: C. M. Hall)

und ein weiteres im Grabungsprofil „Miesenheim I“ (Abb. 1). In beiden Fällen, wie auch in Kärlich selbst, wird die phonolithische Bimsapillischicht durch fluviatil umgelagerte, nephelinitische Basaltaschen überlagert. Dabei zeigen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdatierungen, daß auch die Phonolithtephra NOR-DT1 einen hohen Gehalt an kontaminierenden „alten“ Kalifeldspäten enthält, wobei die jüngsten Kristalle dort ein Eruptionsalter von ca. 600.000 Jahren anzeigen (P. v. d. BOGAARD, unveröff.). Aufgrund der übereinstimmenden chemisch-petrographischen Zusammensetzungen und Laser-Alder (z. T.) stellen die Tephraavorkommen KAE-DT1, NOR-DT1 und MIE-DT1 wahrscheinlich Überreste derselben, ehemals weit verbreiteten Tephraablagung dar.

Die melilith-nephelinitische, mafische Aschenschicht KAE-BT3 und die phonolithische Bimsapillischicht KAE-DT2 wurden unmittelbar nacheinander abgelagert. Übereinstimmende $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Stufenheizungsanalysen (453.000 ± 7.000 Jahre; LIPPOLT, FUHRMANN & HRADEZKY 1986) und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdatierungen (452.000 ± 8.000 Jahre) zeigen, daß diese Eruptionen vor ca. 450.000 Jahren stattfanden. Tephra KAE-DT2 ist chemisch-mineralogisch zonierte, besitzt eine Einsprenglingsparagenese ähnlich den leuzitphonolithischen Eruptionen des Riedener Vulkankomplexes, unterscheidet sich jedoch chemisch eindeutig von den Riedener Bimsablagungen. Mit den Tephraablagungen des Wehrer Vulkans (Hüttenberg und Gleys-Tephra) hat KAE-DT2 auch nach der chemisch-petrographischen Zusammensetzung und dem Eruptionsalter nichts gemein. Die große Mächtigkeit bei distalen Korngrößencharakteristika zeigt, daß KAE-DT2 eine sehr große Bimsruption repräsentiert, im Volumen vergleichbar mit der Laacher-See-Eruption 11.000 Jahre vor Heute ($> 5 \text{ km}^3$ Magma; BOGAARD & SCHMINCKE 1985).

Die Tephraablagungen KAE-DT1 und KAE-DT2 wurden früher als „Wehrer Bimse“ bezeichnet, weil die Aschenmatrix isolierter, grobkörniger Bimsavorkommen im oberen Gleysbachtal — zwischen Laacher-See-Vulkan, Wehrer Kessel und Riedener Vulkankomplex — eine ähnliche petrographische Zusammensetzung zeigte (FRECHEN 1975). Unglücklicherweise wurde die Bezeichnung „Wehrer Bims“ nicht gewählt, weil der Nachweis der Eruption aus dem Wehrer Kessel erbracht worden wäre, sondern um diese Tephraaschichten von den jüngeren, „echten“ Wehrer Bimsablagungen (Hüttenberg-Tephra, Gleys-Tephra) zu unterscheiden, die den Kraterwall des Wehrer Vulkans aufbauen. Tatsächlich ist dieser Nachweis auch später nie erbracht worden, und die Aschenmatrix-Mineralassoziation Sanidin-Nosean-Klinopyroxen-Hornblende-Olivin-Biotit-Magnetit-Apatit-Titanit der „Wehrer Bimse“ (i. S. v.

FRECHEN 1975) findet sich auch in zahlreichen Ablagerungen des Riedener Vulkankomplexes und erlaubt weder eine klare Unterscheidung der schlotnahen Ablagerungen noch eine eindeutige Korrelation mit den Tephralagen in Kärlich. Selbst wenn im oberen Gleysbachtal tatsächlich relativ schlotnahe Äquivalente von KAE-DT1 oder KAE-DT2 anstehen sollten, würde dies zunächst lediglich bedeuten, daß KAE-DT1 oder KAE-DT2 möglicherweise im Raum Gleys-Mendig-Rieden eruptiert wurden. Ob es sich hier um frühe Eruptionen des Riedener, Wehrer oder Laacher-See-Vulkans oder um Eruptionen eines eigenständigen Eruptionszentrums handelt, das durch die mächtigen schlotnahen Ablagerungen der jüngeren Vulkane verborgen liegt, könnte auch dann nur durch Transportrichtungskriterien an den Tephralagen bestimmt werden, oder durch Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte der bekannten Eruptionszentren anhand von Bohrungen. Bohrungen im Wehrer Kessel und Xenolithe in den „echten“ Wehrer Tephraablagungen zeigen, daß im Wehrer Kessel ab 75 m Tiefe ältere phonolithische Intrusivgesteine anstehen (WÖRNER et al. 1988). Deren chemisch-petrographische Zusammensetzung entspricht aber der der leuzitphonolithischen Riedener Magmen und nicht der der Tephralagen KAE-DT1 oder KAE-DT2 in Kärlich (Abb. 9). Möglicherweise wurden KAE-DT1 und KAE-DT2 in der Osteifel eruptiert, die Lage ihres Eruptionszentrums ist jedoch bisher nicht bekannt.

Der Kärlicher Brockentuff (KAE-BT4) ist eine „Brockenbrekzie“ (Tuff = verfestigte vulkanische Asche; Median $< 2 \text{ mm}$) und stellt die Ablagerung eines nahegelegenen, leuzititischen, strombolianisch-phreatomagmatischen Eruptionszentrums dar. Mit den schlotnahen basanitischen „Brockentuffen“ an der Basis der basanitisch-tephritischen Schlackenkegel Plaidter Hummerich, Kollert und Eiterköpfe (WINDHEUSER 1977) hat der leuzititische Kärlicher Brockentuff nichts zu tun. Die von FRECHEN (1975) postulierten äolischen Löß-Ablagerungen innerhalb der Brockentuff-Sequenz werden von uns als feinkörnige Aschenlagen mit hohem xenolithischem Lößgehalt interpretiert, die sich mit zunehmender Entfernung vom Eruptionszentrum z. B. aus primär schräggeschichteten Base-Surge-Ablagerungen entwickeln. Der gesamte Brockentuff wurde in sehr kurzer Zeit, wahrscheinlich innerhalb weniger Stunden oder Tage, abgelagert. Unsere $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen von Phlogopit-Einsprenglingen nach dem Stufenheizungs-Laserverfahren zeigen übereinstimmend, daß der Brockentuff-Vulkan vor ca. 400.000 Jahren eruptierte.

Die Deutung der im nordöstlichen Grubenareal angeschnittenen, mit z. T. artefaktführenden, torfhaltigen

und tonreichen Sedimenten gefüllten paläomorphologischen Mulde als „Caldera“ und Eruptionszentrum des Brockentuffs (BOSINSKI et al. 1980) kann von uns nicht bestätigt werden, denn Isopachenkarten und andere Richtungskriterien zeigen eindeutig, daß das Eruptionszentrum des Brockentuffs NW des heutigen Kärlicher Bergs gelegen hat. Der in BOSINSKI et al. (1980) veröffentlichte „Schnitt durch die Calderafüllung“ von Kärlich ist nicht nur schematisch. Er repräsentiert ein spekulatives (und tektonisch äußerst widersprüchliches) Modell des Untergrunds der paläomorphologischen Senke. Insbesondere die Schichtenfolge NNE bis E des altpaläolithischen Fundplatzes ist aber weder in dieser noch in ähnlicher Form abgeschlossen, noch war sie es in der Vergangenheit.

Die Entstehung der morphologischen Depression im Ostteil der Grube ist unklar. Über die genaue Form der Depression wissen wir wenig, da bisher nur der südwestliche Randbereich aufgeschlossen ist. Bezogen auf die heutige Geländemorphologie liegt die Paläo-Mulde im Plateaubereich des Kärlicher Berges, unmittelbar am N-Abhang. Die tertiäre und pleistozäne Schichtenfolge ist in der Umgebung der Mulde tektonisch stark gestört, wobei neben relativ steil stehenden Abschiebungen (Grabentektonik?) vor allem listrische Rutschungsflächen dominieren. Dabei zeigen insbesondere die in Profil NE-1 aufgeschlossenen Störungen, daß zumindest einige Abschiebungen erst nach der Ablagerung (und Umlagerung?) des Brockentuffs aktiv waren. NW der Profile NE-1/NE-4 ist die Mulde z. T. durch umgelagerte Laacher-See-Tephra verfüllt („holozäne Delle“ i. S. v. SCHIRMER 1970). Dies spricht für ein sehr junges Alter der Rutschungen in diesem Bereich.

Zahlreiche kleine klastische „Tuff“-Gänge, -Sills und -Diatreme, die in der heutigen Tongrube aufgeschlossen sind und mehrfach auch aus den früher aufgeschlossenen Bereichen des Kärlicher Berges beschrieben wurden (FRECHEN 1959, 1976), zeigen, daß pyroklastisch-hydroklastische Explosionen in weiten Bereichen des Kärlicher Berges stattgefunden haben. Vermutlich lagen neben dem Brockentuff-Vulkan noch weitere mafische Eruptionszentren im Raum Kärlich. Die in Profil NE-1 umgelagerten, geschichteten Lapidilagen, die diskordant Reste massigen (umgelagerten?) Brockentuffs überlagern, könnten z. B. Ablagerungen eines kleinen Schlotsystems im Untergrund der Mulde darstellen. Die Frage nach der Entstehung der Mulde wird sich wahrscheinlich erst mit dem fortschreitenden Abbau in diesem Grubenbereich wirklich klären lassen.

4.2. Quartärstratigraphie und Paläoklimatologie

Das Eruptionsalter des Kärlicher Brockentuffs wurde anhand Löß- und Bodenstratigraphischer Untersuchungen auf ca. 200.000 Jahre geschätzt (WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER 1982). Untersuchungen zur Thermolumineszenz von Löß- bzw. Bodenschichten im (?) Liegenden und Hangenden des (?) Brockentuffs kamen zu einem ähnlichen Ergebnis (ZÖLLER, STREMMER & WAGNER 1988). Die hier vorgelegten $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen an Hlogopit-Einsprenglingen des Brockentuffs zeigen jedoch, daß der Brockentuff-Vulkan erheblich älter ist (396.000 ± 20.000 Jahre). Das „Kärlicher Interglazial *locus typicus*“, in dessen Bodenhorizont die Brockentuff-Ablagerungen eingeschaltet sind, entspricht nach unseren Untersuchungen daher weder der letzten (BRUNNACKER 1968; FRECHEN 1975) noch der vorletzten (SCHIRMER 1970) Warmzeit vor Heute. In den Ablagerungen des „Kärlicher Interglazials *l. t.*“ sind die Überreste von Pflanzen und Tieren, und vielleicht sogar die Spuren von Menschen erhalten, die vor ca. 400.000 Jahren im Mittelrheingebiet lebten.

Die Einordnung des „Kärlicher Interglazials *l. t.*“ in die mitteleuropäische Quartärstratigraphie ist schwierig, vor allem weil die zeitliche Stellung des Holstein-Interglazials kontrovers ist. Während SARNTHEIN, STREMMER & MANGINI (1986) für das Holstein-Interglazial ein Alter von mindestens 350.000–370.000 Jahren ermitteln und eine Korrelation mit den marinen Sauerstoffisotopen-Stadien 9 und 11 vorschlagen, wird die Bezeichnung „Holstein-Interglazial“ von LINKE, KATZENBERGER & GRÜN (1986) für das Zeitintervall 195.000–223.000 Jahre verwendet, für einen Zeitraum also, der dem marinen Sauerstoff-Isotopenstadium 7 entspricht (MARTINSON et al. 1987). Im Sinne von SARNTHEIN, STREMMER & MANGINI (1986) entspricht das „Kärlicher Interglazial *l. t.*“ also dem Holstein-Interglazial, i. S. v. LINKE, KATZENBERGER & GRÜN (1986) würde es eine warmzeitliche Klimaphase am Ende des Cromer-Komplexes darstellen.

Unabhängig von dieser Kontroverse um die zeitlich-stratigraphische Stellung des Holstein-Interglazials wird das „Kärlicher Interglazial *l. t.*“ ausschließlich anhand tephrostratigraphischer und -chronologischer Evidenz von uns mit dem warmzeitlichen Stadium 11 der marinen Sauerstoffisotopen-Stratigraphie korreliert (Abb. 19).

Die liegenden Tephralagen KAE-BT3 und KAE-DT2 sind kaltzeitlichen Lößablagerungen eingeschaltet, deren Alter von früheren Bearbeitern auf 200.000 bis 300.000 Jahre geschätzt wurde (WINDHEUSER, MEYER & BRUNNACKER 1982). Nach dem $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter

der Tephra KAE-DT2 von 452.000 ± 8.000 Jahren (bzw. 453.000 ± 7.000 Jahre; LIPPOLT, FUHRMANN & HRADETZKY 1986) handelt es sich aber um erheblich ältere Löss- und Tephra-schichten, die der Elster-Eiszeit (oder einer kaltzeitlichen Klimaphase am Ende des Cromer-Komplexes; s. o.) zugeordnet und mit dem kaltzeitlichen, marinen Sauerstoffisotopenstadium 12 korreliert werden können. Stratigraphische Abfolge und physikalische Alter ergeben also insgesamt für diesen Abschnitt des Kärlicher Profils ein hochauflösendes und konsistentes Bild.

Die erste Bimsablagerung des Kärlicher Profils (KAE-DT1) ist wahrscheinlich sogar etwa doppelt so alt wie früher angenommen. Das hier angegebene $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter von 618.000 ± 13.000 Jahren wird zwar durch das $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter einer chemisch-mineralogisch identischen Tephra (NOR-DT1; ca. 600.000 Jahre) gestützt, beruht aber bei der stark kontaminierten Probe von Kärlich bislang nur auf einem einzigen von insgesamt 9 analysierten Kalifeldspat-Kristallen. In den heute aufgeschlossenen Profilen liegt Tephra KAE-DT1 diskordant älteren Löß- und Bodenschichten auf, je nach Tiefe des Erosionsniveaus. Dagegen war die Tephra in früheren Aufschlüssen lokal von einem Parabraunerde-Bt unterlagert (BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER 1969; SCHIRMER 1970). Tephra KAE-DT1 ist daher wahrscheinlich während eines Interglazials abgelagert worden. Auch in der marinen Sauerstoffisotopen-Stratigraphie ist um 600.000 Jahre vor Heute eine warmzeitliche Klimaphase nachgewiesen (Stadium 15).

Innerhalb der Terrassenschotter-Sequenz (Abschnitt B) wechselt die Magnetisierungsrichtung der Sedimente von „revers“ (Matuyama-Epoche) zu „normal“ (Brunhes-Epoche) (BOENIGK et al. 1974; BRUNNACKER und BOENIGK 1976). Die oberen Schotter-Ablagerungen sind daher jünger, die unteren älter als 730.000 Jahre. Zwischen der Brunhes/Matuyama-Grenze am Ende des warmzeitlichen Stadiums 19 und dem kaltzeitlichen Stadium 12 sind in Tiefsee-Bohrkernen drei warmzeitliche Klimaphasen ausgewiesen (Stadien 13, 15, 17). Im Kärlicher Pleistozänprofil entspricht diese Zeitspanne dem Profilabschnitt zwischen den Terrassenschottern und der Tephra KAE-DT2 des Profilabschnitts H. Vergleicht man die marine Abfolge mit der hier vorgeschlagenen Gliederung des Kärlicher Profils (Abb. 19), so scheint in unserem Profil — außer dem erodierten Bodenhorizont am Top des Abschnitts Gb — noch ein weiterer Bodenhorizont zu fehlen, entweder weil er in den untersuchten Aufschlüssen erodiert war oder weil wir ihn nicht erkannt haben. Bei einem Alter der Tephra KAE-DT1 von 618.000 Jahren sollte das „fehlende Interglazial“ zwischen den Tephraablagerungen KAE-DT1 und KAE-DT2 liegen, einem Profilabschnitt, in dem Erosion

und Umlagerung dominieren. Wenn andererseits der Aueboden am Top der Terrassenschotter dem Ende des marinen Interglazial-Stadiums 19 entspricht, dann hätten wir in der Profilgliederung nach BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) und BRUNNACKER (1978) mit 4 interglazialen Bodenhorizonten zwischen den Terrassenschottern und KAE-DT2 mindestens ein Interglazial mehr als in der marinen Stratigraphie, falls KAE-DT1 618.000 Jahre alt ist, sogar zwei. Ob es sich bei den von BRUNNACKER, STREIT & SCHIRMER (1969) am Top der Abschnitte E und F beschriebenen parautochthonen Böden und Pseudogley-Parabraunerden um echte Interglazial-Böden gehandelt hat, können wir jedoch nicht beurteilen. Daß ein interglazialer Bodenhorizont im Erosions- und Umlagerungsintervall von H enthalten sein könnte (s. o.), ist vorerst reine Spekulation. Außerdem ist fraglich, ob die Ergebnisse mariner Sauerstoffisotopenuntersuchungen direkt auf terrestrische Abfolgen übertragen werden können.

Da während unterschiedlicher Klimaphasen zwar typische, aber z. T. extrem ähnliche terrestrische Sedimentfolgen entstehen können, muß jedenfalls von der Vorstellung Abstand genommen werden, daß gleich ausgebildete Löß- und Bodenfolgen im Mittelrheinraum zwangsläufig auch gleiche Zeitabschnitte repräsentieren. Im Gegensatz zu früheren Auffassungen sind die Ablagerungen der letzten 3 Kaltzeiten und Warmzeiten in der Tongrube Kärlich nicht oder nur sehr lückenhaft erhalten. Das Profil erschließt aber in ungewöhnlicher Vielfalt ältere pleistozäne Ablagerungen, die in Mitteleuropa selten nachgewiesen sind. Außerdem treten in Kärlich Tephralagen auf, deren schlotnahe Ablagerungen im Vulkanfeld der Osteifel (und/oder Westeifel) entweder weitgehend erodiert sind oder von mächtigen jüngeren Tephra-schichten z. B. des Riedener, Wehrer oder Laacher-See-Vulkans überdeckt werden. Bislang können wir nicht sagen, wo diese Tephralagen eruptiert wurden. Sie zeigen aber, daß es vor allem im Frühstadium der Eifel-Vulkanfelder eine viel größere Zahl von Vulkaneruptionen gegeben hat als bisher angenommen. „Mehr Vulkaneruptionen“ bedeutet aber auch „mehr lithologisch identifizierbare Leithorizonte“ und „mehr physikalisch datierbare Leithorizonte“. Für die Gliederung der mitteleuropäischen Quartärstratigraphie eröffnen sich daher neue Perspektiven.

5. Danksagung

Die vorliegende Arbeit basiert auf einer unveröffentlichten Diplom-Arbeit (CHRISTEL VAN DEN BOGAARD), auf geochronologischen Analysen im Rahmen eines Feodor-Lynen-Stipendiums der AvH (PAUL VAN DEN BOGAARD in Zusammenarbeit mit D. YORK und

C. M. HALL / University of Toronto) sowie Untersuchungen im Rahmen der Forschungsprojekte „Magmentwicklung und explosiver Vulkanismus im quartären Osteifel-Vulkanfeld“ (LA Forschung NRW, IV A 5-10400587) und „Eifelvulkanismus“ (DFG Schm 250/38-1) (PvdB, HUS). Wir danken der Alexander von Humboldt-Stiftung, dem Landesamt für Forschung NRW und der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die gewährte finanzielle Unterstützung.

6. Schriftenverzeichnis

- BEDNARZ, U. (1982): Geologie und Petrologie der spätquartären Vulkane Herchenberg, Leilenkopf und Dümpelmaar. — Diplom-Arbeit, Ruhr-Universität Bochum: 1—298; Bochum — [Unveröff.].
- BOENIGK, W., HEYE, D., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1974): Paläomagnetische Messungen an vieltgliedrigen Quartärprofilen (Kärlich/Mittelrhein und Bad Soden I. Taunus). — *Mainzer Naturw. Arch.*, 12: 159—168; Mainz.
- BOGAARD, C. v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1986): Evidence for very shallow modification of strombolian eruptions. — *International Volcanological Congress, New Zealand 1986, Abstracts*: 124; Wellington.
- BOGAARD, P. v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1985): Laacher See Tephra — A widespread isochronous Late Quaternary tephra layer in Central and Northern Europe. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96: 1554—1571.
- & — (1988): Aschenlagen als quartäre Zeitmarken in Mitteleuropa. — *Die Geowissenschaften*, 3: 75—84; Weinheim.
- , HALL, C. M., SCHMINCKE, H.-U. & YORK, D. (1987): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Laser dating of single grains: Ages of Quaternary tephra from the East Eifel volcanic field. FRG. — *Geophys. Res. Lett.*, 14/12: 1211—1214.
- , —, — & — (1989): Precise laser $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of a cold to warm climate transition in Europe. — *Nature*: [zum Druck eingereicht].
- BOSINSKI, G., BRUNNACKER, K., LANSER, K. P., STEPHAN, S., URBAN, B. & WÜRGES, K. (1980): Altpaläolithische Funde von Kärlich, Kreis Mayen-Koblenz (Neuwieder Becken). — *Arch. Korrb.*, 10: 295—314; Mainz.
- , KRÖGER, K., SCHÄFER, J. & TURNER, E. (1986): Altsteinzeitliche Siedlungsplätze auf den Osteifel-Vulkanen. — *Jb. Röm.-German. Zentralmuseum*, 33: 97—130; Mainz.
- BRUNNACKER, K. (1968): Das Quartärprofil von Kärlich/Neuwieder Becken. — *Geol. en Mijnbouw*, 47: 206—208; s'Gravenhage.
- (1975): Der stratigraphische Hintergrund von Klimaentwicklung und Morphogenese ab dem höheren Pleistozän im westlichen Mitteleuropa. — *Z. Geomorph. N. F.*, 23: 82—106; Berlin-Stuttgart.
- BRUNNACKER, K. (1978): Neuere Ergebnisse über das Quartär am Mittel und Niederrhein. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 28: 111—122; Krefeld.
- & BOENIGK, W. (1976): Über den Stand der paläomagnetischen Untersuchungen im Pliozän und Pleistozän der Bundesrepublik Deutschland. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 27: 1—17; Öhringen/Württ.
- , BOSINSKI, G. & WINDHEUSER, H. (1979): Bimstoffe als Leithorizonte im Quartär am Mittelrhein. — *Mainzer Naturw. Archiv*, 17: 13—28; Mainz.
- , STREIT, R. & SCHIRMER, W. (1969): Der Aufbau der Quartär-Profile von Kärlich/Neuwieder Becken (Mittelrhein). — *Mainzer Naturw. Arch.*, 8: 102—133; Mainz.
- FRECHEN, J. (1959): Die basaltischen Ausbläser von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 4: 301—312; Krefeld.
- (1975): Tephrostratigraphische Abgrenzung des Würmlösses und der älteren Lösses im Quartärprofil der Tongrube Kärlich, Neuwieder Becken. — *Decheniana*, 127: 157—194; Bonn.
- (1976): Siebengebirge am Rhein — Laacher Vulkangebiet — Maargebiet der Westeifel. Vulkanologisch-petrographische Exkursionen. — *Sammlg. Geol. F., Gebr. Bornträger Berlin Stuttgart*: 1—209; Stuttgart.
- & ROSAUER, E. A. (1959): Aufbau und Gliederung des Würm-Löß-Profils von Kärlich im Neuwieder Becken. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 4: 267:282; Krefeld.
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, W., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L. & SHACKLETON, N. J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine delta 18-0 record. — In: A. BERGER, J. IMBRIE, J. HAYS, G. J. KUKLA & SALTZMANN. (Hrsg.): *Milankovich and climate, Part I, N.A.T.O. Adv. Study Inst., Ser C*: 269—305; Reidel, Dordrecht.
- LINKE, G., KATZENBERGER, O. & GRÜN, R. (1968): Description and ESR dating of the Holsteinian interglaciation. — *Quat. Sci. Rev.*, 4: 319—331; Oxford.
- LIPPOLT, H. J., FUHRMANN, U. & HRADETZKY, H. (1986): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations on sanidines of the Eifel volcanic field (Federal Republic of Germany): Constraints on age and duration of a Middle Pleistocene cold period. — *Chemical Geology (Isotope Geosc. Section)*, 59: 187—204; Amsterdam.
- MARTINSON, D. G., PISIAS, N. G., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T. C. & SHACKLETON, N. J. (1987): Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. — *Quaternary Research*, 27: 1—29; New York.
- MERTES, H. (1983): Aufbau und Genese des Westeifeler Vulkanfeldes. — *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, 9: 1—415; Bochum.

- NOLL, H. (1967): Trachytische Tuffgänge am Herchenberg bei Burgbrohl (Laacher-See-Gebiet) und der Eruptionsmechanismus der Laacher Bimsvulkane. — Sonderveröff. Geol. Inst. Köln, 13: 95—108; Köln.
- PRANGE, C. (1984): Die vulkanologische, tektonische und geochemische Entwicklung der quartären Eiterkopf-Vulkane, SE-Eifel. — Diplom-Arbeit, Ruhr-Universität Bochum: 1—236; Bochum. — [Unveröff.].
- SARNTHEIN, M., STREMMER, H. E. & MANGINI, A. (1986): The Holstein Interglaciation: Time-Stratigraphic Position and Correlation to Stable-Isotope Stratigraphy of Deep-Sea Sediments. — *Quaternary Research*, 26: 283—298; New York.
- SCHIRMER, W. (1970): Das jüngere Pleistozän in der Tongrube Kärlich am Mittelrhein. — *Mainzer Naturw. Arch.*, 9: 257—284; Mainz.
- SCHMINCKE, H.-U. (1982): Vulkane und ihre Wurzeln. — Rhein. Westf. Akad. Wiss., Vorträge N315: 35—78; Opladen (Westdeutscher Verlag).
- URBAN, B. (1983): Biostratigraphic correlation of the Kärlich Interglacial, Northwestern Germany. — *Boreas*, 12: 83—90; Oslo.
- VIERECK, L. (1984): Geologische und petrologische Entwicklung des pleistozänen Vulkankomplexes Rieden, Ost-Eifel. — *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, 17: 1—337; Bochum.
- WINDHEUSER, H. (1977): Die Stellung des Laacher Vulkanismus (Osteifel) im Quartär. — *Sonderveröff. Geol. Inst. Köln*, 31: 1—223; Köln.
- , MEYER, W. & BRUNNACKER, K. (1982): Verbreitung, Zeitstellung und Ursachen des quartären Vulkanismus in der Osteifel. — *Z. Geomorph. N.F.*, 42: 177—194; Berlin-Stuttgart.
- WÖRNER, G., VIERECK, L., PLAUMANN, S., PUCHER, R., BOGAARD, P. v. d. & SCHMINCKE, H.-U. (1988): The Quaternary Wehr volcano: A multiphase evolved eruption center in the East Eifel volcanic field (FRG). — *N. Jb. Miner. Abh.*, 159: 73—99; Stuttgart.
- ZÖLLER, L., STREMMER, H. & WAGNER, G. A. (1988): Thermolumineszenz-Datierungen an Löss-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein/Bundesrepublik Deutschland. — *Chemical Geology (Isotope Geosc. Section)*, 73: 39—62; Amsterdam.

Manuskript eingegangen am 15. 3. 1989,
Nachträge Mai 1989.