

**Prof. Dr. Gerhard Jentzsch**

Institut für Geowissenschaften, FSU – Jena

Sophienstr. 24  
07743 Jena

T/F: 03641-823520

dienstl.:

T: 03641-948660

F: 03641-948662

26.07.2001

## **Vulkanische Gefährdung in Deutschland**

Entwicklung eines Kriteriums zum Ausschluss von Gebieten für die weitere Untersuchung hinsichtlich der Eignung als Standort eines Endlagers für radioaktive Abfälle

Ausgearbeitet im Auftrag der Arbeitsgruppe 'Kriterienentwicklung' (AG-Krit) des Arbeitskreises 'Auswahlverfahren Endlagerstandorte' (AKEnd) des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit

0. Zusammenfassung des Kriteriums
1. Einführung
- 1.1 Vorgaben für diese Studie
- 1.2 Durchführung der Bearbeitung
2. Allgemeines
- 2.1 Klassifizierung vulkanischer Aktivitäten
- 2.2 Statistik vulkanischer Aktivitäten
- 2.3 Möglichkeiten geowissenschaftlicher Untersuchungen
3. Thermo-mechanische Effekte
- 3.1 Vorbemerkung
- 3.2 Analytische Lösungen
- 3.3 Numerische Spannungsanalyse
4. Vulkanismus in Mitteleuropa
5. Quartärer Vulkanismus
- 5.1 Vulkanfelder der Eifel
- 5.1.1 Überblick
- 5.1.2 Beantwortung der Fragen
- 5.2 Vulkanismus im Vogtland / NW Böhmen
- 5.2.1 Überblick
- 5.2.2 Beantwortung der Fragen
6. Berücksichtigung des Vulkanismus in anderen Ländern
7. Entwicklung eines Kriteriums
8. Diskussion
9. Literatur
10. Anhang: Abbildungen

## 0 Zusammenfassung des Kriteriums

Grundsätzlich muss vorausgeschickt werden, dass es nicht möglich ist, ein 'scharfes' Ausschlusskriterium zu formulieren. Im Anwendungsfall müssen u.U. lokale Untersuchungen vorgenommen werden, deren Zielrichtung im Text erläutert ist.

Ausgehend von dem allgemein gültigen Kriterium 'kein quartärer Vulkanismus' müssen Einflussradien entwickelt werden, die wiederum für unterschiedliche Eruptionstypen verschieden sind. Ohne die Anwendung des hier entwickelten Kriteriums vorweg zu nehmen wird die Problematik an den beiden Vulkan-Gebieten Deutschlands demonstriert, die ohnehin nur in Frage kommen: **die Eifel** und **das Vogtland / NW Böhmen**.

Die Größe der von einer Eruption betroffenen Fläche hängt – abgesehen vom topographischen Standort - entscheidend von der Art der Eruption, der Massen-eruptionsrate, der eruptierten Masse, den Transportmechanismen und damit dem Verbreitungsgebiet ab. Das mit Abstand gefährlichste vulkanische Ereignis für die Sicherheit eines möglichen Endlagers wäre die Entstehung eines neuen Vulkans bzw. Kraters direkt unter oder in der unmittelbaren Nähe des Standortes. Der mögliche Ausbruch eines neuen Vulkans ausgerechnet unter einem Endlager ist zwar nicht ausgeschlossen, aber dennoch wenig wahrscheinlich.

Die **Auswirkungen vulkanischer Aktivitäten** betreffen einerseits die Oberfläche durch die Folgen der Eruption, andererseits sind - abhängig von der Entfernung des Vulkanschlotes vom Endlager - Temperatur-Spannungen zu erwarten, die durchaus zum Bruch des Gesteins, zumindest aber zur Aktivierung von Störungen führen können. Dies kann zur Öffnung von Wasser-Wegsamkeiten und damit zur Störung der Integrität des Endlagers führen. Hierbei treten diese Folgen nicht unbedingt sofort auf, sondern zeitversetzt, u.U. einige Jahrzehnte bis Jahrhunderte / Jahrtausende später. Weitere Folgen betreffen die Chemie des im Gestein enthaltenen Wassers, dessen chemisches Gleichgewicht entscheidend gestört werden kann. Die möglichen Auswirkungen auf das Endlager werden im Folgenden allerdings nicht weiter diskutiert.

Demzufolge ist es nötig, das Kriterium schrittweise zu entwickeln. Für ein vulkanisches Gebiet wie die Eifel sollte man wie folgt vorgehen:

### ***Erster Schritt (Eifel): Identifizierung der möglichen Gefährdung***

Für die direkten Einwirkungen werden Gebiete mit Radien von 5 km bis über 20 km um einen möglichen Vulkan-Schlot identifiziert, wobei noch im Einzelnen zwischen Vulkaneruptionen in der Osteifel oder Westeifel unterschieden werden muss. Von einem Ausbruch selber wäre ein mögliches Endlager nur dann betroffen, wenn das Eruptionszentrum innerhalb einer Entfernung von etwa 5 km (bei längeren Lavaströmen oder stärkeren Druckwellen) bzw. bei etwa 2 km bei Auswurf von Lockermaterial liegen würde.

Ein Vulkanausbruch vom Typ Laacher See im Neuwieder Becken dagegen hätte größere und katastrophalere Folgen für ein Endlager, vor allem dann, wenn das Ausbruchszentrum im Gebiet des heutigen Laacher Sees liegen würde. Neben den mit einem größeren Ausbruch vermutlich verbundenen heftigen Begleitererscheinungen könnten vor allem die großen Massen an Lockermaterial die Täler, d.h. Wasserwege kurzfristig verschütten und zu Blockierungen oder Plombierungen und damit Überflutungen führen. Vor allem die primären heißen Glutlawinen und die mit ihnen verbundenen Lahare würden die größten Auswirkungen haben, möglicherweise auch die heißen Aschenwolken und Druckwellen. Hier hätte die betroffene Fläche eine Dimension von etwa 500 km<sup>2</sup> (Hauptzerstörungsbereich) und

mehrere 1000 km<sup>2</sup>, wenn man Bims-Aschenlagen von mehreren Dezimeter Mächtigkeit, oder > 1000 km<sup>2</sup>, wenn man Rheinaufstauungen bzw. distale Auswirkungen von Flutwellen hinzurechnet.

Mit entsprechenden Konsequenzen könnten in der Westeifel ebenfalls größere phonolithische Vulkane ausbrechen. Viel wahrscheinlicher sind dort allerdings Schlackenkegel bzw. Maare mit den oben genannten vor allem lokalen signifikanten Auswirkungen, die etwa bis 5 km reichen würden.

### **Zweiter Schritt (Eifel): Festlegung eines allgemeinen Radius (Beispiel)**

Durch die hohe Anzahl der Vulkane und damit auch die bekannten Orte möglichen Wiederauflebens des Vulkanismus könnte man in der Eifel um alle möglichen Zentren Kreise eines zu bestimmenden Radius ziehen und dann die Einhüllende als Grenze des Gefährdungsbereiches annehmen. Dies ist Abb. 1 (Anhang) für einen Radius von 10 km getan worden.

### **Dritter Schritt (Eifel): Lokale Untersuchungen**

Sollte der potenzielle Ort eines Endlagers nahe an dieser Grenzlinie liegen, dann müsste jetzt geprüft werden, in wieweit durch die lokalen Verhältnisse, insbesondere durch die Topographie, eine zusätzliche Gefährdung etwa durch abströmende Lava, Glutwolken oder Lahare sowie Überflutungen zu erwarten sind.

Im Bereich **Vogtland / NW Böhmen** sind nur zwei quartäre Vulkane bekannt, aber weit verbreitete Entgasungszentren; demzufolge ist das oben für die Eifel vorgeschlagene Verfahren hier nicht geeignet. Daher muss der erste Schritt hier modifiziert werden:

### **Erster Schritt (Vogtland): Identifizierung der möglichen Gefährdung**

Die flächenhaft verteilten Gas-Aushauchungen werden als Kriterium herangezogen, da die Wahrscheinlichkeit einer Eruption dort am größten ist, wo derzeit die Gasmessungen die höchsten Mantel-Helium Anteile zeigen. Weiterhin sind auch die CO<sub>2</sub>-Entgasungszentren ein Maß für die Wahrscheinlichkeit der Bildung eines Eruptions-Zentrums. Hierzu gehören die folgenden Bereiche:

- (1) Teile des Eger-Beckens mit dem auf deutscher Seite angrenzenden Bereich der Region Bad Brambach / Schönberg im Vogtland und der Region Selb im Fichtelgebirge; in Tschechien entsprechen dem auch die Regionen der Entgasungszentren Karlovy Vary und Mariánské Lázně (hier liegen keine Gefährdungsbereiche auf deutscher Seite).
- (2) Zwei Bereiche der ENE-WSW streichenden Teilstörungen des Eger-Grabens: Als besondere Gefährdungsbereiche können die Gebiete um Mytina / CZ – Neualbenreuth / Oberpfalz und um Wiesau / Oberpfalz gelten. Das Ende dieses von Tschechien ENE-WSW streichenden Gefährdungsbereiches endet im Westen im Bereich des Fränkischen Lineamentes.
- (3) Bereich der NW-SE bis NNW-SSE streichenden Störungen innerhalb des Naab-Pritzwalk Lineamentes im südlichen Vogtland (Linie: Frantiskovy Lázně – Bad Brambach – Bad Elster – Schönbrunn). Das Ende dieses Gefährdungsbereiches liegt bei Oelsnitz / Vogtland.

Die Abschätzung des *Radius der direkten Auswirkungen* hängt von der Evolution des magmatischen Geschehens im westlichen Teil des Eger Riftes ab. Ob das vermutete Magmenreservoir sich eher passiv oder eher aktiv verhält bzw.

entwickelt ist z.Zt. offen. Im Falle einer *Eruption außerhalb des Cheb Beckens* sind die Magmen dünnflüssig und das Gefährdungspotenzial damit relativ gering. Der maximale Radius der direkten Auswirkungen würde dann in der bisher bekannten Größenordnung ca. 3 km liegen.

Bei einer *Eruption im Cheb Becken* ist wegen der Wasserführung der Sedimente des Beckens explosiver Vulkanismus nicht auszuschließen. Die Auswirkungen sollten dann maximal um etwa eine Größenordnung höher liegen als oben beschrieben. Dies hätte eine breitere Streuwirkung von Lava und Asche ins Vogtland und Fichtelgebirge / Oberpfalz zur Konsequenz (das Tuffit-Vorkommen von Triebendorf / Opf. in 25 – 30 km Entfernung vom Cheb Becken könnte dafür sprechen).

### ***Zweiter Schritt (Vogtland): Festlegung eines allgemeinen Radius (Beispiel)***

Um die genannten Bereiche der Gas-Aushauchungen wird ebenfalls eine Linie in einem passenden Abstand gezogen, die entsprechend den möglichen Auswirkungen bei ca. 10 km liegen sollte. Dies ist beispielhaft in Abb. 4 (Anhang) gemacht ist. Danach sind neben dem südlichen Vogtland und Teilen von NW-Böhmen auch Bereiche des Fichtelgebirges und der Oberpfalz dem Gefährdungsgebiet zu rechnen.

### ***Dritter Schritt (Vogtland): lokale Untersuchungen***

Auch hier gilt: Sollte der potenzielle Ort eines Endlagers nahe an dieser Grenzlinie liegen, dann müsste geprüft werden, in wieweit durch die lokalen Verhältnisse, insbesondere durch die Topographie, eine zusätzliche Gefährdung etwa durch abströmende Lava, Glutwolken oder Lahare zu erwarten sind.

Die Anwendung des vulkanologischen Kriteriums sollte verbunden werden mit der Untersuchung der tektonischen Aktivität: Bestehen Hinweise auf quartäre Tektonik, dann sollte dies über seismische Tomografie nach geprüft und die Entscheidung über das auszuschließende Gebiet darauf aufgebaut werden.

Die hier vorgeschlagene Vorgehensweise kann entsprechend neuer Erkenntnisse oder anderer Wertungen – etwa des notwendigen Radius – modifiziert angewendet werden.

# 1 Einführung

## 1.1 Vorgaben für diese Studie

Im internen Zwischenbericht des Arbeitskreises 'Auswahlverfahren Endlagerstandorte' (AKEnd, 2000) des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit (BMU) sind die *drei Phasen* genannt, die zu einem Endlager für abgebrannte Brennelemente aus Kernkraftwerken und hochradioaktive Abfälle aus der Wiederaufarbeitung sowie mittel- und schwachaktive Abfälle aus Medizin und Forschung, etc., führen sollen. In der *Phase I* wird das Verfahren erarbeitet, das in der *Phase II* politisch und rechtlich festgelegt und in der *Phase III* zur Standortsuche angewandt werden soll. Der Arbeitskreis befindet sich derzeit in der Phase I, die Ende des Jahres 2002 abgeschlossen sein wird. Dabei befasst sich die Arbeitsgruppe *Kriterienentwicklung* u.a. mit der Quantifizierung von Kriterien, die allein oder im Verein mit anderen Kriterien zum Ausschluss bestimmter Gegenden für die Errichtung eines Endlagers führen können.

Diese Kriterien werden Teil eines Verfahrens sein, das zunächst unabhängig von möglichen Standorten entwickelt und getestet werden wird, bevor es dann in der Phase II unter Beteiligung der Öffentlichkeit zu einer Festlegung des Verfahrens kommen wird.

Unter diesen Vorgaben werden im Folgenden Tatbestände für die

### **Vulkanische Gefährdung in Deutschland**

zusammengetragen und zu einem *Kriterium* verarbeitet. Zur Illustration der Anwendung dieses Kriteriums wird es unter bestimmten Annahmen bezüglich der beiden in Frage kommenden vulkanischen Regionen in Deutschland diskutiert; *dies soll allerdings die spätere Anwendung dieses Kriteriums nicht vorweg nehmen*. Die getroffenen Annahmen sollen nur dabei helfen, die Auswirkungen der fest zu legenden Parameter einschätzen zu können, und damit die Diskussion im Arbeitskreis und später in und mit der Öffentlichkeit transparenter gestalten.

Dem zu folge hat die Nennung der beiden vulkanischen Regionen der Eifel und des Vogtlandes auch nur exemplarischen Charakter: Sollten im Laufe der Standortsuche weitere Gebiete hinzu kommen, bzw. sollte es sich als ratsam erweisen, neben dem quartären Vulkanismus auch noch Teile des tertiären Vulkanismus zu berücksichtigen, so kann im Prinzip das entwickelte Kriterium ebenso angewendet werden.

## 1.2 Durchführung der Bearbeitung

Grundlage des vorliegenden Papiers ist eine Experten-Umfrage zur vulkanischen Gefährdung, die während des Jahres 2000 durchgeführt worden ist. Es waren die folgenden Fragen seitens der Arbeitsgruppe (AG-Krit) formuliert worden:

- (1) Hinsichtlich der Gefährdung durch Vulkanausbrüche haben wir derzeit zwei Gebiete benannt, die quartären Vulkanismus zeigen: die Eifel und das Vogtland / Eger-Graben. Die erste Frage ist daher: Stimmen Sie der Einschätzung zu, dass im Prognose-Zeitraum von etwa 1 Mio. Jahren dort vulkanische Aktivitäten auftreten können, würden Sie weitere Gebiete benennen oder diese Aussage einschränken?
- (2) Mit welcher Wahrscheinlichkeit ist mit einem Wiederaufleben des Vulkanismus im Zeitraum von ca. 1 Mio. Jahren zu rechnen?

- (3) Wo kann man das Zentrum eines möglichen Ausbruchs annehmen, und wie groß kann der Radius der direkten Auswirkungen sein (Lava, Asche)?
- (4) Welche weiteren Auswirkungen wären möglich?
- (5) Wie groß könnte die betroffene Fläche sein?
- (6) Wie wird die vulkanische Gefährdung in anderen Ländern behandelt?

Befragt wurden die folgenden Kollegen:

- Prof. Dr. G. Büchel, Jena (Geologe, forscht u.a. an den Maaren der Eifel)
- Prof. Dr. U. Christensen, Göttingen (Geophysiker, leitet ein geophysikalisches Forschungs-Programm zur Untersuchung des Mantel-Plumes unter der Eifel als Ursache des Vulkanismus)
- Dr. H. Kämpf, Potsdam (Geologe, seit langem im Vogtland / NW-Böhmen tätig; untersucht dort Gas-Austritte, die auf magmatische Prozesse im Untergrund hinweisen)
- Prof. Dr. U. Schmincke, Kiel (Petrologe, hat den Eifel-Vulkanismus ausführlich studiert und u.a. darüber mehrere Bücher geschrieben; heute am GEOMAR in Kiel marin orientiert weltweit tätig)
- Prof. Dr. L. Viereck-Götte, Jena (Geochemiker, hat über die Eifel gearbeitet und untersucht heute Vulkanite und vulkanische Prozesse weltweit)
- Prof. Dr. G. Wörner, Göttingen (Geochemiker, hat über die Eifel gearbeitet und untersucht heute Vulkanite und vulkanische Prozesse weltweit, speziell in der Antarktis und in den Anden Südamerikas)

Der Verfasser dieser Studie arbeitet selbst als Geophysiker im Bereich der physikalischen Vulkanologie (Mayon / Philippinen, Merapi / Indonesien, Galeras / Kolumbien). Dabei geht es einerseits um das Erkennen vulkanischer Aktivitäten durch geophysikalische Präzisions-Messungen; andererseits werden die Messergebnisse als Randbedingungen für Interpretationen genutzt, die Aufschlüsse über die Funktionsweisen der betreffenden Vulkane bzw. die Vorbereitung und den Ablauf von Eruptionen geben können (Jahr et al., 1998; Jentsch et al., 1997; 1999; 2001a; 2001b).

*Zusätzlich* zur Beantwortung der im Arbeitskreis festgelegten Fragen wurde auf Anregung des **Bundesamtes für Strahlenschutz (BfS)** in Anlehnung an die Sicherheitskriterien des Bundesministeriums des Inneren (BMI, 1983) eine Abschätzung der direkten mechanischen Auswirkungen auf das Endlager durch Erdbeben und vulkanische Aktivität in der Betriebs- / Nachbetriebsphase vorgenommen. Hierbei geht es besonders um die Befolgung des Schutzziels, dass nach Beendigung der Betriebsphase die Integrität des Endlagers erhalten bleibt, so dass keine Radionuklide durch die Öffnung von Wasser-Wegsamkeiten in die Biosphäre gelangen können.

## *Festlegungen / Randbedingungen*

Entsprechend der Festlegung des Arbeitskreises wird grundsätzlich davon ausgegangen, dass das Endlager als Bergwerk in einer Tiefe von bis zu etwa 1200 m errichtet werden sollte, und dass die Auswahl des Standortes eine Sicherheit für mindestens 1 Ma<sup>\*)</sup> garantieren muss; eine Prognose in die fernere Zukunft erscheint nicht möglich.

Die Gefährdung eines derartigen Endlagers durch vulkanische Aktivitäten kann in mehreren Aspekten gesehen werden:

- Möglich, allerdings relativ unwahrscheinlich ist die direkte Einwirkung durch aufsteigendes Magma, das das Endlager durchdringt.
- Vulkanische Erdbeben können Magnituden bis ML = 6 haben; in diesem Fall sind zerstörerische Auswirkungen im Bereich der Oberfläche noch in einer Entfernung von etwa 30 km zu erwarten (in Abhängigkeit der lokalen Bodenklassen u.U. weniger, aber auch deutlich mehr).
- Im Fall von geschlossenen Hohlräumen sollten derartige Erdbeben untertage keine Auswirkungen hinsichtlich der Öffnung von Rissen, etc., haben, wenn der Herd entsprechend weit entfernt ist (ca. > 10 km). Entsprechende Modellrechnungen sind seitens der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe vorgenommen worden.
- Aufsteigendes Magma kann sowohl Veränderungen der chemischen Eigenschaften des Grundwassers zur Folge haben als auch eine Erhöhung der Beweglichkeit durch Rissbildungen aufgrund von Temperaturspannungen, womit die Integrität des Enlagers gefährdet ist.
- Im Fall, dass das Endlager noch betrieben wird oder die Beendigung der Betriebszeit noch nicht lange zurück liegt, sind an der Oberfläche Zerstörungen der Installationen (Gebäude, Schacht-Verschlüsse, Infrastruktur, u.ä.) zu befürchten. Hierbei wird vorsichtshalber davon ausgegangen, dass keine Vorwarnzeit besteht.
- In fernerer Zukunft können Eruptionen zu Zerstörungen von Hinweisen an der Oberfläche führen, die aus Sicherheitsgründen auf das Endlager verweisen, um ein unbeabsichtigtes Eindringen späterer Generationen zu verhindern.

Als Beispiel für den letzten Spiegelstrich soll hier an Überlegungen erinnert werden, die hinsichtlich der oberirdischen Kennzeichnung des Salzstockes bei Carlsbad, New Mexico, in dem das WIPP – Endlager betrieben wird (Schirmacher, 2001).

Trotz der Tatsache, dass sich die vulkanische Gefährdung gegenüber der seismischen Gefährdung relativ leichter eingrenzen lässt, ist es doch schwierig, ein 'scharfes' Ausschlusskriterium an der Oberfläche zu formulieren: Die betroffene Fläche wird immer von der Art der Eruption und der Wechselwirkung mit der Topografie abhängen, so dass sich hier im Rahmen eines Kriteriums nur ungefähre Grenzen werden angeben lassen, die später in lokalen Untersuchungen zu präzisieren sind. Dagegen ist zu erwarten, dass sich für bestimmte Gesteine eine kritische Entfernung für die Auswirkungen von Temperaturspannungen bzw. Abkühlungsrissen angeben lässt. Eine Diskussion dieses Themas erfolgt in Kap. 3.

---

\*) Ma steht für Million Jahre

Hinsichtlich der Gefährdung durch Vulkanausbrüche wurden zwei Gebiete benannt, die quartären Vulkanismus zeigen: **die Eifel** und **das Vogtland / Eger-Graben (NW-Böhmen)**, die exemplarisch betrachtet und an Hand derer die Phänomene erläutert und das Kriterium abgeleitet werden soll. Die gestellten Fragen werden für beide Gebiete getrennt beantwortet. Die Abbildungen zu diesen Gebiete sind im Anhang enthalten.

Prinzipiell müsste man auch mit der Möglichkeit des Wiederauflebens des tertiären Vulkanismus (bis ca. 65 Ma) rechnen, doch sind hier die spekulativen Spielräume einfach zu groß, um einigermaßen verlässliche Aussagen zu ermöglichen. Daher beschluss die AG-Krit, den tertiären Vulkanismus zumindest zunächst außer acht zu lassen.

## 2 Allgemeines

### 2.1 Klassifizierung vulkanischer Aktivitäten

Vulkane stellen Punktquellen dar, so dass Gefahren und Risiko-Potenzial relativ leicht lokalisierbar sind, obwohl damit nicht gesagt ist, dass nur im Bereich vorhandener Förderschloten mit Eruptionen gerechnet werden muss. Der Bereich möglicher gefährlicher Vulkaneruptionen kann dennoch relativ gut vorhergesagt werden. Allerdings sind Vulkaneruptionen äußerst komplex und daher durch ein großes Spektrum direkter und indirekter Auswirkungen gekennzeichnet (Schmincke, 2000). Beispielsweise haben die eruptierten Massen einiger Eifel-Vulkane viele Kubikkilometer betragen und reichen von ca. 1200°C heißen Lavaströmen oder mehrere 100°C heißen Glutlawinen bis zu Fallout-Aschendecken, die noch in über 1000 km Entfernung abgelagert wurden (Schmincke et al., 1990). Die Zerstörungen im Umkreis eines Vulkans können überwiegend von heißen Druckwellen ausgehen oder lautlos ablaufen wie die global nicht seltenen CO<sub>2</sub> Eruptionen. Häufig wird die Größe bzw. das eruptierte Volumen einer Vulkaneruption mit Gefährdung oder Schaden gleichgesetzt, d.h. je größer die Eruption desto stärker die Gefährdung. Diese Korrelation ist im Allgemeinen nicht gegeben. Gängige Charakterisierungen von Vulkaneruptionen sind z.B.:

- *Magnitude einer Eruption*: Gesamtmasse des eruptierten Materials;
- *Intensität einer Eruption*: Ausstoß von Material pro Zeit (Rate);
- *Dispersionskraft einer Eruption*: Definiert durch die charakteristische Fläche, die vom eruptierten Material bedeckt wurde (bestimmt durch die Höhe der Eruptionssäule und den Grad der Fragmentierung der Ejekta, nicht durch deren Massen-Eruptionsrate);
- *Gewalt einer Eruption*: Reichweite eines vulkanischen Projektils, abhängig vom Durchmesser und der Dichte des Blocks;
- *destruktives Potenzial einer Eruption*: definiert durch die Fläche, die von der 10-cm-Isopache (Linie bzw. Fläche gleicher Mächtigkeit) der Tephra bedeckt wird, da Pflanzen auf bebautem Land durch 10 cm dicke Tephra-Schichten zerstört werden.

### 2.2 Statistik vulkanischer Aktivitäten

Die Frage, ab wann man einen Vulkan oder ein Vulkanfeld als "erloschen" betrachten kann, ist nur schwer zu beantworten. Manche Vulkane werden nach tausenden von



Jahren wieder aktiv. Vulkane und Vulkangebiete können über Millionen von Jahren tätig sein, wobei relativ kurze Perioden vulkanischer Aktivität mit längeren Ruhepausen abwechseln, die Hunderttausende oder Millionen von Jahren dauern können. Ein gutes Beispiel hierfür ist die Vulkaninsel Gran Canaria, die seit 15 Millionen Jahren aktiv ist, allerdings mit bis zu 4 Millionen Jahre langen nicht-vulkanischen Ruhepausen. In den aktiven Phasen reichen die nicht-eruptiven Intervalle von Wochen bis zu Zehntausenden von Jahren. Gerade Vulkane, die für erloschen gehalten wurden, haben durch ihr unvorhergesehenes Wiedererwachen häufig Katastrophen verursacht. Die Ausbrüche des El Chichón (Mexiko) im Frühjahr 1982 und des Pinatubo (Philippinen) im Juni 1991 sind aktuelle Beispiele.

Die einzigen relevanten Kriterien, mit deren Hilfe man heute die Wahrscheinlichkeit von zukünftigen Vulkaneruptionen abschätzen kann, sind neben den zeitlichen Verteilungsmustern älterer Vulkaneruptionen im gleichen Gebiet mögliche geophysikalische / geochemische Anomalien, die eine unmittelbar bevorstehende Eruption ankündigen.

Es gibt darüber hinaus keine präzise oder allgemein verbindliche Definition für die Begriffe *aktiver Vulkan*, *schlafender Vulkan* und *erloschener Vulkan*. Alle Vulkane, die in den vergangenen 10 000 Jahren – oder seit dem Beginn des Holozäns vor ca. 11 000 Jahren - ausgebrochen sind, *werden nach einer pragmatischen Definition als aktiv bezeichnet*, weil die geologische Grenze zwischen der letzten Eiszeit und der Nacheiszeit (Holozän) häufig an den Ablagerungen leicht erkennbar ist. Allerdings muß man bei dieser Definition zwischen unterschiedlichen Vulkantypen differenzieren.

Die wichtigsten Kriterien, um beurteilen zu können, ob ein Vulkan erloschen ist oder sich nur in einer Ruhepause befindet, sind die Gesamtlebenszeit eines Vulkankomplexes oder eines Vulkanfeldes und die Häufigkeit von Einzeleruptionen während der Gesamtaktivitätszeit. Voraussetzung für eine Abschätzung der Wahrscheinlichkeit zukünftiger Ausbrüche ist daher die Analyse der gesamten vulkanischen Periode und der Frequenzen der Eruptionen.

Es ist jedoch schwierig, die Resultate in die Zukunft zu projizieren, besonders in Bezug auf kurzfristige Vorhersagen oder weniger häufige geologische Ereignisse. Dies ist besonders wichtig für die Eifel, da dort größere Sprünge z. B. petrologischer Natur stattfanden (vergl. Jaquet et al., 2000; s.u.). Die Angabe von Wiederholungsraten setzt voraus, dass der Vulkanismus ein stochastischer Prozeß ist. Die Annahme, dass Trends in vulkanischen Prozessen stationär in Zeit und Raum sind, ist aber angesichts der möglichen räumlichen, zeitlichen und kompositionellen Sprünge in der vulkanologischen und petrologischen Entwicklung von Vulkanfeldern nicht möglich.

### **2.3 Möglichkeiten geowissenschaftlicher Untersuchungen**

Die aktuellen Forschungsarbeiten konzentrieren sich daher auf die Untersuchung von Zeiträumen, über die sich die *unterschiedlichen Vorläufer-Phänomene* bemerkbar machen. Vulkanausbrüche können in der Regel von sehr verschiedenen Vorgängen angekündigt und begleitet werden. Im Einzelnen:

- Fast alle aktiven Vulkane zeigen erhöhte Mikroerdbeben-Tätigkeit, wobei sich Stärke und Häufigkeit der Beben vor einer Eruption oft - aber nicht immer - erhöhen. Die seismischen Signale sind zwar leichter zu messen als die Deformation einer Vulkanoberfläche, vor allem bei steilen Vulkanen, sie sind andererseits jedoch weniger spezifisch.

- Messungen mit Neigungsmessern (Tiltmetern) geben Aufschluss darüber, ob ein Vulkan "anschwillt", was als Anzeichen für das Aufsteigen von Magma gedeutet werden kann. Ein relativ langsamer, Vulkaneruptionen oft vorangehender Magmenaufstieg in ein krustales Magmen-System oder von diesem zur Oberfläche, erzeugt bei vielen Vulkanen eine mit modernen geodätischen Messgeräten oder Satelliten, insbesondere der Radar-Interferometrie, messbare Deformation an der Oberfläche (vergl. Jahr et al., 1998; Jentzsch et al., 2001a/b)
- Der Unterbau eines Vulkans erwärmt sich, wenn Magma aufsteigt. Derartige Temperaturerhöhungen können gemessen werden (direkte Messung, Infrarot-Aufnahmen durch Satelliten oder indirekte Anzeichen z.B. plötzliche Schneeschmelze) oder sich in einer Änderung der Wärmeleitfähigkeit und des magnetischen Feldes bemerkbar machen.
- Vor Vulkan-Eruptionen ist oft eine Zunahme der SO<sub>2</sub>-Emission beobachtet worden. Verstärkter SO<sub>2</sub>-Ausstoss am kolumbianischen Vulkan Nevado del Ruiz im September 1985 hätte auf einen Aufstieg des Magmas in höhere Bereiche hinweisen und damit vor der katastrophalen Eruption zwei Monate später warnen können - die Satellitenaufzeichnungen dieses SO<sub>2</sub>-Ausstosses wurden allerdings erst nach der Katastrophe analysiert.
- Eine zukünftige Vulkaneruption in der Eifel würde sich höchstwahrscheinlich nicht plötzlich ereignen, sondern sich vermutlich mindestens einige Monate vorher, möglicherweise länger, ankündigen. Obwohl es auch heute noch Eruptionen gibt, bei denen keinerlei Vorläuferphänomene registriert wurden (was immer auch vom jeweiligen Stand der Wissenschaft und Technik und vor allem der Dichte der Überwachung abhängt), treten fast immer verschiedenartige Vorläufer-Phänomene auf, die mindestens 2 bis 3 Monate vorher auch vom Menschen und nicht nur von hochempfindlichen Instrumenten wahrnehmbar sind. In einigen Fällen sind Vorläufer-Phänomene auch ein Jahr oder länger vor einer Eruption registriert worden. Andererseits gibt es Vorläufer wie seismische Unruhe und verstärkte CO<sub>2</sub>-Entgasung, die bisher noch nicht in eine Eruption mündeten, wie die seit 1983 registrierten seismischen Ereignisse und verstärkten Entgasungen im Randbereich der Long Valley Caldera (Kalifornien). Manchmal ereignen sich die Eruptionen auch erst viele Jahre nach Beginn der Vorläufer-Phänomene (Rabaul-Caldera: Beginn der Unruhen im Jahre 1981, Maximum 1986, Eruption 1994, also 13 Jahre nach den ersten Anzeichen; vergl. Archbold et al., 1988).

Anhand derartiger Daten kann man Art, Ausmaß und Wahrscheinlichkeit zukünftiger Aktivität ungefähr bestimmen, jedoch nicht den genauen Zeitpunkt zukünftiger Eruptionen vorhersagen. Eine Prognose ist nur auf der Grundlage ständiger geophysikalischer, geodätischer und geochemischer Überwachungen möglich.

Hinsichtlich des zu entwickelnden Kriteriums sind die Sicherheitskriterien des Bundesministeriums des Inneren (BMI, 1983) zu berücksichtigen, die allerdings lediglich fordern, dass am Standort des Endlagerbergwerks nur geringe tektonische Aktivität vorliegt, bzw. Bereiche starker tektonischer Aktivitäten insoweit zu meiden sind, dass eine Gefährdung der Integrität des Endlagers ausgeschlossen werden kann. Bezüglich der hydrogeologischen Verhältnisse wird darauf hingewiesen, dass die Wasser-Wegsamkeiten zur Biosphäre nicht die Schutzfunktion des geologischen und technischen Barriere-Systems beeinträchtigen.

Da diese Sicherheitskriterien auf eine vulkanische Gefährdung nicht eingehen, können sie nur sinngemäß angewendet werden. Hinsichtlich der Frage der Dokumentation der Lage des Endlagers werden nur Dokumentensätze gefordert, die an verschiedenen Orten aufbewahrt werden sollen; eine übertägige Kennzeichnung sei danach nicht erforderlich. Im Vergleich mit der heutigen Diskussion und den bereits aufgetretenen Fragen sind diese Richtlinien aus dem Jahr 1983 wohl als überholt anzusehen.

### **3 Thermo-mechanische Effekte**

#### **3.1 Vorbemerkung**

Die Auswirkungen vulkanischer Aktivitäten können auch - abhängig von der Entfernung des Vulkanschlotes vom Endlager – durch Temperatur-Spannungen das Endlager direkt betreffen. Hierbei wird der Fall eines Durchschlagens des Endlagers durch aufsteigendes Magma als äußerst unwahrscheinlich von der weiteren Betrachtung ausgeschlossen.

Temperatur-Spannungen können sowohl in der Anfangsphase, der Aufheizung, aber besonders in der Abkühlungsphase durchaus zum Bruch des Gesteins führen. Es tritt Kompression auf, die die entsprechende Festigkeit des Gesteins zwar nicht überschreiten sollte, durch Störungen können aber Spannungsumlagerungen und Scherbewegungen auftreten, die durchaus zu Beeinträchtigungen des Endlagers führen können. Dagegen ist die Zugfestigkeit des Gesteins sehr viel geringer als die Druckfestigkeit, so dass Zugbrüche wahrscheinlich sind.

Dies alles kann zur Öffnung von Wasser-Wegsamkeiten und damit zur Störung der Integrität des Endlagers führen. Hierbei treten diese Folgen nicht unbedingt sofort auf, sondern zeitversetzt, u.U. einige Jahrzehnte bis Jahrhunderte / Jahrtausende später, wie die durchgeführten Modelluntersuchungen zeigen.

#### **3.1 Analytische Lösungen**

Die für die vorliegende Fragestellung passenden Beispiele für thermoelastische Probleme sind nicht leicht zu finden. Im Buch von Nowacki (1886) wird der Fall eines heißen Ellipsoids in homogener Umgebung betrachtet. Die berechneten Maximalspannungen hängen von der Dimension des Ellipsoids ab: In Abb. 1 (Anhang) ist die entsprechende Fig. II.1 der S. 78 als Abb. 1 in Kopie beigelegt: Ohne auf die Einzelheiten der mathematischen Ableitung einzugehen kann festgestellt werden, dass sich die maximalen Spannungen auf den Bereich von 1 bis 2 Halbachsen der elliptisch geformten Temperatur-Störung beschränken.

#### **3.2 Numerische Spannungs-Analyse**

Zur Verifizierung der analytischen Lösung wurde ein drei-dimensionales Modell (finite Elemente) erstellt (ein Vulkan-Schlot in einem homogenen Halbraum).

Die Dimensionen des Modells sind: Radius 10 km, Höhe 5 km. Im Zentrum befindet sich ein Vulkan-Schlot mit dem Radius 250 m. Der Temperatur-Kontrast des Schlotes zum umgebenden Gestein beläuft sich auf 1000 K. Die Parameter der Gesteine (Temperatur-Leitfähigkeit, spezifische Wärme-Kapazität, lineare Expansion,

natürliche Dichte, E-Modul und Poisson-Zahl) wurden der Tabelle aus dem japanische Report H12 (JNC, 2000) entnommen. Die Berechnung erfolgte mit dem Programm-System ABAQUS im Modus thermisch-elastische Analyse ohne Kriechen. Der betrachtete Zeitraum umfasst 10 000 Jahre. Die berechneten Spannungen werden mit der Zugfestigkeit (tensile strength) und der Druckfestigkeit (unconfined compressional strength) in der Tabelle 3.5-1 des Reports H12 (JNC, 2000) verglichen (vergl. Tab. 1 im Anhang).

Dem Schlot wurden die Eigenschaften kristalliner Gesteine zugeordnet, während für das umgebende Gestein zwei Fälle durch gerechnet wurden: Sediment / Tonstein und Kristallin. Der Fall Salzgestein wurde nicht betrachtet, da hier sowohl geometrisch wie auch physikalisch ganz andere Randbedingungen vorliegen, die im Rahmen der angeregten kleinen Studie nicht zu bearbeiten sind. Im Anhang (Abb. 2 bis 5) sind die Ergebnisse für Kristallin beigelegt.

Man würde annehmen, dass sich thermo-elastische Spannungen in der Umgebung des Schlotes sofort ausbreiten; dies ist aber nicht so: Als Beispiel ist in Abb. 2 die Spannungsverteilung nach 17 Jahren gegeben. Es zeigt sich, dass die Spannungen weit unterhalb der Bruchspannungen liegen, und dass sie sich auf die unmittelbare Nachbarschaft des Schlotes konzentrieren (< 1 km Abstand). Die Deformation der Oberfläche ist minimal: etwa 9 cm Aufwölbung im Kontaktbereich zum Schlot (Überhöhung: 100-fach). Das kleine, schwarze Dreieck links des Schlotes in der Bildmitte bezeichnet einen Ort in der Tiefe von etwa 1000 m im Abstand von etwa 750 m vom Schlot (1000 m von der Schlot-Achse), für den die Verläufe von Spannung und Temperatur mit der Zeit dargestellt werden (Abb. 4 bis 5 im Anhang).

Nach 1164 Jahren wird die maximale Spannung erreicht: Abb. 3 zeigt die Spannungsverteilung und Deformation zu diesem Zeitpunkt. Am Rande des Schlotes tritt eine Absenkung von etwa 1.50 m auf, die Auswirkungen beschränken sich aber weiterhin auf den Nahbereich um den Schlot. Abb. 4 zeigt den Temperaturverlauf (Änderung der Temperatur) an dem benannten Ort mit der Zeit (angegeben in Sekunden;  $3.1536 \times 10^7$  s entsprechen einem Jahr). Während der ersten 1200 Jahre zeigt sich ein wellenförmiger Verlauf, der dann in eine ständige Zunahme übergeht. Im Bereich von etwa 7600 bis 8900 Jahren tritt ein Maximum von fast 35 K auf; danach klingt die Temperaturänderung langsam ab.

Abb. 5 gibt den Spannungsverlauf am bezeichneten Punkt mit der Zeit. Wesentlich ist hier nur die maximale Hauptspannung, die Kurve für S:Max (fett). Nach etwa 1164 Jahren tritt die maximale Spannung auf, klingt auf einen minimalen Wert nach etwa 2800 Jahren ab und steigt danach wieder langsam an. Der maximale Wert bezeichnet die Extension, während der minimale Wert (negativ) die Kompression angibt. Der Vergleich mit der Tab. 1 zeigt, dass die entsprechenden Festigkeiten bei 107.8 MPa für Druck und 7.1 MPa für Zug liegen. Im Fall der Zugspannung liegt der berechnete Wert in der Größenordnung des Wertes in der Tabelle, wobei allerdings die angegebenen Streubreiten zu beachten sind: Die Tabelle gibt hier Werte von 0.1 MPa bis 94.1 MPa ermittelt aus 259 Proben an. *Unter den Modell-Annahmen ist demnach durchaus mit einem Bruch zu rechnen*, wobei sich der Bereich, in dem dies möglich ist, um eine Entfernung von etwa einem Kilometer um den Schlot konzentriert.

Zu erwarten ist, dass entsprechend der analytischen Betrachtung der Durchmesser des Schlotes auch eine Rolle spielt: Im vorliegenden Fall wurde dieser mit 500 m angenommen.

## 4 Vulkanismus in Mitteleuropa

In Mitteleuropa findet man den Vulkanismus des Känozoikums (Tertiär und Quartär) in einem Gürtel von Schottland, England und der Eifel, Vogelsberg und Rhön bis zum nordöstlichen Ausläufer des Eger-Grabens (Tschechien) und SW-Polen sowie Süd-Frankreich, dem Massif Central und in Süd-Deutschland (Urach, Hegau, Kaiserstuhl). Dabei liegen die großen Vulkanprovinzen überwiegend in gehobenen Regionen der Kruste (z.B. Hocheifel, Westerwald, Rhön), während in den Graben-Positionen keine oder nur kleinräumige Vulkan-Komplexe auftreten. Ein Beispiel hierfür ist der Kaiserstuhl im südlichen Rheingraben, der im Vergleich zur Größe des Grabens eine sehr untergeordnete Stellung einnimmt. Ein anderes, auffälliges Beispiel ist das Siebengebirge: Diese Vulkan-Provinz liegt direkt am Rand der eingesunkenen Niederrheinischen Bucht auf dem im Quartär gehobenen Schiefergebirge (Schreiber, 1994).

Die känozoischen Vulkan-Provinzen wurden in Mitteleuropa gebildet, als die Tektonik zur Auffaltung der Alpen und zur Entwicklung großer Graben-Strukturen führte. Im jüngeren Tertiär und im Quartär kann man die Hebung großer Krustenbereiche nachvollziehen (z.B. Rheinisches Schiefergebirge, Harz, Böhmisches Masse). Die Entwicklung der känozoischen Vulkan-Felder im Bereich des nördlichen Oberrhein-Grabens erfolgte seit dem Eozän (Beginn vor ca. 40 Mio. Jahren), wobei für die Hocheifel Müller-Sohnius et al. (1989) für die bisherige magmatische Aktivität ca. 20 Mio. Jahre angeben. Da diese Daten sehr gut belegt sind, lässt sich dies wahrscheinlich auch auf die anderen, benachbarten großen Vulkan-Felder übertragen.

Allerdings ergibt sich bei Hinzuziehung des Vulkanismus des Eger-Grabens kein symmetrisches Bild in der zeitlichen Abfolge der magmatischen Tätigkeit: Das Wandern der Aktivitäten entlang der Spur eines sog. hot-spot (Duncan et al., 1972) lässt sich durch die radiometrischen Altersbestimmungen von Lippolt (1982) nicht bestätigen. Die aktiven Zeiten im Bereich des nördlichen Oberrhein-Grabens waren (nach Schreiber, 1994): Siebengebirge: 26 bis 18 Ma, 6 Ma; Westerwald: 30 bis 22 Ma, 6 Ma; Rhön: 26 bis 17 Ma, 14 Ma, 11 Ma. Dabei lag ein Schwerpunkt in der Zeit vor etwa 25 Ma. Es folgten der Vulkanismus des Vogelsberges (17 bis 9 Ma) und der Hessischen Senke (20 bis 7 Ma). Und im Quartär entwickelten sich neue Provinzen südwestlich des nördlichen Rheingraben-Gürtels in der West- und Ost-Eifel (Mertes & Schmincke, 1983) sowie im südwestlichen Eger-Graben.

Hinsichtlich der Herkunft der Schmelzen im Bereich Westerwald – Eifel lässt sich aus den geochemischen und Isotopen-Analysen ableiten, dass die Vulkanite den sog. Ozean-Insel-Basalten (OIB) entsprechen. Dabei erfolgt ein diapirartiger Aufstieg aus einem Bereich des Erdmantels von über 600 km Tiefe (670 km-Diskontinuität), und begleitende partielle Aufschmelzungen liefern die Schmelzen für die Ozean-Insel-Basalte, bzw., wenn ein Kontinent darüber liegt, die Schmelzen für die Alkali-Basalte. Dieser Aufstieg wird mit dem Beginn eines aktiven Rifts gleich gesetzt. Damit stammen die Schmelzen einem sog. Mantel-Plume als OIB-Quelle ab.

## 5 Quartärer Vulkanismus

### 5.1 Vulkanfelder der Eifel

#### 5.1.1 Überblick

Aufgrund der nachgewiesenen Mantelanomalien (Raikes & Bonjer, 1983), dem Spannungsabfall in der Kruste unter dem Laacher See Gebiet, der starken seismischen Aktivität (Ahorner, 1983) und vor allem dem zeitlichen Verteilungsmuster des Vulkanismus im Quartär (Mertes & Schmincke, 1983) befindet sich *die Eifel heute in einer geodynamisch aktiven Periode*. Weitere Vulkanausbrüche sind daher nicht nur nicht ausgeschlossen; *sie sind in dem Zeitraum von 1 Million Jahren sehr wahrscheinlich*. Es gibt zur Zeit im Bereich des Neuwieder Beckens zwar keine Anzeichen für eine demnächst bevorstehende Vulkaneruption; mess- und fühlbare Anzeichen treten in der Regel allerdings nur wenige Wochen bis Monate, gelegentlich Jahre vor einer Eruption auf (s.o.).

Die jungen Vulkanfelder der Osteifel und der Westeifel (vergl. Abb. 6, 7, 8) zeigen typische Merkmale kontinentaler Intraplatten-Vulkanfelder. Die Vulkane sitzen auf der um etwa 300 m gehobenen Scholle des Rheinischen Schildes, deren Hebung bis heute andauert (Schmincke et al., 1983). Vermutlich steigt unter dem rheinischen Schild Mantelmaterial auf (der sog. Eifel-Plume). Es kommt dabei durch Druckentlastung zur partiellen Aufschmelzung. Das so entstandene leichtere Magma steigt bis in die Erdkruste und an einigen Stellen bis an die Erdoberfläche auf.

Im Prinzip gibt es zwei Grundtypen von Vulkanen, denen die beiden jüngsten Vulkanausbrüche in der Eifel entsprechen. Chemisch lassen sich die Magmen der quartären Eifelvulkane untergliedern in *primitive* (mafische oder basaltische), seltene *intermediäre* und *hochdifferenzierte* oder *felsische* (phonolithische) Gesteinschmelzen. Die mit Abstand häufigsten Magmen in der Eifel – und damit Laven an der Erdoberfläche - sind basaltisch.

Bei vielen Vulkanausbrüchen treten mehrere Phänomene gleichzeitig oder kurz hintereinander auf. Ein Magma kann an der Erdoberfläche z.B. als kontinuierliche Schmelze (*Lava*) oder als Partikel-Gas-Zweiphasengemisch austreten. Je höher der Anteil an  $\text{SiO}_2$ , Alkalien und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  in einer magmatischen Schmelze ist, desto explosiver ist die entsprechende Eruption und desto höher sind die Masseneruptionsrate und die gesamte geförderte Masse. Die eruptierte Masse ist häufig umso größer und die Eruption umso explosiver, je länger ein Vulkan zuvor nicht aktiv war. Die größten und gefährlichsten Eruptionen treten an Vulkanen auf, bei denen Eruptionsperioden durch lange Ruhepausen getrennt sind. Lange Latenzzeiten vor und nach vielen Eruptionen sind nicht selten, ebensowenig Krisen ohne Ereignisse.

Eruptionsablauf, Produkte und Energie von Vulkanausbrüchen werden aber nicht nur von der chemischen Zusammensetzung des Magmas und damit durch den Gasgehalt und die Viskosität einer Schmelze bestimmt. Sie werden auch durch besonders gefährliche weil hochexplosive Wechselwirkungen zwischen aufsteigendem Magma und Wasser stark beeinflusst. Derartige *phreatomagmatische* Eruptionen werden häufig von *base surges*, horizontal und radial vom Eruptionszentrum wegströmenden Druckwellen aus magmatischen Gasen, Wasserdampf und fragmentiertem Gestein mit hoher Zerstörungskraft, begleitet (Schmincke, 1970; Schmincke et al., 1973).

## **Basaltische Vulkane**

Basaltische, niedrig-viskose, also dünnflüssige Magmen mit niedrigen SiO<sub>2</sub>-Gehalten eruptieren an der Erdoberfläche überwiegend als Laven. Auf den Kontinenten häufig aber volumenmäßig untergeordnet sind pyroklastische *Schlacken- und Lapilli-Kegel*. Die mit Abstand häufigsten Vulkane der Eifel sind Schlackenkegel basaltischer Zusammensetzung (Duda & Schmincke, 1978; Lorenz & Büchel, 1980). Schlackenkegel sind relativ kleine vulkanische Landformen. Das Gesamtvolumen des in einem Schlackenkegel geförderten Magmas beträgt in der Eifel fast immer  $\ll 0.1 \text{ km}^3$ . Schlackenkegel sind oft in Vulkangruppen oder -reihen angeordnet. Trotz ihrer kleinen Fördervolumina lassen viele gut aufgeschlossene Schlackenkegel mehrere Förderschloten erkennen. Entlang eines solchen Förderspaltensystems können mehrere ganz verschiedene Eruptionsprozesse gleichzeitig oder alternierend tätig sein. Vulkankomplexe sind ineinander verschachtelte, ungefähr gleichzeitig entstandene Vulkane, die sich deutlich in Struktur und Ablagerungen voneinander abgrenzen und eigene Schlottrichter im Unterbau besitzen. Über die Hälfte der basaltischen Eruptionen in der Eifel hat auch Lavaströme gefördert, die selten mehr als ca. 3 km lang sind.

Schlackenkegel entstehen bei lokal begrenzten Eruptionen, die mit wechselnder Intensität wenige Wochen bis Monate dauern. Mehrere Faktoren bestimmen den Eruptionsmechanismus, den Grad der Fragmentierung des eruptierenden Magmas sowie die Transportweite der Partikel und damit auch den Grad der Gefährdung, der von der Bildung von Schlackenkegeln ausgeht. Es gibt in der Eifel relativ häufig Lapillilagen aus blasigen Partikeln, die aus höheren Eruptionssäulen abgelagert werden und Flächen von  $> 50 \text{ km}^2$  bedecken können.

Bei Basalteruptionen im Flachwasser oder unter Grundwassereinfluss bilden sich vor allem *Lapilliringe* oder *Maare* mit niedrigen Tephra-Ringen, die überwiegend aus Nebengesteinsfragmenten bestehen können. Fast alle bisher genauer untersuchten Schlackenkegel der Eifel beginnen mit einer Maar- bzw. Tuffringphase – häufig mehrere ineinander verschachtelte Tuffringe – und viele von ihnen enden mit Lavaströmen. Diese initialen phreatomagmatischen Eruptionen sind hochexplosiv und daher besonders gefährlich.

## **Tektonik**

Eine Reaktivierung der vorhandenen und noch nicht zur Ruhe gekommenen Verwerfungen im Neuwieder Becken wäre vor oder während einer weiteren Vulkaneruption in diesem Gebiet wahrscheinlich. Ob z.B. die Entstehung neuer oder die Reaktivierung alter Verwerfungen im Gebiet des möglichen Endlagers relevant werden können, hängt von der Größe eines möglichen zukünftigen Eruptionszentrums und der Entfernung zum möglichen Endlager ab.

## **Westeifel**

Die Westeifel übertrifft zwar in Bezug auf Durchmesser (50 km), Fläche (600 km<sup>2</sup>) und Zahl der Vulkane (240) die Osteifel (ca. 35 km; ca. 400 km<sup>2</sup>; ca. 100 Vulkane), jedoch ist allein das Volumen des vom Laacher See Vulkan eruptierten Materials ( $> 6 \text{ km}^3$ ) viermal so groß wie das aller Westeifel-Vulkane (zusammen ca. 1.5 km<sup>3</sup>). Die Vulkane (Schlackenkegel und Maare) der Westeifel sind generell kleiner als die in der Osteifel. Phonolith-Vorkommen fehlen fast völlig (Büchel & Mertes, 1982; Lorenz & Büchel, 1980; Schmincke et al., 1983; 1990).

Die bisherigen Altersbestimmungen liegen zwischen ca. 0.01 und 0.7 Mio. Jahren. Auf diesen noch unvollständigen Daten wurde das ungefähre Alter von 223 Vulkanbauten der Westeifel nach paläoklimatischen und geomorphologischen Kriterien (Erosionsgrad, Terrassenlage) ungefähr mit folgenden Ergebnissen abgeschätzt (Lorenz & Büchel, 1980; Schmincke et al., 1983; vergl. Abb. 6, 7):

- Zunahme der Eruptionen pro Zeiteinheit seit Beginn der quartären Vulkantätigkeit;
- Wanderung des Vulkanismus mit der Zeit von NW nach SE;
- Beginn des Vulkanismus mit Melilithnepheliniten und Erscheinen einer neuen Magmensuite aus einem anderen Mantelbereich im späten Quartär (< 0.1 Ma);
- Konstanz der Richtung der Hauptfördergänge (NW-SE) seit Beginn des Vulkanismus;
- Entstehen des Ulmener Maars als jüngstem Vulkan vor ca. 11.000 Jahren.

### **Osteifel (Neuwieder Becken, Laacher – See - Gebiet)**

Das Laacher See Gebiet - oder Osteifel - besteht aus etwa 100 Vulkanzentren, überwiegend Schlackenkegeln, Tuffringen und Lavaströmen, sowie drei größeren phonolithischen Vulkan-Komplexen (Rieden, Wehr, Laacher See; vergl. Abb. 8). Das insgesamt NW - SE orientierte Vulkanfeld läßt sich räumlich, zeitlich und geochemisch in zwei Teilfelder untergliedern: in ein älteres, westlich des Laacher See gelegenes (Riedener Vulkangebiet) und ein jüngeres, südöstliches Feld. Das Neuwieder Becken, das sich etwa gleichzeitig mit der Hebung des Rheinischen Schildes einsenkte und in dem die meisten jungen Osteifel-Vulkane liegen, wird durch mehrere kleinere Vulkangruppen oder Vulkanreihen untergliedert. Der Laacher See ist kranzartig umgeben von über 10 Schlackenkegeln (Houghton & Schmincke, 1989; Schmincke et al., 2000; Viereck & Bogaard, 1986; Wörner et al., 1988).

Der Phonolith-Komplex des Wehrer Kessels sowie der phonolithische Laacher See Vulkan liegen am westlichen Rand des jüngeren Teilfeldes (Wörner et al., 1988). Die Eruptionszentren der drei großen phonolithischen Vulkane sind bis ca. 3 km im Durchmesser messende große Krater, die als ehemals gefüllte aber schon stark erodierte Eruptions- / Einbruchs-Becken vorliegen, oder als wassergefüllte Becken wie der Laacher See. Die Entstehung der phonolithischen Kraterbereiche ist komplex, aber vermutlich vor allem durch Einbruch im Gefolge der Eruption großer Mengen von Asche und Bims in mehreren Hauptphasen zu erklären. Die Komplexität der inneren Struktur der Eruptionszentren liegt auch an der Zahl der Eruptionsphasen und der gesamten aktiven Zeit. Die Tätigkeit des Systems Rieden dauerte insgesamt etwa 80 000 Jahre, die des Laacher See Vulkans bisher nur wenige Wochen bis Monate.

Die Eruption des vor 13 000 Jahren entstandenen Laacher See-Vulkans stellt eine der drei großen hochexplosiven (*plinianischen*) Eruptionen Mittel- und Südeuropas im späten Quartär / Holozän dar. Das eruptierte Gesamtvolumen (> 6 km<sup>3</sup>) war größer als das ähnlicher plinianischer Eruptionen, wie der des Vesuvs (im Jahr 79), Mt. St. Helens (1980) oder El Chichon (Mexiko, 1982) und entspricht in etwa der des Pinatubo (Philippinen), der am 15.06.1991 ausbrach (Swanson et al., 1983; Newhall & Punongbayan, 1996).

Viele Vulkane im Neuwieder Becken liegen entlang von tektonischen Störungen, auch wenn eine exakte räumliche und zeitliche Korrelation zwischen allen Osteifel-Vulkanen und jungen Verwerfungen nicht vorliegt oder nicht offensichtlich



ist. Die heute seismisch aktive Ochtendunger Störung läuft auf den Sektorgraben im Süden des Laacher-See-Beckens zu und zeigt mit diesem identisches Streichen.

Die Komplexität der statistischen Analyse von vulkanischen Aktivitäten wurde hinsichtlich der Osteifel von Jaquet et al. (2000) diskutiert: Sie entwickelten eine neue Methode, die zu einem stochastischen Modell basierend auf dem Cox-Prozess führt. Damit können die beobachteten zeitlichen und räumlichen Korrelationen berücksichtigt werden. Sie nutzten die vorliegenden Altersdatierungen (s. u., Schmincke et al., 1990) und untersuchten die vergangenen 650 000 Jahre. Daraus leiteten sie die durchschnittliche Dauer der aktiven Phasen und der Ruheperioden zu etwa 80 000 Jahren ab und stellen fest, dass der Eifel-Vulkanismus keineswegs abgeklungen ist. Je nach Typ der Eruption kommen sie auf Einflussradien von bis zu 3 km für Asche-Kegel, Tuff Ringe und Mare, Lava-Ströme, und auf mehr als 20 km für pyroklastische Ströme, Bomben und Plinianische Eruptionen mit weitläufigem Aschefall.

### 5.1.2 Beantwortung der Fragen

#### ***Mit welcher Wahrscheinlichkeit ist mit einem Wiederaufleben des Vulkanismus im Zeitraum von ca. 1 Million Jahren zu rechnen?***

Der Vulkanismus der Eifel ist bereits in unterschiedlichen Richtungen intensiv untersucht worden, und er ist immer noch Gegenstand der Forschung. Die Frage des Wiederauflebens des Eifel-Vulkanismus wird im Folgenden an verschiedenen Phänomenen diskutiert.

An den Anfang dieser Diskussion wird das Ergebnis der Umfrage gestellt: Von allen befragten Fachkollegen wird die Wahrscheinlichkeit, dass ein Wiederaufleben des Vulkanismus in der Eifel innerhalb des Prognose-Zeitraumes von 1 Mio. Jahren zur erwarten ist, mit 100 % beziffert. Dies lässt sich aus den Eruptionsgeschichten der einzelnen Vulkanfelder ablesen; aus dem Blickwinkel der Extrapolation ist eine neuerliche vulkanische Aktivität "längst überfällig". Rein statistisch müsste z.B. in der Westeifel alle 2 300 Jahre ein Vulkan ausbrechen (wobei die genannten Vorbehalte hinsichtlich derartiger statistischer Aussagen gelten), andererseits gab es auch längere Ruhephasen, so dass die Eruption des Laacher-See-Vulkans entgegen früherer Beschreibungen (vergl. u.a. Meyer, 1988) eher als Beginn einer neuen Eruptionsphase gedeutet werden kann, denn als vorläufiges Ende. Dabei kann prinzipiell jeder Vulkan-Komplex in Frage kommen.

Nach den bisher vorliegenden *Ergebnissen des seismischen Experimentes zur Manteltomographie* besteht aller Grund anzunehmen, dass der Eifel-Vulkanismus weder im Abklingen oder gar erloschen ist (Ritter, 1998; Ritter et al., 2000). Diese neuesten Ergebnisse bestätigen die geochemisch-petrologischen Befunde, die durch Prof. Schmincke und Mitarbeiter erarbeitet worden sind. Es wurden u. a. folgende Gründe angeführt:

Früher glaubte man, die zahlreichen, *für die Eifel typischen CO<sub>2</sub>-Austritte*, heute am Ostrand des Laacher Sees durch sprudelnde Entgasung sichtbar, spiegelten das Ausklingen der Vulkantätigkeit wider. Diese Annahme ist wissenschaftlich nicht haltbar, da CO<sub>2</sub>-Emissionen vor, während und nach einer Eruption auftreten können. Verstärkte CO<sub>2</sub>-Entgasungen sind besonders häufig vor Eruptionen. Das liegt daran, dass CO<sub>2</sub> in einem Magma nur schwer löslich ist. Wenn ein Magma in die obere Erdkruste aufsteigt, verliert es daher vor der Eruption einen großen Teil des CO<sub>2</sub>, wie gegenwärtig etwa am Kilauea Vulkan (Hawaii) nachgewiesen. Die Zusammensetzung der am Laacher See in großen Mengen entweichenden Gase entspricht in

jeder Hinsicht, einschließlich der Isotope relevanter Gase, der der Gase des Lake Nyos in Kamerun, bei dessen Eruption im Jahre 1986 etwa 2 000 Menschen umkamen (Giggenbach et al., 1990; Kling et al., 1987). Angesichts der unterschiedlichen klimatischen Verhältnisse ist die Gefahr einer plötzlichen Gaseruption vom Boden des Laacher Sees nicht zu erwarten. Man kann daher die Tatsache der CO<sub>2</sub>-Entgasung weder als Zeichen für abklingenden Vulkanismus noch für unmittelbar bevorstehende Vulkaneruptionen interpretieren. Die spezifische Zusammensetzung der CO<sub>2</sub>-reichen Emanationen in der Eifel ist typisch für Intraplattenvulkane.

*Geringer Wärmefluss* an der Erdoberfläche wurde ebenfalls als Indikator für abgeklungenen Vulkanismus angesehen; jedoch ist die Forschungsbohrung Ochtendung hinsichtlich des Laacher Sees für diese Aussage zu weit entfernt. Dagegen zeigt die chemische Zusammensetzung der Quellwässer jedoch einen Wärmehof um den Laacher See an. Hydrochemische Thermometer (SiO<sub>2</sub>, Na/K) der niedrig temperierten Mineral- und Quellwässer lassen auf erhöhte Äquilibriumstemperaturen von 60° bis 70°C in ca. 1 km Tiefe schließen. Die aus diesen Temperaturen abgeleiteten Gradienten stimmen mit denen von Modelluntersuchungen zur Abkühlung eines magmatischen Körpers unter dem Laacher See überein (Bednarz et al., 1983).

Die früher gängige Interpretation der *Maare der Eifel* als vulkanische Spätphase hat sich als unhaltbar herausgestellt. Maare haben sich während der gesamten vulkanischen Aktivität der quartären Vulkanfelder der Eifel, also während der vergangenen etwa 700 000 Jahre, gebildet und entstehen durch Kontakt eines aufsteigenden Magmas mit Wasser - und nicht durch CO<sub>2</sub>-Explosionen, wie man früher glaubte. Es besteht kein zeitlicher Zusammenhang zwischen Maar-Vulkanismus und zeitlicher Entwicklung der Vulkanfelder der Eifel. Maare stellen häufig das Initialstadium von Schlackenkegeln dar.

Die Frage, wann Vulkane in der Zukunft in der Eifel ausbrechen können, ist nur schwer zu beantworten. Nach der oben genannten pragmatischen Definition muss der Eifel-Vulkanismus als "aktiv" bezeichnet werden, wobei allerdings bei dieser Definition zwischen unterschiedlichen Vulkantypen differenziert werden muss. Das Ulmener Maar, 2 000 Jahre jünger als der Laacher-See-Vulkan, könnte man wegen der vermutlich - aber nicht notwendigerweise - einmaligen, lokal begrenzten Tätigkeit nicht als aktiven Vulkan bezeichnen (andere Schlackenkegel in der Eifel zeigen mehrere, durch Bodenhorizonte getrennten Phasen). Dagegen ist eine erneute Eruption des vor ca. 13 000 Jahren eruptierten Laacher-See-Vulkans nicht unwahrscheinlich.

Hierzu muss man die Gesamtlebenszeit eines Vulkankomplexes oder eines Vulkanfeldes und die Häufigkeit von Einzeleruptionen während der Gesamtaktivitätszeit betrachten. Die geophysikalischen und geochemischen Daten (Quellwasser-Chemie, Gas-Chemie) aus der näheren Umgebung des Laacher-See-Vulkans zeigen, dass hier ein geodynamisch aktives System vorliegt, über dessen mögliche weiteren Entwicklungen in Form von Vulkaneruptionen in der nahen Zukunft keine definitiven Aussagen gemacht werden können. Es lassen sich nach den veröffentlichten Daten nur die folgenden Perioden präziser eingrenzen, mit Ausnahme der prä-Rieden Vulkanentwicklung:

Die vulkanische Aktivität in der Eifel fand in z. T. ungewöhnlich präzise definierten, relativ kurzen Zeiträumen statt, unterbrochen von z. T. wesentlich längeren Pausen ohne Vulkantätigkeit. Diese fundamentale Gesetzmäßigkeit, weltweit in vielen Vulkangebieten zu beobachten, ist einer statistischen Behandlung sehr viel schwerer zugänglich als eine relativ kontinuierliche Tätigkeit. Eine

genauere, stratigraphisch und petrologisch abgesicherte zeitliche Gliederung des Eifelvulkanismus wurde allerdings erst in den letzten Jahren vorgelegt (Schmincke et al., 1990). Danach kann man heute anhand hochpräziser Altersdatierungen an Einzelkristallen etwa fünf vulkanische Hauptphasen der datierten Vulkane im Neuwieder Becken voneinander unterscheiden (vergl. Abb. 8):

- I - Prä-Rieden;
- II - Riedener Vulkan (von ca. 440 000 bis 360 000 Jahre); danach die mit Abstand längste Phase nicht-vulkanischer Ruhepause mit einer Dauer von ca. 150 000 Jahren;
- III - Wehrer Vulkan I (Hüttenberg, von ca. 215 000 bis 190 000 Jahre);
- IV - Wehrer Vulkan II (Glees, von ca. 150 000 bis 116 000 Jahre);
- V - Laacher-See-Vulkan (13 000 Jahre vor heute).

In den drei großen Eruptionszentren – Rieden, Wehr und Laacher See - haben jeweils mehrere (Rieden) bzw. zwei (Wehr) größere Bims-Eruptionen stattgefunden, wenige Tausende bis Zehntausende von Jahren voneinander getrennt. Vulkanisch aktive Perioden, die einige 10 000 Jahre dauerten, wechselten mit Ruhepausen ab, die z.T. länger als 100 000 Jahre dauerten. Die bisher am besten dokumentierten Vulkanphasen (große Bims-Eruptionen in den älteren Zentren) im Laacher See Gebiet zeichnen sich dadurch aus, dass auf Eruptionen aus großen Magmen-Systemen (hochexplosive Bims-Eruptionen, Magmavolumen mehrere km<sup>3</sup>) eine Phase der Bildung von vielen Schlackenkegeln und Tuffringen, z.T. mit längeren Lavaströmen und Maaren folgte.

Aus dem Laacher-See-Becken, dem jüngsten großen Eruptionszentrum, ist bisher nur eine große Bims-Eruption bekannt. In Analogie zu den älteren Eruptionszentren Rieden und Wehr ist eine weitere Bimseruption in der nahen geologischen Zukunft durchaus zu erwarten, jedoch nicht zwingend. Wenn der Laacher-See-Eruptions-Zyklus ähnlich ablaufen wird wie vor etwa 200 000 Jahren der Wehrer Vulkan oder vor ca. 400 000 Jahren der Riedener Vulkan, müssen wir in der allernächsten geologischen Zukunft viele Eruptionen von Schlackenkegeln und / oder Maaren im Neuwieder Becken erwarten, möglicherweise auch eine erneute Eruption des Laacher See Vulkans. Dies ist ein in der Geologie gängiger Analogieschluß.

Es ist jedoch schwierig, die Resultate in die Zukunft zu projizieren, besonders in Bezug auf kurzfristige Vorhersagen wenig häufiger geologischer Ereignisse. Dies ist besonders wichtig für die Eifel, da dort größere Sprünge z. B. petrologischer Natur stattfanden. Die Diskussion von Wiederholungsraten beruht darauf, dass der Vulkanismus ein stochastischer Prozeß ist. Die Annahme, dass Trends in vulkanischen Prozessen stationär in Raum und Zeit sind, ist angesichts der mehrfachen räumlichen, zeitlichen und kompositionellen Sprünge in der vulkanologischen und petrologischen Entwicklung des Vulkanfelds der Osteifel nicht möglich.

Unter Berücksichtigung der bekannten Mantelanomalien (partielle Aufschmelzung) unter der Eifel, dem Spannungsabfall in der Kruste unter dem Laacher-See-Gebiet, der starken seismischen Aktivität und vor allem dem zeitlichen Verteilungsmuster des Vulkanismus im Quartär befindet sich dieses Vulkan-Gebiet zur Zeit *in einer geodynamisch aktiven Periode*. Da der Vulkanismus in der Osteifel mit etwa 100 Vulkanzentren seit ungefähr 450 000 Jahren nachweisbar ist, könnte man theoretisch etwa alle 5 000 Jahre eine Eruption erwarten - eine neue wäre

demnach überfällig. Eine solche Rechnung ist aber aus den angeführten statistischen Problemen nicht sinnvoll.

Fehlende Hinweise auf bevorstehende Eruptionen zeigen jedoch nicht das Ende des Vulkanismus in der Eifel an; sie lassen lediglich den Schluß zu, dass in der unmittelbar bevorstehenden Zukunft (in den nächsten Jahren) vermutlich kein Vulkan in der Eifel eruptieren wird. Auch wenn man das Laacher-See-Gebiet nicht mit hochaktiven Vulkanen wie Kilauea, Ätna oder Merapi auf eine Stufe stellen kann, ergibt sich bei Abwägung der Altersverteilung und der Länge der verschiedenen vulkanischen Aktivitätsperioden zwingend, dass zukünftige Eruptionen in den jungen Vulkangebieten der Eifel äußerst wahrscheinlich sind.

Hinsichtlich der möglichen Vorläufer-Phänomene ist zu erwarten, dass Anzeichen bevorstehender Eruptionen in der Osteifel in einem Zeitraum von 1 bis 2 Jahren vorher wahrscheinlich sind.

### ***Wo kann man das Zentrum eines möglichen Ausbruchs annehmen, und wie groß kann der Radius der direkten Auswirkungen sein (Lava, Asche)?***

Im Allgemeinen wird man davon ausgehen, dass sich zukünftige Eruptionen in einem Vulkanfeld in räumlicher Nähe zu den vorherigen Ausbruchspunkten ereignen. Dabei muss man allerdings unterscheiden zwischen der statistischen Relevanz von Einzelereignissen und dem regionalen Trend der Wanderung des Vulkanismus. Prinzipiell kann demnach als zukünftiges Zentrum der Eruption jeder Vulkan-Komplex in Frage kommen.

Bei aller Wahrscheinlichkeit einer zukünftigen Eruption in der Osteifel lässt sich heute jedoch keine Aussage treffen, an welchem Ort diese Eruption auftreten wird. Anhand der räumlichen und zeitlichen Verteilung der bisherigen quartären Vulkaneruptionen in der Osteifel gibt es allerdings relevante Aussagen hierzu: Nach der Entwicklung des Riedener Teilfeldes im Westen der Osteifel im Wesentlichen zwischen 440 000 und 360 000 Jahren vor heute ist eine eindeutige Wanderung der Vulkanzentren nach Osten zu konstatieren. Es ist daher erheblich wahrscheinlicher, dass zukünftige Vulkane eher im östlichen Teilfeld der Osteifel ausbrechen als im Westen. Dessen ungeachtet kann sich die Lage von Vulkanzentren – wie in anderen Feldern auf der Erde - auch räumlich nicht immer gleichsinnig verschieben sondern springen.

Z.B. liegt das Ulmener Maar – 2.000 Jahre nach der Laacher See Eruption entstanden – westlich bis südwestlich des Laacher Sees und noch westlich von Rieden. Aufgrund petrologischer Daten ist das Ulmener Maar jedoch der vulkanischen Westeifelprovinz zuzuordnen, an dessen Ostrand es liegt. Auch in der Westeifel gibt es eine im Prinzip ähnliche räumliche Wanderung des Vulkanismus mit etwas anderer Richtung von Nordwesten nach Südosten. Dies lässt auf eine überregionale Steuerung der Wanderung der quartären Vulkanzentren in der Eifel schließen.

Die nähere Umgebung (bis ca. 5 km) eines Eruptionszentrums ist durch Druckwellen (*surges*; Schmincke, 1970; Schmincke et al., 1973) stark gefährdet. Die größten und weitreichendsten Gefahren gehen in der Eifel von hochexplosiven, sogenannten plinianischen Eruptionen phonolithischer Zusammensetzung mit hohen Masseneruptionsraten aus. Glutlawinen (pyroklastische Ströme) und Lahare (vulkanische Schutt- und Schlammströme), die in den Tälern fließen, stellen die mit Abstand größte Bedrohung dar, insbesondere, da die Talregionen im Neuwieder Becken am dichtesten besiedelt sind.

Basaltische Vulkane, die in der Eifel vorherrschen, gefährden die Umgebung bis etwa 5 km vor allem durch die hochexplosiven Magma-Wasser-Eruptionen überwiegend im Initialstadium und durch die dabei entstehenden Druckwellen. Lavaströme können Täler über viele Kilometer (in der Eifel bisher bis ca. 10 km) auffüllen.

Diese Abschätzung basiert auf den Erfahrungen der befragten Wissenschaftler, die aber auch darauf hinweisen, dass eine moderne, wissenschaftlich seriöse Gefährdungsanalyse des quartären Vulkanismus in der Osteifel nach wie vor aussteht.

### **Welche weiteren Auswirkungen wären möglich?**

Neben der Blockierung der natürlichen Täler durch plötzliche Massenablagerungen (neben den Glutlawinen und den Laharen auch Fallout-Aschen, Bimsdecken, vergl. Schmincke et al., 2000), kann es zu einer Aufstauung des Rheins um 10 bis 20 m und damit zu einer weiträumigen Überschwemmung des dicht besiedelten Rheinauen-Gebietes kommen (Park & Schmincke, 1997). Bei einer großen plinianischen Eruption ist ein Gebiet mit einer Fläche von über 1 000 km<sup>2</sup> potenziell betroffen. Indirekte Auswirkungen von Vulkaneruptionen – wie Flutwellen, von der Art wie sie noch während der Eruption des Laacher-See-Vulkans durch den Kollaps eines temporären Staudamms bei Andernach entstanden und bis weit über Bonn nachweisbar sind - sind oft lang andauernder, weitreichender und zerstörerischer als die eigentlichen Eruptionsphasen.

Im Einzelnen lassen sich im Zusammenhang mit der letzten Eruption des Laacher-See-Vulkans nennen:

- Voluminösen Bimsdecken haben noch in > 10 km Entfernung bis über 8 m Mächtigkeit, Aschen- und Gesteinsregen sind meist nur in geringer Entfernung von Vulkanen für Menschen direkt gefährlich. Indirekt können sie sich aber auch in größerer Entfernung von ausbrechenden Vulkanen auswirken, wenn Dächer von Gebäuden unter der Last von Aschenmassen – insbesondere nassen – zusammenbrechen. Maschinen und Motore leiden durch Aschefälle, und der öffentliche Verkehr wird zumindest erheblich beeinträchtigt.
- Wasserreiche vulkanische Schutt- und Schlammströme (*Lahare*) treten überwiegend im Spätstadium auf. Diese würden z.B. - wie die pyroklastischen Ströme - durch das zentrale Gebiet des Neuwieder Beckens zum Rhein fließen. Neben pyroklastischen Strömen gehören Lahare zu den gefährlichsten vulkanischen Phänomenen. Etwa 10% aller vulkanisch bedingten Todesfälle gehen auf das Konto von Schlammströmen. Das Wasser entstammt Kraterseen, Regenfällen oder Bächen, in die pyroklastische Ströme fließen: Z.B. forderte der Schlammstrom der relativ kleinen Eruption des Nevado del Ruiz (Kolumbien) im November 1985 in der ca. 40 km entfernten Stadt Armero ca. 25 000 Menschenleben. Sehr häufig bilden sich noch Monate nach einem Vulkanausbruch Lahar-Ströme durch Mobilisierung von lockeren Aschemassen, etwa nach starken Regenfällen (Mayon Vulkan, Philippinen: Eruption im Februar 1993 gefolgt von Schlamm-Strömen während der Regenzeit ein Jahr später).
- Es entstehen häufig temporäre, instabile Dämme und aufgestaute Seen. Während der Laacher See Eruption wurde beispielsweise der Rhein - bedingt durch die gewaltigen Bims-Massen - um ca. 20 m aufgestaut, da sich bei der Andernacher Pforte ein temporärer Damm gebildet hatte. Dieser instabile Tephra-Damm kollabierte noch während der Eruption und löste destruktive Flutwellen

aus, die noch in 50 km Entfernung bei Bonn nachweisbar sind (Park & Schmincke, 1997).

- Eine weitere indirekte Wirkung vulkanischer Aktivität ist die Ansammlung und episodische Eruption vulkanischer Gase in tiefen Kraterseen, die auch ohne auslösende Ausbrüche entweichen können. Bei der plötzlichen Freisetzung von im Wasser des Kratersees gelöstem magmatischen CO<sub>2</sub> kamen in der unmittelbaren Umgebung der Seen Monoun und Nyos in Kamerun 1984 und 1986 ca. 2 000 Menschen ums Leben (Giggenbach et al., 1990; Kling et al., 1987).

### **Wie groß könnte die betroffene Fläche sein?**

Nach dem heutigen Wissensstand ist eine exakte Prognose über Art und Größe, die Eruptionsmechanismen, den Zeitpunkt, den genauen Ort zukünftiger Vulkan-Eruptionen und die Größe des betroffenen Gebietes in der Osteifel allerdings nicht möglich. Eine rigorose und moderne Gefahren- und Risikoanalyse durch vulkanische Ereignisse wurde für die Eifel bisher nicht durchgeführt. Eine genaue Abschätzung der Gefährdung eines möglichen Endlagers durch vulkanische Ereignisse könnte daher erst nach weiteren wissenschaftlichen Untersuchungen vorgelegt werden.

Die Größe der von einer Eruption betroffenen Fläche hängt entscheidend von der Art der Eruption, der Masseneruptionsrate, der eruptierten Masse, den Transportmechanismen – und damit dem Verbreitungsgebiet – und dem topographischen Standort ab. Die betroffenen Flächen in der *Osteifel* hätten Dimensionen von etwa 500 km<sup>2</sup> (Hauptzerstörungsbereich) und mehrere 1000 km<sup>2</sup> – wenn man Bims-Aschenlagen von mehreren Dezimeter Mächtigkeit – oder > 1000 km<sup>2</sup> wenn man Rhein-Aufstauungen bzw. distale Auswirkungen von Flutwellen hinzurechnet.

In der *Westeifel* könnten mit den entsprechenden Konsequenzen ebenfalls größere phonolithische Vulkane ausbrechen. Viel wahrscheinlicher sind dort aber Schlackenkegel bzw. Maare, mit ihren vor allem lokale signifikante Auswirkungen, die bis zu einem Radius von etwa 5 km reichen würden.

## **5.2 Vulkanismus im Vogtland / NW Böhmen**

### **5.2.1 Überblick**

Das Vogtland und NW Böhmen sind bekannt für die periodisch wieder kehrenden Schwarmbeben; beispielsweise konnte zwischen dem 27. August und Ende November 2000 über 10 000 Erdbeben (i.W. zehn tausend) instrumentell beobachtet werden, von denen eine allerdings sehr kleine Anzahl auch von der Bevölkerung verspürt wurde. Diese Schwarmbeben zeichnen sich durch ihre große Ähnlichkeit und ihre Konzentration auf definierte, relativ kleine Herdgebiete in Tiefen von 6 bis 12 km aus. Die Herdmechanismen deuten darauf hin, dass durch fluide Spannung aufgebaut wird, die dann durch diese Bebenschwärme entlastet wird.

Knett (1899) und Credner (1900) führten den Begriff "Schwarmbeben" ein und bezogen sich auf die Seismizität im Vogtland, wodurch das Untersuchungsgebiet als *locus typicus* für dieses seismische Phänomen gelten kann. Historisch sicher belegt sind Schwarmbeben in der Region seit 1552.

Die Erdkruste und der obere Mantel unter dem Vogtland und der angrenzenden Region NW-Böhmen stellen aus geowissenschaftlicher Sicht etwas Besonderes innerhalb der weltweiten kontinentalen Erdkruste dar. Die Einmaligkeit

besteht neben den periodisch wiederkehrenden Schwarmbeben in der nachweisbaren Kombination von seismischer Aktivität und dem flächenhaftem Austritt von CO<sub>2</sub> an der Oberfläche mit hoher Gasflussrate. Das Gas stammt offenbar aus einem aktiven magmatischen Reservoir im subkontinentalen Oberen Mantel. Wahrscheinlich fungieren aktive, die Kruste penetrierende Störungen als Förderkanäle für die Mantelfluidе. Das Gebiet wird durch die Orte Plauen im Norden, Marktredwitz im Westen, Karlovy Vary im Osten und Mariánské Lázně im Süden umschrieben. Weitere Indikatoren für aktive Prozesse sind quartärer Vulkanismus und neotektonische Krustenbewegung, die von tiefreichenden Bruchstörungen (Störungen des Eger Grabens und die Marienbader Störung) geschieht werden.

Die seismische Besonderheit des Gebietes ist seit langem bekannt. Die Kenntnis von flächenhaften Gasaustrittszonen (Entgasungszentren oder CO<sub>2</sub>-plumes) ist aber neu (Weinlich et al., 1999).

Tektonisch ist dieses Gebiet durch die Kreuzung zweier regionaler, magmatotektonisch aktiver Elemente gekennzeichnet, nämlich *das Eger-Rift* mit dem Eger Graben als morphotektonisches Teilelement und *das Naab Pritzwalk Lineament*, mit der Marienbader Bruch-Störungszone als Teilelement. Dieses Gebiet ist in Abb. 9 grob markiert.

Geologisch wird der NW-Rand des Böhmisches Massivs im Unterbau von magmatischen und metamorphen Gesteinen des Proterozoikums und Paläozoikums aufgebaut. Er wird teilweise von Deckgebirgs-Sedimenten des Permokarbon, der Kreide und des Känozoikums bedeckt. Der strukturelle Großbau der Kruste entstand in Folge der variszischen Kollision und ist seit der Veröffentlichung mehrerer tiefenseismischer Profile in Diskussion (z.B. DEKORP-Atlas, Meissner und Bortfeld, 1990; DEKORP Research Group, 1994). Die heutige Reliefierung hat sich spät- bis postkretazisch, vor allem im Quartär, entwickelt. Morphotektonische Kennzeichen sind der Eger-Graben (ENE-WSW) als Bestandteil des Eger Riftes und die Marienbader Störung (NNW - SSE) als Bestandteil des Naab-Pritzwalk Lineamentes. Das Eger Rift wurde in der Oberkreide angelegt. Der Eger-Graben hat sich während des Tertiärs gebildet. Jüngste tektonische Bewegungen sind durch Vertikalversätze von Flussterrassen parallel zur Marienbader Störung aus holozäner Zeit belegt, die offensichtlich auch heute noch anhalten, da sie nur geringe Erosion zeigen (Bankwitz, pers. Mitteilung). Der das Eger-Rift charakterisierende Vulkanismus ist auch außerhalb der Grabenstruktur verbreitet und dauerte stellenweise (Kammerbühl, Eisenbühl) bis in das Pleistozän an.

In den meisten anderen bekannten Schwarmbebengebieten stehen die Bebenschwärme in direktem Zusammenhang mit aktivem Vulkanismus, also mit dem Aufstieg von Fluiden. Ein aktuelles Beispiel ist die seismische Aktivität in der Long Valley Caldera in Kalifornien. Obwohl im Gebiet Vogtland / NW-Böhmen bisher kein unmittelbar sichtbarer Zusammenhang mit aktiven vulkanischen Prozessen nachgewiesen ist, sind die CO<sub>2</sub>-Austritte in Mofetten und Mineralquellen an der Oberfläche als subvulkanische Erscheinungen von Mantel-Fluiden an der Oberfläche zu werten.

Zur Untersuchung dieser Besonderheiten wurden in den letzten Jahren an den zahlreichen in der Region vorhandenen Mineralquellen und Mofetten geochemische Untersuchungen durchgeführt und erste Erkenntnisse über Zusammenhänge zwischen dem Auftreten von Erdbebenschwärmen und Änderungen in der chemischen Zusammensetzung von Mineralwässern und der Zusammensetzung und der Isotopie (C, He, N) des freien Quellgases gewonnen. Ein Beispiel dafür sind die gefundenen Zusammenhänge zwischen dem variierenden Radon-Gehalt und den hydrologischen Parametern einzelner Quellen in Bad Brambach und dem Auftreten von Erdbebenschwärmen in einem Hypozentralgebiet ca. 12 km östlich vom

Quellgebiet. Desweiteren zeigte sich anhand von Helium- und Kohlenstoffisotopen-Untersuchungen in einer zweijährigen Messreihe an mehreren Probenahmestellen eine ausgeprägte Korrelation bezüglich des Bebenschwarms vom Dezember 1994, die eine seismisch getriggerte Mischung von Mantel- und Krustengasen wahrscheinlich macht.

Neben tertiärem gibt es Vulkanismus quartären Alters in Form zweier Schlackekegel: Komurni Hurka / Kammerbühl und Zelezna Hurka / Eisenbühl sowie den Tuffit-Horizont von Triebendorf / Opf. (Harmening & Lüttig, 1998; Kämpf et al., 1993; Wagner et al., 1998; Gögen & Wagner, 2000). Ergebnisse der geochemischen und isotopengeochemischen Kartierung von CO<sub>2</sub>-Austrittsstellen werden von Bräuer et al. (1997), Strauch et al. (1997), Weinlich et al. (1998; 1999) beschrieben.

Vor allem aus geochemischen Analysen der austretenden Wässer und Gase wird vermutet, dass im Bereich der Grenze zwischen Kruste und Mantel ein Magmen-Körper liegt, der diese Prozesse steuert.

## 5.2.2 Beantwortung der Fragen

### ***Mit welcher Wahrscheinlichkeit ist mit einem Wiederaufleben des Vulkanismus im Zeitraum von ca. 1 Million Jahren zu rechnen?***

Die zur Verfügung stehende Datengrundlage und der gegenwärtige Untersuchungsstand zur Altersdatierung von quartären Vulkaniten im Bereich des westlichen Eger Riftes sind wesentlich schlechter als die in der Eifel (Eisenbühl: ca. 170 000 bis 400 000 Jahre, Kammerbühl: ca. 450 000 bis 900 000 Jahre; Gögen & Wagner, 2000; Wagner et al., 1998). Triebendorf / Opf. wird nach geologischen Befunden ins Quartär eingestuft (Harmening & Lüttig, 1998). Aus diesem Rückblick kann als Vorausschau nur sehr grob (und unter den oben gemachten Einschränkungen zur Statistik) eine mögliche mittlere Wiederholungsrate von ca. 400 000 Jahren angegeben werden. D.h. für die nächsten 400.000 Jahre besteht nach dem vorliegenden Kenntnisstand eine Wahrscheinlichkeit von etwa 50% für das Wiederaufleben des Vulkanismus im westlichen Teil des Eger Rifts (Abb. 9). Um diese Aussage weiter präzisieren zu können, sind zukünftig allerdings recht intensive Forschungsarbeiten nötig.

### ***Wo kann man das Zentrum eines möglichen Ausbruchs annehmen, und wie groß kann der Radius der direkten Auswirkungen sein (Lava, Asche)?***

Besonders wahrscheinlich bzw. gefährdet sind als Ausbruchszentren die folgenden Bereiche (vergl. Abb. 9):

*Erste Kategorie:* Hierzu gehören die als CO<sub>2</sub>-Entgasungszentren auskartierten Bereiche des Eger-Beckens mit dem auf deutscher Seite angrenzenden Bereich der Region Bad Brambach / Schönberg im Vogtland und der Region Selb im Fichtelgebirge. Gleichmaßen sind die Regionen der Entgasungszentren Karlsbad und Marienbad zu nennen, wobei in beiden Fällen keine Gefährdungsbereiche auf deutscher Seite in Frage kommen (vergl. Bräuer et al., 1997; Strauch et al., 1997; Weinlich et al., 1998; 1999).

*Zweite Kategorie:* Hier handelt es sich um zwei Bereiche der ENE-WSW streichenden Teilstörungen des Eger-Grabens. Als besondere Gefährdungsbereiche können die Gebiete um Mytina / CZ – Neualbenreuth / Oberpfalz und um Wiesau / Oberpfalz gelten. Das Ende dieses von Tschechien ENE-WSW



streichenden Gefährdungsbereiches endet im Westen im Bereich des Fränkischen Lineamentes.

*Dritte Kategorie:* Dies ist der Bereich der NW-SE bis NNW-SSE streichenden Störungen innerhalb des Naab-Pritzwalk Lineamentes im südlichen Vogtland (Linie: Frantiskovy Lazne – Bad Brambach – Bad Elster – Schönbrunn). Das Ende dieses Gefährdungsbereiches liegt bei Oelsnitz / Vogtland.

Neben dem südlichen Vogtland und Teilen von NW-Böhmen sind die gekennzeichneten Bereiche des Fichtelgebirges und der Oberpfalz neu in die Gefährdungsgebiete aufzunehmen.

Die Abschätzung des *Radius der direkten Auswirkungen* hängt davon ab, wie die Evolution des magmatischen Geschehens im westlichen Teil des Eger Riftes zukünftig vonstatten gehen wird. Bislang sind in den quartären Schlackekegeln nur Olivin-Nephelinite bekannt, die aus dünnflüssigen Magmen hervorgegangen sind. Das Magmenreservoir liegt nach tiefenseismischen, petrologischen und gasgeochemischen Befunden im oberen Mantel unterhalb der Krusten / Mantel-Grenze (Kämpf et al., 1999). Ob das Magmenreservoir sich eher passiv oder eher aktiv verhält bzw. entwickelt, ist z.Zt. offen. Spicak et al. (1999) vermuten daß die Schwarmbeben im Vogtland / NW-Böhmen direkt durch magmatische Ursachen hervorgerufen werden (Magmen-Injektion und damit in Verbindung stehende Gas-Freisetzen). Diese Magmen müßten sich nach dieser Hypothese allerdings bereits in der Oberkruste befinden (in ca. 6 – 15 km Tiefe). Aus zweijährigen Zeitreihen-Untersuchungen der Isotopie (He, C, N) von Mofetten-Gasen lassen sich jedoch keine Indizien für eine aktive Magmen-Evolution erkennen (Bräuer et al., in Vorbereitung). Falls es sich aber doch bewahrheiten sollte, dass Kleinintrusionen ausgehend von einem in 30 bis 50 km Tiefe liegenden Magmen-System in die Oberkruste infiltrieren, so könnten wir uns im westlichen Eger Rift am Anfang einer neuen aktiven Vulkan-Periode befinden. Dann käme für die nächste Million Jahre möglicherweise ein ähnliches Szenario in Betracht, wie es während der zurückliegenden 1 Million Jahre in der Eifel ablief (Extremsituation: Plinianische Eruptionen vom Laacher-See-Typ).

Es sind mehrere Szenarien denkbar:

*Szenario 1A (Eruption außerhalb des Cheb Beckens):* Das Magmenreservoir steigt nicht in die Kruste auf, es bleibt passiv. Die Magmen sind dünnflüssig (Gefährdungspotenzial relativ gering). Der maximale Radius der direkten Auswirkungen würde dann in der bisher bekannten Größenordnung liegen. Der Radius des Tuffhorizontes vom Schlackekegel Eisenbühl / Zelezná Hurka beträgt ca. 3 km (Kämpf et al., 1999; Wagner et al., 1998). Dabei handelt es sich um einen bis zu 5 m mächtige Tuff- und Lapillituff-Horizont bei Mytina / CZ (tschechischer Grenzort in unmittelbarer Nähe zu Neualbenreuth / D).

*Szenario 1B (Eruption im Cheb Becken):* Käme es zu Eruptionen im Bereich des Cheb Beckens (Abb. 9), dann ist nicht auszuschließen, dass explosiver Vulkanismus auftreten wird (Bildung von Maaren, da die Sedimente des Beckens wasserführend sind; z.B. liegen im Bereich des Beckens drei Stauseen). Die Auswirkungen sollten maximal um etwa eine Größenordnung höher liegen als oben beschrieben. Dies hätte eine breitere Streuwirkung von Lava und Asche ins Vogtland und Fichtelgebirge / Oberpfalz zur Konsequenz. Ein möglicher Hinweis auf ein derartiges Szenario ist das Tuffit-Vorkommen von Triebendorf / Opf. In einer Entfernung vom Cheb Becken von 25 – 30 km.

*Szenario 2:* Das Magmenreservoir wird aktiv und steigt in die Kruste auf. Neben dünnflüssigen Magmen bilden sich auch zunehmend zähflüssigere (Vulkanismus vergleichbar zur Eifel). Diese von Spicak et al. (1999) ins Spiel gebrachte Hypothese ist nach bisherigen Daten eher unwahrscheinlich.

Nach gegenwärtigem Kenntnisstand sind die beiden ersten Varianten (1A oder 1B) wahrscheinlicher als Variante 2 .

### ***Welche weiteren Auswirkungen wären möglich?***

In Zusammenhang mit dem Vulkanismus sind die folgenden Effekte denkbar:

- Hebung (mögliche Beeinflussung von Talsperren im Cheb-Becken),
- vulkanische Beben,
- Waldbrände ausgelöst durch Eruptionen,
- Bildung von Maaren (explosiv !).

### ***Wie groß könnte die betroffene Fläche sein?***

Entsprechend den oben genannten Effekten lassen sich abschätzen:

- Hebung: ca. 500 km<sup>2</sup> bis 1500 km<sup>2</sup>
- Waldbrände: ca. 50 km<sup>2</sup> bis 200 km<sup>2</sup>
- Maare: ca. 50 km<sup>2</sup> bis 200 km<sup>2</sup>

In der Abb. 9 (Grundlage: Bräuer et al., 1997, dort Abb. 2) sind die Gefährdungsbereiche im Gebiet Vogtland - NW-Böhmen und Fichtelgebirge-Oberpfalz angegeben.

## **6 Berücksichtigung des Vulkanismus in anderen Ländern**

Es werden beispielhaft zwei Länder angeführt, in denen Abschätzungen vulkanischer Gefährdungen vorgenommen worden sind:

### **6.1 USA**

In den USA werden in den NRC-Richtlinien 10 DFR 60 (NRC, 2000; zitiert nach Bork et al. 2000) unter den ungünstigen Bedingungen ausdrücklich vulkanische Aktivitäten genannt, die u.U. das Grundwasser-System so nachhaltig verändern können, dass es sich nachteilig auf die Barriere-Wirkung der geologischen Umgebung des Endlagers auswirkt.

Vor diesem Hintergrund sind die Vorarbeiten für ein sehr großes zentrales Endlager für alle Kernbrennstoffe der Vereinigten Staaten am Standort Yucca Mountain (Nevada) zu sehen, die bereits weit vorangeschritten sind. Hier werden ausgedehnte Kavernen in tertiären Ignimbriten aufgeföhren. Parallel dazu werden von verschiedenen Einrichtungen unabhängige Untersuchungen durchgeführt, die später Grundlage einer endgültigen politische Entscheidung sein sollen. Diese jahrelangen, äußerst vielseitigen und detaillierten Untersuchungen dienen dem

Nachweis der Eignung dieses Standortes. Das Problem eines möglichen Auflebens der quartären Vulkantätigkeit im Gebiet wird vor allem von Connor et al. (2000) untersucht.

Der Standort des Endlagers in der Yucca Mountain Region (YMR) liegt mitten in einem Vulkanfeld, wobei der nächste Vulkanschlot in der Größenordnung von 5 km vom Endlager entfernt ist. Bekannter Maßen war ein Kriterium für die Auswahl die sehr guten Grundwasser-Verhältnisse, die allerdings in jüngster Zeit nicht mehr so positiv gesehen werden. Andererseits ist die Auswahl auch auf eine politische Entscheidung zurück zu führen, die hier nicht kommentiert werden kann.

Das Alter des jüngsten Schlackenkegels Lathrop Wells, gut 15 km südlich vom Endlagergebiet, liegt bei ca. 80 000 Jahren, wobei im Bereich dieses Vulkanfeldes zwischen 2 und 12 Eruptionen pro Million Jahre anzunehmen sind. Der zeitliche Abstand zwischen den Eruptionen von Schlackenkegeln westlich von Yucca Mountain ist demnach höher als in der Eifel und ihre Zahl deutlich geringer; ein Vergleich mit dem Vogtland könnte sich hier anbieten, auch wenn die Mächtigkeit der vulkanischen Ablagerungen dort nicht so groß ist. Andererseits rechnet man mit Halbwertszeiten der hoch-aktiven Radionuklide von  $10^4$  bis  $10^5$  Jahren und mehr, so dass die Frage zukünftiger Vulkaneruptionen als wichtiger Faktor gilt, der bei der endgültigen Entscheidung über die Inbetriebnahme im Jahre 2003 eine Rolle spielen wird.

Die Autoren beschreiben die Befunde geologischer und geophysikalischer Untersuchungen (Störungssysteme, Vertikalbewegungen, Schwerefeld, Magnetfeld, Krusten / Mantel-Aufbau) und beabsichtigen, diese Befunde schrittweise in die Analyse der vulkanischen Gefährdung eingehen zu lassen. Tatsächlich wird aber nur eine Statistik über Entfernungen zu den benachbarten Vulkanen vorgelegt, in die als kontrollierender Parameter nichts anderes als die Standardabweichung ein geht. Für die Eintrittswahrscheinlichkeit wird aber eine Annahme getroffen, die bei 3 Ereignissen pro Million Jahre liegt und nicht genauer begründet wird. Dies führt dann auf eine Eintrittswahrscheinlichkeit von  $1 \times 10^{-8}$  bis  $1 \times 10^{-7}$  pro Jahr *am Ort des Endlagers*.

Vergleicht man diese Werte, deren Zustandekommen nicht sehr transparent ist, so kann man nur eine zumindest sehr unübliche Anwendung der Statistik vermuten, die in Zweifel gezogen werden muss: Offensichtlich wird die Eintrittswahrscheinlichkeit eines Ereignisses, abgeleitet für das ganze Vulkanfeld (2 bis 12 Ereignisse pro Million Jahre) auf die Fläche des Endlager-Standortes herunter gerechnet. Dies ist aber in dieser Form falsch, da hier Statistik und Deterministik in unzulässiger Weise miteinander verknüpft werden: Die angegebene Wahrscheinlichkeit für das Vulkanfeld gilt natürlich auch für den Standort – ein Bezug auf den Flächenanteil ist nicht zulässig (je kleiner das Endlager desto unwahrscheinlicher eine Gefährdung). Zudem werden die Einflussradien vulkanischer Ereignisse überhaupt nicht diskutiert.

*Als Fazit kann man fest stellen, dass ein sehr schlechter Standort auch durch eine scheinbar komplizierte Statistik nicht zu einem guten wird.*

## **6.2 Frankreich**

Über die Chaine des Puys in Frankreich gibt es ähnliche Betrachtungen der französischen Kollegen. Der Kratersee Lac Pavin entstand nach der jüngsten Eruption vor etwa 6 000 Jahren. Es wurden umfangreiche Betrachtungen zur

vulkanischen Gefährdung durchgeführt, die im Folgenden kurz referiert werden (vergl. Froideveaux et al., 1974; Hetier et al., 1983; de Goer de Herve, 1999).

Die *Chaine des Puys* bezeichnen eine Vulkan-Kette, die westlich und südlich von Clermont-Ferrand liegt und aus mehr etwa 100 Vulkanen besteht. Im Wesentlichen treten basaltische Kegel und Maare auf, aber auch trachyandesitische Komplexe mit pyroklastischen Ringen und trachytische Dome. Der Vulkanismus ist sehr jung: Es wurden Alter zwischen 95 000 und 6 000 Jahren ermittelt. Dabei konzentriert sich die Mehrzahl der Vulkane (75) in einer etwa Nord-Süd verlaufenden Kette (*Chaine des Puys*) ca. 5 km westlich der Stadt, während die vier Vulkane etwa 30 km südlich die Pavin-Gruppe bilden und zugleich die jüngsten sind.

Obwohl die einzelnen Vulkane jeweils wahrscheinlich nur eine aktive Periode zeigten, führten Variationen der Eruption innerhalb einer Periode zu komplexen internen Strukturen. Es wird vermutet, dass die Vulkankette noch immer aktiv ist, und dass die Wahrscheinlichkeit des Wiederauflebens des Vulkanismus in jedem Teil der Kette sehr groß ist.

Die historischen Abläufe der Aktivitäten beginnen begannen etwa 95 000 Jahre vor heute und zeigten zunächst (bis etwa 30 000 Jahre) basische bis intermediäre Magmen, danach auch saure (bis etwa 9 500 Jahre). Die jüngsten Produkte gehen wieder mehr auf basische Magmen zurück. Daraus lassen sich einzelne Zeitabschnitte rekonstruieren, während der die Magmen verschiedenen Magmen-Systemen im tiefen und oberen Mantel entstammen; dies soll hier jedoch nur insoweit erläutert werden, dass eine Pause in der Aktivität zwischen etwa 30 000 bis 15 000 Jahren auftrat, während der die tiefen Reservoirs wieder aufgefüllt wurden. Dies führte dann zwischen 15 000 und 12 000 Jahren hawaiianischen Eruptionen einerseits, während in anderen Fällen das Magma in flachen Systemen stecken blieb und sich zu Trachyt entwickelte. Die jüngsten Eruptionen wurden dann offensichtlich durch Intrusionen von Magmen aus sehr tiefen Bereichen getriggert, die auch die Trachyte mit anregten. Demzufolge sind auch die jüngsten Produkte am wenigsten differenziert.

Insgesamt wird vermutet, dass die kumulative Zeit vulkanischer Eruptionen über den gesamten Zeitraum der letzten 95 000 Jahre nicht mehr als 20 Jahre beträgt, während die letzte aktive Periode am Pavin – mit Unterbrechungen - weniger als 200 Jahre dauerte.

Hinsichtlich der Frage nach der Prognose zukünftiger Eruptionen weisen die französischen Kollegen besonders darauf hin, dass man hierfür eine fundamentale Kenntnis der bisherigen Abläufe erarbeiten muss. Neben der Rekonstruktion der vulkanischen Geschichte sind für eine Warnung vor aktuellen Ereignissen die seismische und geochemische Überwachung sowie die Beobachtung von Deformationen der Oberfläche wichtig (vor allem durch die hochpräzise Messung von Änderungen der Neigungen).

Aus diesbezüglichen Betrachtungen rechnet man fest mit einer Fortsetzung der vulkanischen Aktivitäten. Daher wurde ein seismisches Überwachungsnetz installiert, und es ist vorgesehen, im Falle von erhöhter Seismizität mobile seismische Apparaturen einzusetzen und Neigungsmesser zu installieren, um das mögliche Eruptionszentrum möglichst frühzeitig zu lokalisieren. Aus statistischen Überlegungen erwartet man zunächst die Bildung von Schlacke-Kegeln und das Auftreten von Lava-Flüssen, da sich mehr als 75 % der Vulkane der Kette so bildeten. In Verbindung mit oberflächennahem Wasser könnten sich wieder Maare bilden, während trachytische Laven bisher nur bei etwa 10 % der Eruptionen auftraten.

Trotz – oder gerade wegen – der Probleme der Prognose vulkanischer Eruptionen scheinen die französischen Kollegen bestens auf das Wiederaufleben des Vulkanismus vorbereitet zu sein, und sie hoffen, dass dadurch die Zahl der potenziellen Opfer und Schäden so gering wie möglich sein werden. Für uns sollte dies eine Bestätigung dafür sein, dass man die Gefährdung des Vulkanismus und damit vulkanische Risiko nicht ernst genug nehmen kann, auch wenn die letzten Ausbrüche lange zurück liegen.

### 6.3 Japan

In Japan ist vom *Japan Nuclear Cycle Development Institute (JNC)* ein Forschungsbericht zur geologischen Isolierung (*supporting report 1*) vorgelegt worden, der als H12 – Projekt benannt ist (JNC, 2000). Auch hier geht man von einem Endlager in tiefen geologischen Formationen aus.

Als Auswirkungen vulkanischer Gefährdungen werden in erster Linie Temperatur-Anstiege durch Magma und heiße Gesteine, Intrusionen von hydrothermalen Wässern und vulkanischen Gasen genannt, die die hydraulischen und geochemischen Charakteristiken des Grundwassers verändern. Der Bereich derartiger Auswirkungen wird zwischen einigen Kilometern und 20 km vom vulkanischen Zentrum angenommen.

Große Bedeutung wird der Verteilung quartärer Vulkane und dem geothermischen Gradienten zugemessen. Danach nimmt der geothermische Gradient in den ersten 10 bis 20 km vom Vulkan sehr stark ab (von  $> 35^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ ), um dann um einen konstanten Wert ( $\sim 5^{\circ}\text{C} / 100 \text{ m}$ ) zu schwanken. Es werden Modell-Untersuchungen (2D) für verschiedene Vulkane vorgestellt, die unterschiedliche Annahmen über die Geometrien der Magmen-Reservoirs sowie Zufluß-Raten zugrunde legen. Die Modell-Untersuchungen umfassen Zeiträume von bis zu 300 000 Jahren.

In einem Anhang (Appendix F) wird der Fall ("What if?") eines Störfalls durch natürliche Ursachen diskutiert. Es werden verschiedene Szenarien durchgespielt: Vertikalbewegung / Erosion, Seismizität / Bewegung an einer Störung nahe dem Endlager und vulkanische Aktivität. Hinsichtlich der Seismizität werden zwei Fälle unterschieden: der Fall der Bewegung an einer Störung nahe dem Endlager und der Fall einer Störung, die durch das Endlager hindurch geht und damit einen Riss im Endlager erzeugt. In beiden Fällen sind die Auswirkungen natürlich von der Fließgeschwindigkeit des Grundwassers abhängig.

Als Grundlage der vulkanischen Gefährdung wird eine statistische Betrachtung vorgenommen, nach der das Auftreten (sehr konservativ) zufällig verteilt ist. Bei der Zahl von etwa 350 Vulkanen, die während des Quartärs entstanden, ergibt sich daraus eine Wahrscheinlichkeit von  $1.8 \times 10^{-4}$  pro Jahr. Für die Gefährdung durch vulkanische Aktivitäten werden drei Szenarien angenommen: Aufsteigendes Magma nahe dem Endlager sowie durch das Endlager hindurch, wobei in diesem Fall unterschieden wird, ob die Abfälle direkt getroffen werden oder nicht. Im *ersten Fall* wird angenommen:

- (1) Durch thermische Konvektion wird der Fluss des Grundwassers sehr stark erhöht, wobei durch Freiwerden magmatischer Flüssigkeiten von hoher Salinität und niedrigem pH-Wert die chemischen Eigenschaften des Grundwassers verändert werden.

Im zweiten Fall werden mehrere Konsequenzen diskutiert:

- (2) Zusätzlich zu (1) können die Abfall-Behälter durch die Veränderungen der physikalisch-chemischen Bedingungen direkt betroffen werden.

- (3) Die Behälter werden zerstört und verlieren damit ihre Funktion als technische Barriere.
- (4) Die Behälter werden mit dem Ausbruch zur Oberfläche transportiert und dabei zerstört, wobei die enthaltenen Radionuklide frei gesetzt werden.

Allerdings wird einschränkend vorgerechnet, dass der Gehalt an Radionukliden eines Abfallbehälters etwa dem Gehalt von  $4 \times 10^5 \text{ m}^3$  Lava an natürlichem Uran-238 (Konzentration 1 ppm) entspricht, so dass bei der Freilegung des gesamten Endlagers mit ca. 40 000 Behältern nicht signifikant mehr Radionuklide frei gesetzt werden, als bei einem durchschnittlichen Ausbruch mit etwa  $4 \times 10^{10} \text{ m}^3$ .

## 7 Entwicklung eines Kriteriums

Die Größe der von einer Eruption betroffenen Fläche hängt – abgesehen vom topographischen Standort - entscheidend von der Art der Eruption, der Massen-eruptionsrate, der eruptierten Masse, den Transportmechanismen und damit dem Verbreitungsgebiet ab. Andererseits ist auch die quartäre Tektonik im Zusammenhang mit der vulkanischen Gefährdung von Bedeutung. Sollten sich Hinweise auf derartige tektonische Aktivitäten ergeben, dann ist zu empfehlen, mit Hilfe seismischer Tomografie möglicherweise vorhandene Zerrüttungszonen und Bereiche anomalen Wärmeflusses zu identifizieren (vergl. derzeitige Arbeiten im Bereich des sog. Eifel-Plumes, Ritter et al., 2000).

Das mit Abstand gefährlichste vulkanische Ereignis für die Sicherheit eines möglichen Endlagers wäre die Entstehung eines neuen Vulkans bzw. Kraters direkt unter oder in der unmittelbaren Nähe des Standortes. Der mögliche Ausbruch eines neuen Vulkans ausgerechnet unter einem Endlager ist zwar nicht ausgeschlossen, aber doch wenig wahrscheinlich.

Demzufolge ist es nötig, das Kriterium schrittweise zu entwickeln. Für ein vulkanisches Gebiet wie der Eifel sollte man wie folgt vorgehen:

### ***Erster Schritt (Eifel):***

Wir orientieren uns an den oben genannten, zu erwartenden Einflussradien verschiedener vulkanischer Auswirkungen (vergl. auch Jaquet et al., 2000). Für die direkten Einwirkungen wurden Gebiete mit Radien von 5 km bis über 20 km um einen möglichen Vulkan-Schlot genannt. Dabei kann man durchaus differenzieren: Sollte es z.B. in der Zukunft zu weiteren Vulkaneruptionen in der Osteifel oder Westeifel kommen, wäre der Ausbruch weiterer Maare oder Schlackenkegel am wahrscheinlichsten. Ihre Bildung wäre für ein Endlager dann relevant, wenn die seismischen (Erdbeben) oder tektonischen (Hebungen) Begleiterscheinungen größere Ausmaße erreichen würden. Von einem Ausbruch selber wäre ein mögliches Endlager nur dann betroffen, wenn das Eruptionszentrum innerhalb einer Entfernung von etwa 5 km (bei längeren Lavaströmen oder stärkeren Druckwellen) bzw. bei etwa 2 km bei Auswurf von Lockermaterial liegen würde.

Ein Vulkanausbruch vom Typ Laacher See im Neuwieder Becken dagegen hätte größere und katastrophalere Folgen für ein Endlager, vor allem dann, wenn das Ausbruchszentrum im Gebiet des heutigen Laacher Sees liegen würde. Neben den mit einem größeren Ausbruch vermutlich verbundenen heftigen Begleiterscheinungen (s.o.) könnten vor allem die großen Massen an Lockermaterial die Täler, d.h. Wasserwege kurzfristig verschütten und zu Blockierungen oder Plombierungen und damit Überflutungen führen. Würde eine Ausbruchsstelle in

größerer Nähe eines möglichen Endlagers liegen, würden vor allem die primären heißen Glutlawinen und die mit ihnen verbundenen Lahare die größten Auswirkungen haben, möglicherweise auch die heißen Aschenwolken und Druckwellen. Betroffene Flächen hätten Dimensionen von etwa 500 km<sup>2</sup> (Hauptzerstörungsbereich) und mehrere 1000 km<sup>2</sup>, wenn man Bims-Aschenlagen von mehreren Dezimeter Mächtigkeit, oder > 1000 km<sup>2</sup>, wenn man Rheinaufstauungen bzw. distale Auswirkungen von Flutwellen hinzurechnet.

Mit entsprechenden Konsequenzen könnten in der Westeifel ebenfalls größere phonolithische Vulkane ausbrechen. Viel wahrscheinlicher sind dort allerdings Schlackenkegel bzw. Maare mit den oben genannten vor allem lokalen signifikanten Auswirkungen, die etwa bis 5 km reichen würden.

### **Zweiter Schritt (Eifel):**

Durch die hohe Anzahl der Vulkane und damit auch die bekannten Orte möglichen Wiederauflebens des Vulkanismus könnte man in der Eifel um alle möglichen Zentren Kreise eines zu bestimmenden Radius ziehen und dann die Einhüllende als Grenze des Gefährdungsbereiches annehmen. Dies ist Abb. 6 für einen Radius von 10 km getan worden.

### **Dritter Schritt (Eifel):**

Sollte der potenzielle Ort eines Endlagers nahe an dieser Grenzlinie liegen, dann müsste jetzt geprüft werden, in wieweit durch die lokalen Verhältnisse, insbesondere durch die Topographie, eine zusätzliche Gefährdung etwa durch abströmende Lava, Glutwolken oder Lahare sowie Überflutungen zu erwarten sind.

Im Bereich **Vogtland / NW Böhmen** sind nur zwei quartäre Vulkane bekannt, aber weit verbreitete Entgasungszentren; demzufolge ist das oben für die Eifel vorgeschlagene Verfahren hier nicht geeignet. Daher muss der erste Schritt hier modifiziert werden:

### **Erster Schritt (Vogtland):**

Die flächenhaft verteilten Gas-Aushauchungen werden als Kriterium herangezogen, da die Wahrscheinlichkeit einer Eruption dort am größten ist, wo derzeit die Gasmessungen die höchsten Mantel-Helium Anteile zeigen, d.h. im Bereich von < 10 km N - NE von Cheb bzw. Marianske Lazne.

Weiterhin sind auch die CO<sub>2</sub>-Entgasungszentren ein Maß für die Wahrscheinlichkeit der Bildung eines Eruptions-Zentrums. Hierzu gehören die folgenden Bereiche:

- (4) Teile des Eger-Beckens mit dem auf deutscher Seite angrenzenden Bereich der Region Bad Brambach / Schönberg im Vogtland und der Region Selb im Fichtelgebirge; in Tschechien entsprechen dem auch die Regionen der Entgasungszentren Karlovy Vary und Marianske Lazne, wobei in diesen beiden Fällen keine Gefährdungsbereiche auf deutscher Seite liegen.
- (5) Zwei Bereiche der ENE-WSW streichenden Teilstörungen des Eger-Grabens: Als besondere Gefährdungsbereiche können die Gebiete um Mytina / CZ – Neualbenreuth / Oberpfalz und um Wiesau / Oberpfalz gelten. Das Ende dieses von Tschechien ENE-WSW streichenden Gefährdungsbereiches endet im Westen im Bereich des Fränkischen Lineamentes.
- (6) Bereich der NW-SE bis NNW-SSE streichenden Störungen innerhalb des Naab-Pritzwalk Lineamentes im südlichen Vogtland (Linie: Frantiskovy Lazne

– Bad Brambach – Bad Elster – Schönbrunn). Das Ende dieses Gefährdungsbereiches liegt bei Oelsnitz / Vogtland.).

Die Abschätzung des *Radius der direkten Auswirkungen* hängt von der Evolution des magmatischen Geschehens im westlichen Teil des Eger Riftes ab. Die quartären Schlackekegel enthalten Olivin-Nephelinite, die aus dünnflüssigen Magmen hervorgegangen sind. Ob das vermutete Magmenreservoir sich eher passiv oder eher aktiv verhält bzw. entwickelt ist z.Zt. offen. Spicak et al. (1999) vermuten dass die Schwarmbeben im Vogtland / NW-Böhmen direkt Magmen-Injektion und damit in Verbindung stehende Gas-Freisetzen hervorgerufen werden. Dies widerspricht allerdings den Befunden, wonach sich keine Magmen bereits in der Oberkruste befinden (in Tiefen von ca. 6 – 15 km). Im anderen Falle befänden wir uns im westlichen Eger Rift schon am Anfang einer neuen aktiven Vulkan-Periode. Dies würde dann allerdings für die nächste Million Jahre ein ähnliches Szenario erwarten lassen, wie es während der zurückliegenden 1 Million Jahre mit der Plinianische Eruption vom Laacher-See in der Eifel ablief:

Im Falle einer *Eruption außerhalb des Cheb Beckens* sind die Magmen dünnflüssig und das Gefährdungspotenzial damit relativ gering. Der maximale Radius der direkten Auswirkungen würde dann in der bisher bekannten Größenordnung ca. 3 km liegen.

Bei einer *Eruption im Cheb Becken* ist wegen der Wasserführung der Sedimente des Beckens explosiver Vulkanismus nicht auszuschließen. Die Auswirkungen sollten dann maximal um etwa eine Größenordnung höher liegen als oben beschrieben. Dies hätte eine breitere Streuwirkung von Lava und Asche ins Vogtland und Fichtelgebirge / Oberpfalz zur Konsequenz (das Tuffit-Vorkommen von Triebendorf / Opf. in 25 – 30 km Entfernung vom Cheb Becken könnte dafür sprechen).

Schließlich wurde bereits die auch diskutierte Möglichkeit der Aktivierung des in 30 – 50 km Tiefe liegenden Magmen-Reservoirs angesprochen: Hierbei würden sich neben dünnflüssigen Magmen auch zunehmend zähflüssigere bilden (Vulkanismus vergleichbar zur Eifel). Diese Hypothese ist nach bisherigen Daten eher unwahrscheinlich.

### **Zweiter Schritt (Vogtland):**

Um die genannten Bereiche der Gas-Aushauchungen wird eine Linie in einem passenden Abstand gezogen, die entsprechend den möglichen Auswirkungen bei ca. 10 km liegen sollte. Dies ist beispielhaft in Abb. 9 gemacht ist. Danach sind neben dem südlichen Vogtland und Teilen von NW-Böhmen auch Bereiche des Fichtelgebirges und der Oberpfalz dem Gefährdungsgebiet zu zu rechnen.

### **Dritter Schritt (Vogtland):**

Auch hier gilt: Sollte der potenzielle Ort eines Endlagers nahe an dieser Grenzlinie liegen, dann müsste geprüft werden, in wieweit durch die lokalen Verhältnisse, insbesondere durch die Topographie, eine zusätzliche Gefährdung etwa durch abströmende Lava, Glutwolken oder Lahare zu erwarten sind.



## 8 Diskussion und Zusammenfassung

Die Befragung der Experten und die zusätzlichen Recherchen haben ergeben, dass in den beiden bereits als Orten quartären Vulkanismus benannten Gebieten der Eifel (West- und Osteifel) und dem Vogtland / NW Böhmen im vorgegebenen Zeitraum von 1 Million Jahren mit vulkanischen Aktivitäten zu rechnen ist. Dabei werden diese für die Eifel mit einer *Wahrscheinlichkeit* vom 100 % angenommen, während sie im Bereich des Vogtlandes bei etwa 50 % liegen kann. Innerhalb Deutschlands wurden ausdrücklich keine weiteren Gebiete benannt, allerdings existieren Gegenden, in denen zwar Vulkanite gefunden werden, deren Vorkommen und Datierung allerdings nicht sehr gut bekannt sind. Ein Beispiel hierfür ist das Werra-Kaligebiet in Westthüringen (Ellenberg, 1982) zu nennen, in dem vulkanische Tuffe auf pliozänen Flusskiesen liegen.

Die Prognose eines möglichen *zukünftigen Zentrums* ist naturgemäß sehr schwer: In der Eifel, speziell der Osteifel, lässt sich ein Trend nach Süd-Ost feststellen, so dass hier die Wahrscheinlichkeit einer weiteren Verlagerung der nächsten Eruptionsphase in die gleiche Richtung (Neuwieder Becken) gegeben ist.

Für die Abschätzung des Radius der *direkten Auswirkungen* müssen die möglichen Prozesse berücksichtigt werden: Während im Vogtland nur mit sehr geringer Wahrscheinlichkeit mit der Eruption differenzierter Magmen aus oberkrustalen Magmen-Systemen zu rechnen ist, ist die Wahrscheinlichkeit in der Eifel, insbesondere der Osteifel, größer, da dort jede der beiden magmatischen Phasen mit oberkrustalen Magmen-Systemen assoziiert war. Dies bedeutet potenziell 10-fach größere Magmenvolumina und explosivere Eruptionen, die Aschewolken bis in die Stratosphäre ausbilden können. Der direkt von Aschefall beeinträchtigte Bereich beträgt dann mindestens einige 100 km<sup>2</sup> bis 1000 km<sup>2</sup>. Die Eruptionen wären mit höheren Chlor-, Schwefel- und Fluor-Emissionen verbunden, d.h. es wäre auch mit erheblichen Säureschäden im direkten Umfeld von einigen 10 bis 100 km<sup>2</sup> zu rechnen. Assoziierte Druckwellen könnten im Nahbereich von einigen Kilometern vollständige Zerstörungen an Gebäuden verursachen, pyroklastische Ströme könnten in Talpositionen bis in eine Entfernung von ca. 20 km mehrere Meter mächtige Tephra-Decken (Ignimbrite) bilden.

Die möglichen *weiteren Auswirkungen* liegen neben den Gebäudezerstörungen durch Druckwellen und pyroklastische Ströme sowie Säure-Depositionen bei der Zerstörung der Infrastruktur und der Kulturflächen wie auch bei Atmosphären-Effekten, die u.a. negative gesundheitliche Folgen für die Bevölkerung haben. Je höher der Differenzierungsgrad des Magmas desto größer sind die zu erwartenden Effekte.

Die *betreffene Fläche* bei basaltischen Eruptionen (wenig explosiv) sollte bei < 20 km<sup>2</sup> für Gebäudezerstörung durch Druckwellen liegen sowie bei < 5 km<sup>2</sup> für Zerstörungen durch Lavaströme. Für die Beeinträchtigungen der Nutzung von Infrastruktur und Kulturflächen lassen sich < 50 km<sup>2</sup> abschätzen, und für die Auswirkungen auf die menschliche Gesundheit (ohne Druckwellen) etwa 10 km<sup>2</sup>.

Für die Eruption höher differenzierter Magmen (z. B. phonolithische Eruptionen, hoch explosiv) gilt für die Zerstörung von Gebäuden durch Druckwellen etwa < 100 km<sup>2</sup>, Zersetzungen durch Säuren einige 100 km<sup>2</sup> und Zerstörungen durch Lavaströme < 1 km<sup>2</sup>. Bis zu 1000 km<sup>2</sup> der Infrastruktur und Kulturflächen könnten durch Tephra-Fall beeinträchtigt werden.

## 9 Literatur

- Ahorner, L., 1983. Historical seismicity and present-day microearthquake activity of the Rhenish Massif, Central Europe. In: Plateau Uplift (K. Fuchs et al. Hrsgb) Springer Verlag (Heidelberg) 198 – 221.
- AKEnd, 2000. Interner Zwischenbericht zum Stand der Arbeiten. Arbeitskreis Auswahlverfahren Endlagerstandorte des Bundesministeriums für Umwelt, Naturschutz und Reaktorsicherheit, 39 S.
- Archbold, M.J., McKee, C.O., Talai, B., Mori, J and de Saint Ours, P., 1988. Electronic distance measuring network monitoring during the Rabaul seismicity / deformational crisis of 1983 – 1985. *J. Geophys. Res.*, 83 (B1), 12123 – 12136.
- Bednarz, U., Freundt, A. und Schmincke, H.-U., 1983. Die Eignung von Lokationen in der E- und W-Eifel für ein deutsches HOT-DRY-ROCK Geothermik Projekt. BMFT Berichte, pp 1 – 100.
- BMI, 1983. Sicherheitskriterien für die Endlagerung radioaktiver Abfälle in einem Bergwerk. RdSchr. D. BMI v. 20.04.1983 –RS – AGK 3 – 515/790/2.
- Bork, M., A. Kindt, G. Nierste, und K.-H. Walterscheid, 2000: Zusammenstellung internationaler Kriterien zur Bewertung und Auswahl von Standorten für die Endlagerung von radioaktiven Abfällen in tiefen geologischen Formationen: US Nuclear Regulatory Commission (NRC), Disposal of high-level radioactive wastes in geologic repositories, 10 CFR Part 60, Federal Register 2000. GRS – A – 2834, Köln, 118 S.
- Bräuer, K., Strauch, G., Kämpf, H., Weise, S., Weinlich, F.H., Kohl, Th., 1997. Modellierung und Bewertung des konvektiven Wärmeflusses zur KTB-Lokation über die Quantifizierung des Gasflusses im Umfeld der KTB sowie seine chemische und isotopische Charakterisierung.- DFG Abschlußbericht zu den Forschungsvorhaben Br 1396/3, Ka902/6, Str 376/4 und We1546/2, 43 S.
- Büchel, G. und Mertes, H., 1982. Die Eruptionszentren des Westeifeler Vulkanfeldes. *Z. dt. Geol. Ges.*, 133, 409 – 429.
- Connor, C.B., Stamatakos, J.A., Ferril, D.A., Hill, B.E., Ofoegbu, G.I. and Conway, F.M., 2000. Geologic factors controlling patterns of small-volume basaltic volcanism: Application to a volcanic hazards assessment at Yucca Mountain, Nevada. *J. Geophys. Res.*, Vol. 105/1, 417 – 432.
- Credner, H., 1900. Die vogtländischen Erdbebenschwärme während des Juli und August 1900.- *Ber. Ü. Verh. Kgl. Sächs. Ges. Wiss. Leipzig, math-phys. Kl.*, 52, 153 – 177.
- DEKORP Research Group (1994): The deep reflection seismic profiles DEKORP 3 / MVE-90. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, Band 22, Heft 6, 624 – 824.
- Duda, A. and Schmincke, H.-U., 1978. Petrology of Quaternary basanites, nephelinites and tephrites from the Laacher See area (Eifel). *N. Jb. Min. Abh.* 132: 1 – 33.
- Duncan, R.A., Petersen, N. and Hargraves, H.B., 1972. Mantle plumes, movement of the European plate and polar wandering. *Nature*, 239, 82 – 86.
- Ellenberg, J., 1982. Die Subrosion im Werra-Kalibegiet der DDR, quartärgeologische, geomorphologische und tektonische Aspekte. *Z. geol. Wiss.*, Berlin, 10, 61 – 71.
- Froideveaux, C., Brousse, R. and Bellon, H., 1974. Hot spot in France?. *Nature*, 248, 749 – 751.

- Giggenbach, W., Sano, Y. and Schmincke, H.-U., 1990. CO<sub>2</sub> rich gases from lakes Nyos and Monoun (Cameroon), Laacher See (Germany), Dieng (Indonesia), and Mt. Gambier (Australia) - variations on a common theme. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 45: 311 – 323.
- Gögen, K., Wagner, G.A., 2000. Alpha-recoil track dating of Quaternary volcanics.- *Chem. Geol.*, 166, p.127-137.
- de Goer de Herve, A. (Ed.), 1999. *Volcanism and volcanoes of the Auvergne*. Observatoire de Physique du Globe, Clermont Ferrand, 43 p.
- Harmening, H.F., Lüttig, G.W., 1998: Quartärer Vulkanismus in der Oberpfalz.- *Geol. Bl. NO-Bayern*, 48, S. 51-70.
- Hetier, J.M., Guillet, B., Brousse, R., Delibraia, G. and Maury, R.C., 1983. 14C dating of buried soils in the volcanic Chaîne des Puys, France. *Bull. Volcanology*, 46, 193 – 202.
- Houghton, B.F. and Schmincke, H.-U., 1989. Rothenberg scoria cone, East Eifel: a complex Strombolian and phreatomagmatic volcano. *Bull. Volcanol.*, 52: 28 – 48.
- Jahr, T., G. Jentzsch, R.S. Punongbayan, U. Schreiber, G. Seeber, C. Völksen, and A. Weise, 1998. Mayon volcano, Philippines: Improvement of hazard assessment by microgravity and GPS - measurements? *Proc. Int. Symp. on Current Crustal Movement and Hazard Assessment (IUGG, IAG)*, Wuhan, Nov. 1997, Seismological Press, Beijing, 599 - 608.
- Jaquet, O., S. Löw, B. Martinelli, V. Dietrich, and D. Gilby, 2000. Estimation of volcanic hazards based on Cox stochastic processes. *Phys. Chem. Earth (A)*, Vol. 25 / 6 – 7, 571 – 579.
- Jentzsch, G., O. Haase, C. Kroner, U. Winter, and R.S. Punongbayan, 1997. Tidal triggering at Mayon volcano? *Proc. Workshop on 'Short Term Thermal and Hydrological Signatures Related to Tectonic Activities' at Walferdange, Luxembourg, Nov. 1995; Cahier du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, Vol. 14, 95 - 104.
- Jentzsch, G., M. Calvache, A. Bermudez, and M. Ordoñez, 1999. Microgravity and GPS at Galeras Volcano, Colombia: Establishment of a new network and first measurements. *Extended Abstracts, Int. Symp. on Andean Geodynamics*, Göttingen, Oktober 1999, 377 – 380.
- Jentzsch, G., O. Haase, C. Kroner, and U. Winter, 2001a. Mayon volcano, Philippines: Some insights into stress balance. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (in press)
- Jentzsch, G., R.S. Punongbayan, U. Schreiber, G. Seeber, C. Völksen, and A. Weise, 2001b. Mayon volcano, Philippines: Change of monitoring strategy after microgravity and GPS measurements. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (in press)
- JNC, 2000. H12 – project, Supporting Report 1 (Geological Environment in Japan).
- Kämpf, H., Seifert, W., Ziemann, M., 1993. Mantel-Kruste-Wechselwirkungen im Bereich der Marienbader Störungzone.- Teil 1: Neue Ergebnisse zum quartären Vulkanismus in NW-Böhmen. *Z. geol. Wiss.*, 21(1/2)117-134.
- Kämpf, H., Bräuer, K., Strauch, G., Weise, S.M., 1999. Indications for an Active Magma Chamber in the Upper Mantle Below the western Eger Graben, Czech Republic, EOS, 1999 Spring Meeting, V52A-03 (abstract)
- Kling, G.W., Clark, M.A., Compton, H.R., Devine, J.D., Evans, W.C., Humphrey, A.M., Koenigsberg, E.J., Lockwood, J.P., Tuttle, M.L. and Wagner, G.N., 1987. The 1986 Lake Nyos gas disaster in Cameroon, West Africa. *Science* 236: 169 - 175.

- Knett, J., 1899. Das Erzgebirgische Schwarmbeben zu Hartenberg vom 1. Jänner bis Feber 1824.- Sitzungsber. Deutsch. Naturwiss. – med. Ver. Böhmen, Lotos Prag N.F., 19, 167 – 191.
- Lippolt, H.J., 1982. K/Ar age determinations and the correlation of tertiary volcanic activity in central Europe. Geol. Jb.,D 52, 113 – 135.
- Lorenz.,V. und Büchel, G., 1980. Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel. Mitt. Pollichia, 68, 29 - 100.
- Meissner, R., und R.K. Bortfeld (Herausgeber, 1990): DEKORP Atlas: Results of 'Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm', Soringer, Berlin.
- Mertes, H. and Schmincke, H.-U., 1983. Age distribution of volcanoes in the West-Eifel. N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 166, 260 – 283.
- Meyer, W., 1988. Geologie der Eifel. E. Schweitzerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nägele und Obermiller), Stuttgart, 615 S.
- Müller-Sohnius, D., Horn, P. und Huckenholz, H.G., 1989. Kalium-Argon Datierungen an tertiären Vulkaniten der Hocheifel. Chem. Erde, 49, 119 – 136.
- Newhall, C.G. and Punongbayan, R.S., eds., 1996. Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines. PHIVOLCS, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, 1126 p.
- Nowacki, W., 1986. Thermo-Elasticity, 2<sup>nd</sup> edition, Pergamon Press – Polish Scientific Publishers, Warszawa, Oxford, 566 S.
- Park, C. and Schmincke, H.-U., 1997. Lake formation and catastrophic dam burst during the late Pleistocene Laacher See eruption (Germany). Naturwissen 84: 521 - 525.
- Raikes, S. and Bonjer, K.-P., 1983. Large-scale mantle heterogeneity beneath the Rhenish Massif and its vicinity from teleseismic p-residuals measurements. In: Fuchs K, et al. (Hrsgb) Plateau Uplift - The Rhenish Shield - A Case History. Springer Verlag Heidelberg New York, pp 315 – 331.
- Ritter, J., 1998. Das seismologische Eifel-Plume Projekt. Mitt. Der Deut. Geophys. Ges., Nr. 1/1998, 18 – 22.
- Ritter, J., Barth, A., Jordan, M., Keyser, M., Meyer, R., Portmann, M., Achauer, U. and Christensen, U., 1998. First images of the 3D P-velocity distribution under the Eifel region. Comptes-Rendus, Journées Luxembourgeoises de Géodynamique, 87<sup>th</sup> session, March 2000.
- Schirmacher, F., 2001. Zehntausend Jahre Einsamkeit: Wie wir unsere Nachkommen vor uns selber schützen wollen – Ein Bericht an den Kongress. Frankfurter Allgemeine Zeitung – Feuilleton, 08.09.2001.
- Schmincke, H.-U., 1970. "Base surge"-Ablagerungen des Laacher-See-Vulkans. Aufschluss 21: 350 – 364.
- Schmincke, H.-U., 2000. Vulkanismus. Wiss. Buchgesellsch. Darmstadt, 2te Aufl. pp 1 - 280.
- Schmincke, H.-U., Bogaard, P. v.d. and Freundt, A., 1990. Quaternary Eifel Volcanism. IAVCEI Int. Volc. Congr. Mainz 1990; Excursion 1A1. Pluto Press Witten: pp 1 - 188 (mit ausführlichem Literaturverzeichnis).
- Schmincke, H.-U., Fisher, R.V. and Waters, A.C., 1973. Antidune and chute and pool structures in base surge deposits from the Laacher See area (Germany). Sedimentology 20: 1 – 24.
- Schmincke, H.-U., Lorenz.,V. and Seck, H.A., 1983. The Quaternary Eifel volcanic fields. In: Fuchs K, von Gehlen K, Mälzer H, Murawski H, Semmel A (Hrsgb) Plateau Uplift - The Rhenish Shield - A Case History. Springer Verlag Berlin Heidelberg New York Tokyo, 139 - 151.

- Schmincke, H.-U., Park, C. and Harms, E., 2000. Evolution and environmental impacts of the eruption of Laacher See Volcano (Germany) 12900 a BP. *Quat. Intern.* (im Druck).
- Schreiber, U., 1994. Die tertiären Vulkanite des Westerwaldes im Rahmen der magmatotektonischen Entwicklung Mitteleuropas. Habilitationsschrift, Math.-Naturwiss. Fakultät, Universität Bonn, 126 S. und Anhang.
- Spicak, A., Horalek, J., Bouskova, A., Tomek, C., Vanek, J., 1999. Magma intrusions and earthquake swarm occurrence in the western part of the Bohemian Massif.- *Studia geoph. et geod.* 43, p.87-106.
- Strauch, G., Kämpf, H., Weise, St., Bräuer, K., Weinlich, F.H., 1997. Fluidregime und Entgasungsverhalten Kruste/Mantel entlang eines 100 km langen NW-SE-Profiles über das Eger-Rift (Schönbrunn-Bad Brambach-Marianske Lazne-Konstatinovy Lazne).- DFG Abschlußbericht zu den Forschungsvorhaben Str 376/2, Ka902/3 und We1546/1, 127 S.
- Swanson, D.A., Casadevall, D.J., Dzurisin, D., Malone, S.D., Newhall, C.G. and Weaver, C.S., 1983. Predicting eruptions at Mount St. Helens, June 1980 through December 1982. *Science* 221: 1369 - 1376.
- Viereck, L.G. & Bogaard, P. v.d., 1986. Magma- und Wärmehalt der Magmakammern des Laacher See und des Riedener Vulkans. Bundesmin. Forsch. Techn., Forsch.-ber. T 86-174: Technologische Forschung und Entwicklung – Nichtnukleare Energietechnik - , 98 S.
- Wagner, G.A., Gögen, K., Jonckheere, R., Kämpf, H., Wagner, I., Woda, C., 1998. The age of Quaternary volcanoes Zenezna Hurka and Komorni Hurka (western Eger Rift), Czech Republic: Alpha-Recoil Track, TL, ESR and Fission Track Chronometry.- In: Ulrych, J., Cajz, V., Adamovic, J.: Magmatism and Rift Basin evolution, Workshop Czech Republic, Liblice, September 7-11, 1998, excursion guide and abstracts, p. 95-97.
- Weinlich, F.-H., Tesar, J., Weise, S., Bräuer, K., Kämpf, H., 1998. Gas flux distribution in mineral springs and tectonic structure in the western Eger Rift, *J. Czech Geol. Soc.*, 43, 1-2, p. 91-110.
- Weinlich, F.H., Bräuer, K., Kämpf, H., Strauch, G., Tesar, J., Weise, S.M., 1999. An active subcontinental mantle volatile system in the western Eger rift, Central Europe: Gas flux, isotopic (He, C, and N) and compositional fingerprints, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 3653 – 3671.
- Wörner, G., Viereck, L.G., Plaumann, S., Pucher, R., Bogaard, P. v.d. and 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.

## **9 Anhang: Tabelle und Abbildungen**

Tab. 1. Tabelle 3.5-1 des Reports H12 (JNC, 2000); es wurden die Werte für die Gesteinsparameter für 'Median' verwendet (beachten: ein Fehler im Vorzeichen der Dimension des linearen Expansionskoeffizienten wurde verbessert).

**Table 3.5-1 Statistical table of physical properties of rocks in Japan**

Based on the literature data from Sato et al. (1992) and subsequent publications (Sato et al., 1999).

Physical properties		Thermal properties				Porosity			Seismic velocity				Density				Strength					
		Thermal conductivity [Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]	Specific heat [kJ kg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> ]	Linear expansion coefficient [10 <sup>-5</sup> K <sup>-1</sup> ]	Moisture content [%]	Absorption coefficient [%]	Effective porosity [%]	Ultrasonic wave Velocity P wave [km s <sup>-1</sup> ]	Ultrasonic wave Velocity S wave [km s <sup>-1</sup> ]	Active Poisson's ratio	Elastic coefficient [GPa]	Seismic velocity on the ground [km s <sup>-1</sup> ]	Saturation density [g cm <sup>-3</sup> ]	Natural density [g cm <sup>-3</sup> ]	Dry density [g cm <sup>-3</sup> ]	Unconfined compressive strength [MPa]	Young's modulus [GPa]	Poisson's ratio	Tensile strength [MPa]	Tensile strength [MPa]	Internal friction angle [deg]	Internal cohesion [MPa]
Crystalline rocks (acidic rocks)	Number	102	71	70	402	315	748	160	210	193	73	250	643	307	493	495	171	259	216	119	216	
	Maximum	5.38	1.08	1.29	27.9	58.2	9.30	4.03	0.50	88.7	6.00	3.12	3.60	3.11	405.7	136.2	0.56	94.1	52.2	62.0	52.2	
	Minimum	1.10	0.73	0.04	0.1	<0.1	1.04	<0.1	0.02	<0.1	0.33	1.76	1.05	1.48	0.4	<0.1	0.04	0.1	0.0	4.6	0.0	0.0
	Average	2.86	0.99	1.05	1.0	2.0	5.03	2.38	0.28	40.8	3.61	2.67	2.63	2.64	115.8	35.0	0.25	8.2	14.7	38.5	14.7	13.2
	Median	2.76	1.03	1.18	0.5	0.4	5.05	2.37	0.28	41.7	4.30	2.67	2.65	2.66	107.8	28.1	0.23	7.1	13.2	40.0	13.2	9.9
Standard dev.	0.62	0.01	0.46	2.1	6.3	7.7	1.15	0.56	0.10	20.9	1.82	0.22	0.18	0.20	27.3	0.10	9.4	9.9	11.8	9.4	9.9	11.8
Crystalline rocks (basic rocks)	Number	183	55	50	433	37	662	190	183	310	149	125	529	230	529	448	68	238	191	60	191	
	Maximum	4.23	1.28	1.29	12.3	11.5	8.08	4.13	0.42	123.4	5.20	3.09	3.37	3.06	437.5	160.7	0.50	23.1	53.6	55.3	53.6	
	Minimum	0.68	0.72	0.03	0.1	0.1	1.50	0.67	0.10	<0.1	0.14	2.15	1.56	1.84	3.9	<0.1	0.07	0.5	1.0	5.5	1.0	5.5
	Average	2.36	0.96	0.82	1.9	4.2	4.79	2.38	0.26	24.7	1.51	2.66	2.63	2.60	134.0	26.5	0.25	9.9	22.8	36.3	22.8	36.3
	Median	2.39	1.06	0.81	1.2	4.1	4.86	2.32	0.26	18.4	1.11	2.66	2.65	2.63	127.4	20.7	0.23	9.6	20.9	39.0	20.9	39.0
Standard dev.	0.77	0.17	0.22	2.1	3.4	5.7	1.19	0.61	0.06	25.7	1.11	0.24	0.24	0.25	72.1	0.09	4.7	9.9	10.0	9.9	10.0	
Pre-Neogene sedimentary rocks (sandstones)	Number	75	1	1	16	22	220	31	1	8	409	87	277	108	78	70	23	15	30	31	30	
	Maximum	4.74	0.77	0.70	24.4	53.6	6.85	2.99	0.25	68.6	6.13	2.64	2.98	2.78	205.8	82.2	0.45	31.4	30.0	62.1	30.0	
	Minimum	0.47	0.77	0.70	0.2	1.1	0.70	0.25	0.25	<0.1	0.41	1.74	1.28	1.09	0.2	<0.1	0.11	0.1	0.1	22.0	0.1	
	Average	1.56	0.77	0.70	7.3	21.2	2.83	1.49	0.25	30.7	3.75	2.27	2.20	2.01	31.2	11.0	0.32	7.9	5.2	35.8	5.2	
	Median	1.30	0.77	0.70	4.1	18.8	2.70	1.25	0.25	33.6	3.74	2.29	2.25	1.98	17.2	3.2	0.33	6.7	3.5	32.0	3.5	
Standard dev.	0.78	-	-	7.8	14.4	13.7	1.20	0.99	-	30.3	0.76	0.25	0.36	0.39	19.6	0.12	7.6	6.3	10.8	6.3		
Pre-Neogene sedimentary rocks (mudstones, tuff)	Number	90	6	6	91	106	412	57	5	21	61	155	537	183	380	364	61	93	132	149	132	
	Maximum	3.63	0.93	2.44	125.0	60.0	6.40	3.51	0.31	20.3	5.30	2.62	2.99	2.66	377.6	58.8	0.50	54.8	98.0	60.0	98.0	
	Minimum	0.35	0.77	0.83	0.7	0.6	0.70	0.30	0.21	1.9	0.64	1.40	1.05	0.68	<0.1	<0.1	0.07	0.1	<0.1	7.0	<0.1	
	Average	1.62	0.85	1.42	14.9	21.7	2.58	1.38	0.28	15.0	2.52	2.23	2.02	1.99	25.8	6.7	0.27	3.7	5.1	25.8	5.1	
	Median	1.37	0.85	1.36	10.3	19.9	2.32	1.30	0.30	17.5	2.38	2.29	1.98	2.01	9.1	4.1	0.28	1.8	1.1	26.0	1.1	
Standard dev.	0.87	0.07	0.56	19.5	11.6	12.8	1.07	0.59	5.4	0.81	0.28	0.35	0.41	38.0	19.4	0.11	6.4	11.7	10.8	11.7		
Neogene sedimentary rocks (sandstones)	Number	16	4	4	215	9	420	102	47	82	35	48	333	95	355	493	25	72	92	124	92	
	Maximum	4.48	1.08	1.08	3.4	4.7	7.00	4.22	0.45	87.5	5.40	2.79	2.98	2.80	414.5	150.9	0.32	22.1	78.0	61.6	78.0	
	Minimum	2.38	1.05	0.65	0.1	0.0	1.08	1.39	0.17	<0.1	0.50	1.23	1.60	2.45	0.3	<0.1	0.10	0.5	<0.1	14.0	<0.1	
	Average	3.19	1.06	0.93	0.7	1.3	4.57	3.05	0.28	35.1	2.15	2.58	2.52	2.61	134.4	18.6	0.20	8.7	16.9	38.4	16.9	
	Median	2.97	1.06	1.00	0.5	1.1	4.61	3.21	0.26	43.0	1.90	2.63	2.58	2.56	127.4	13.7	0.20	7.6	15.8	39.0	15.8	
Standard dev.	0.59	0.01	0.19	0.6	1.4	1.24	0.75	0.07	26.0	1.38	0.28	0.26	0.08	83.6	19.7	0.07	5.4	15.5	8.3	15.5		
Neogene sedimentary rocks (mudstones, tuff)	Number	14	6	5	58	3	201	26	19	68	16	18	214	35	178	321	16	40	85	78	85	
	Maximum	3.65	1.04	1.09	2.6	0.9	7.80	3.96	0.39	97.7	5.50	3.05	3.05	3.04	344.0	105.8	0.39	24.7	98.0	45.0	98.0	
	Minimum	1.88	1.09	0.80	0.1	0.6	1.07	1.46	0.20	1.8	0.90	1.90	1.41	2.08	1.5	0.2	0.06	0.1	0.4	7.0	0.4	
	Average	2.68	1.06	0.96	0.6	0.8	4.59	2.69	0.30	47.9	2.87	2.69	2.48	2.72	104.9	17.8	0.26	7.6	15.9	25.5	15.9	
	Median	2.68	1.06	0.94	0.4	0.8	4.95	2.55	0.29	45.6	2.26	2.70	2.00	2.74	89.7	8.2	0.30	5.4	1.8	25.5	8.2	
Standard dev.	0.48	0.02	0.11	0.5	0.2	1.64	0.60	0.05	24.3	1.60	0.25	0.38	0.19	76.4	19.9	0.09	6.6	20.8	10.9	20.8		

STATIONARY THREE-DIMENSIONAL THERMOELASTIC PROBLEMS

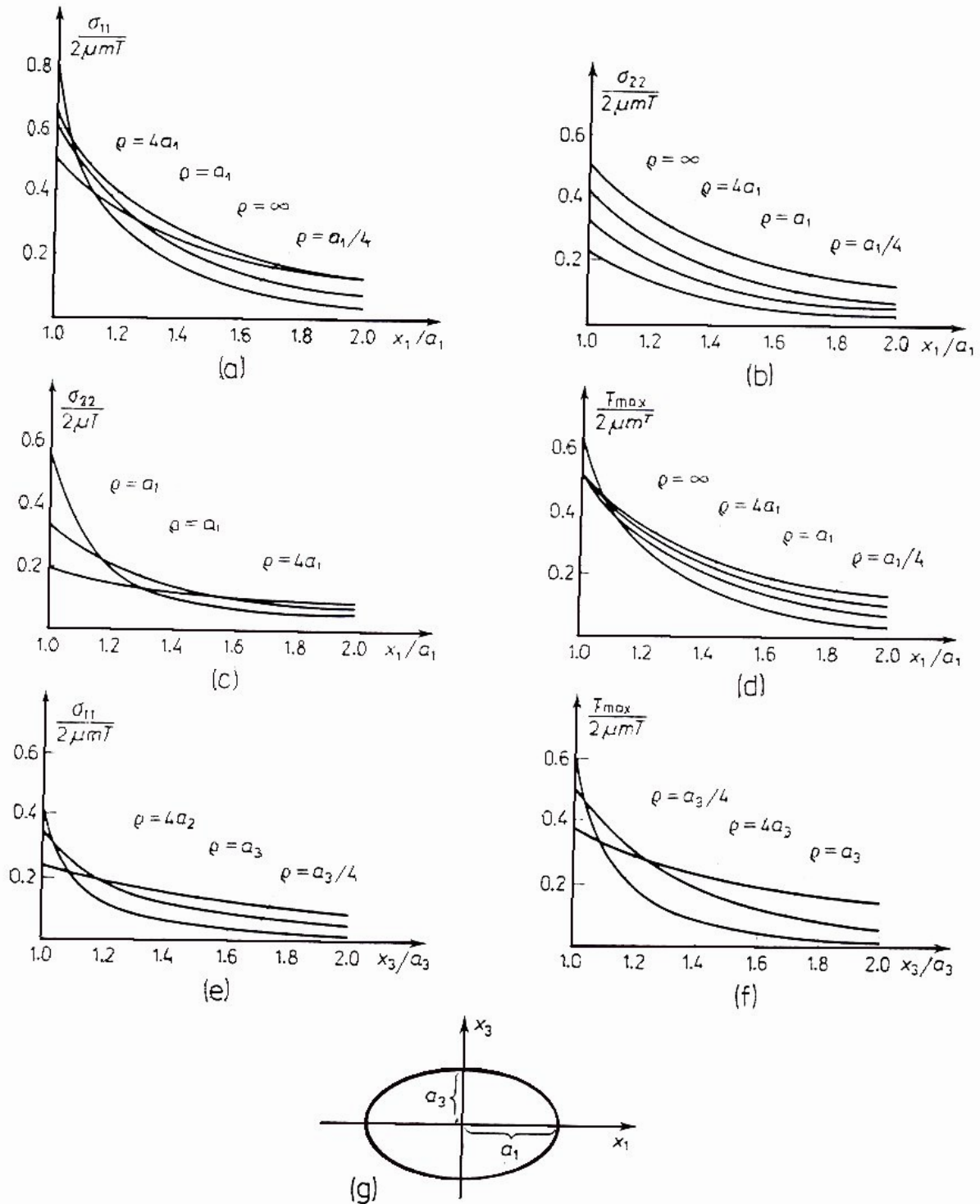


Fig. II.1

Abb. 1. Fig. II.1 aus Nowacki (1986): Es werden verschiedene Formen der Ellipse behandelt;  $\rho$  ist die Krümmung; z.B. bezeichnet  $\rho = \infty$  den Fall, dass die vertikale Achse  $a_3 = 0$  ist.



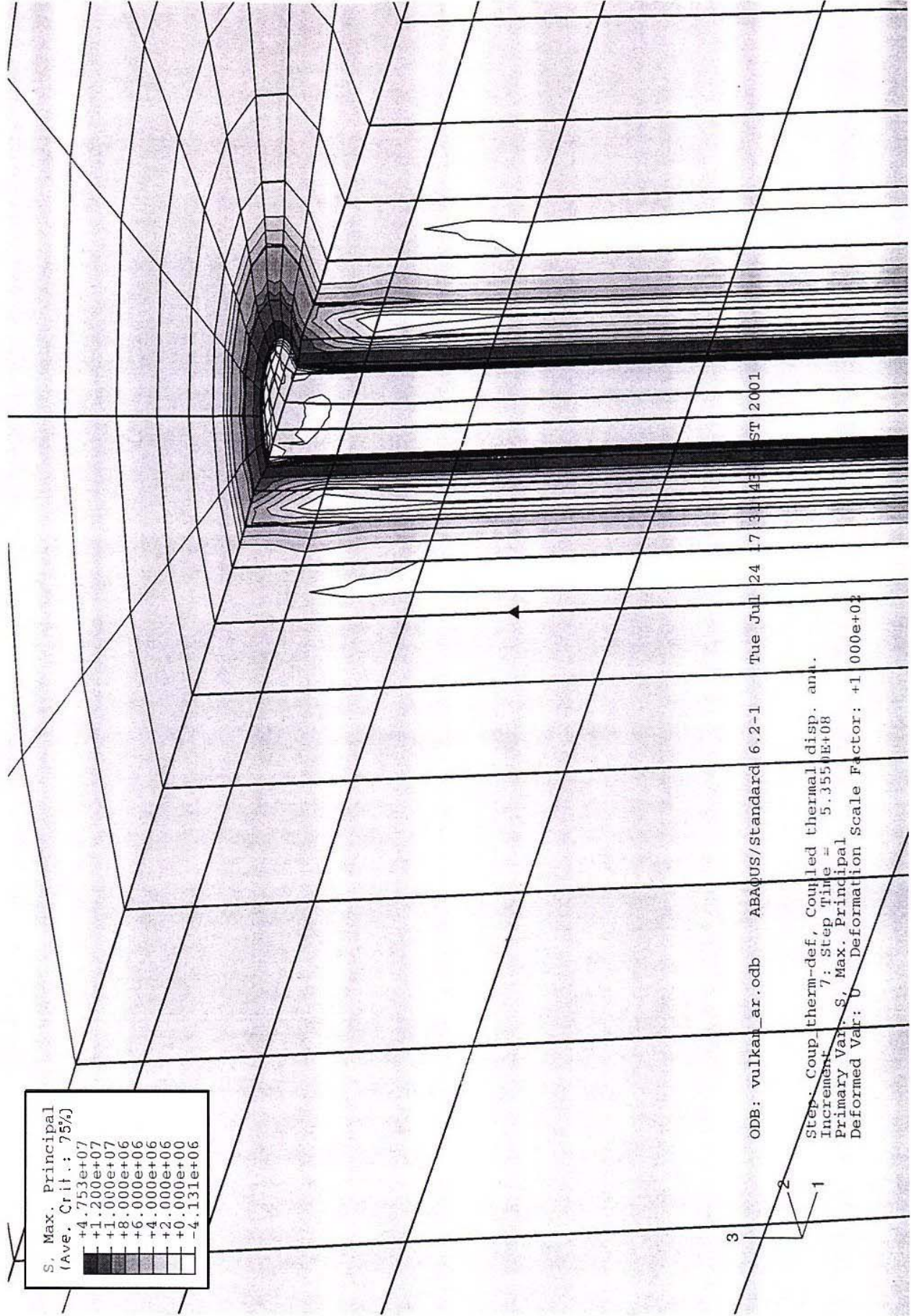


Abb. 2. Ausschnitt aus dem finiten-Element-Modell: Dargestellt sind die Spannungen um den Bereich des Schlotes und die Deformationen (Überhöhung 100-fach) nach 17 Jahren; das schwarze Dreieck in der Mitte des Bildes bezeichnet einen Punkt in er Tiefe von etwa 1000 m im Abstand von etwa 750 m vom Schlot.

Printed on: Wed Jul 25 14:01:07 MEST 2001

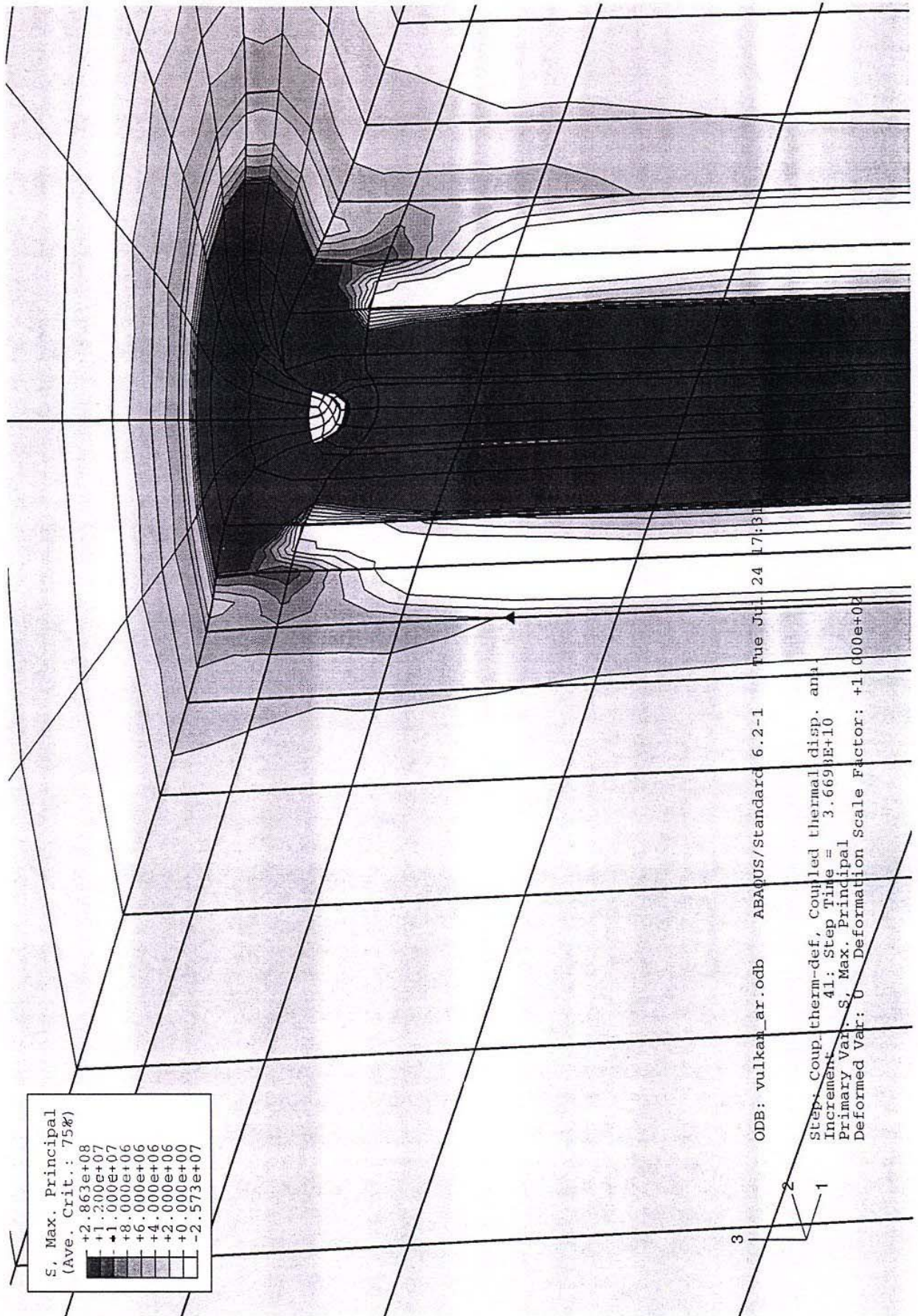


Abb. 3. Wie Abb. 2, aber nach 1164 Jahren.

TEMP: PI: PART-1-1 N: 1313

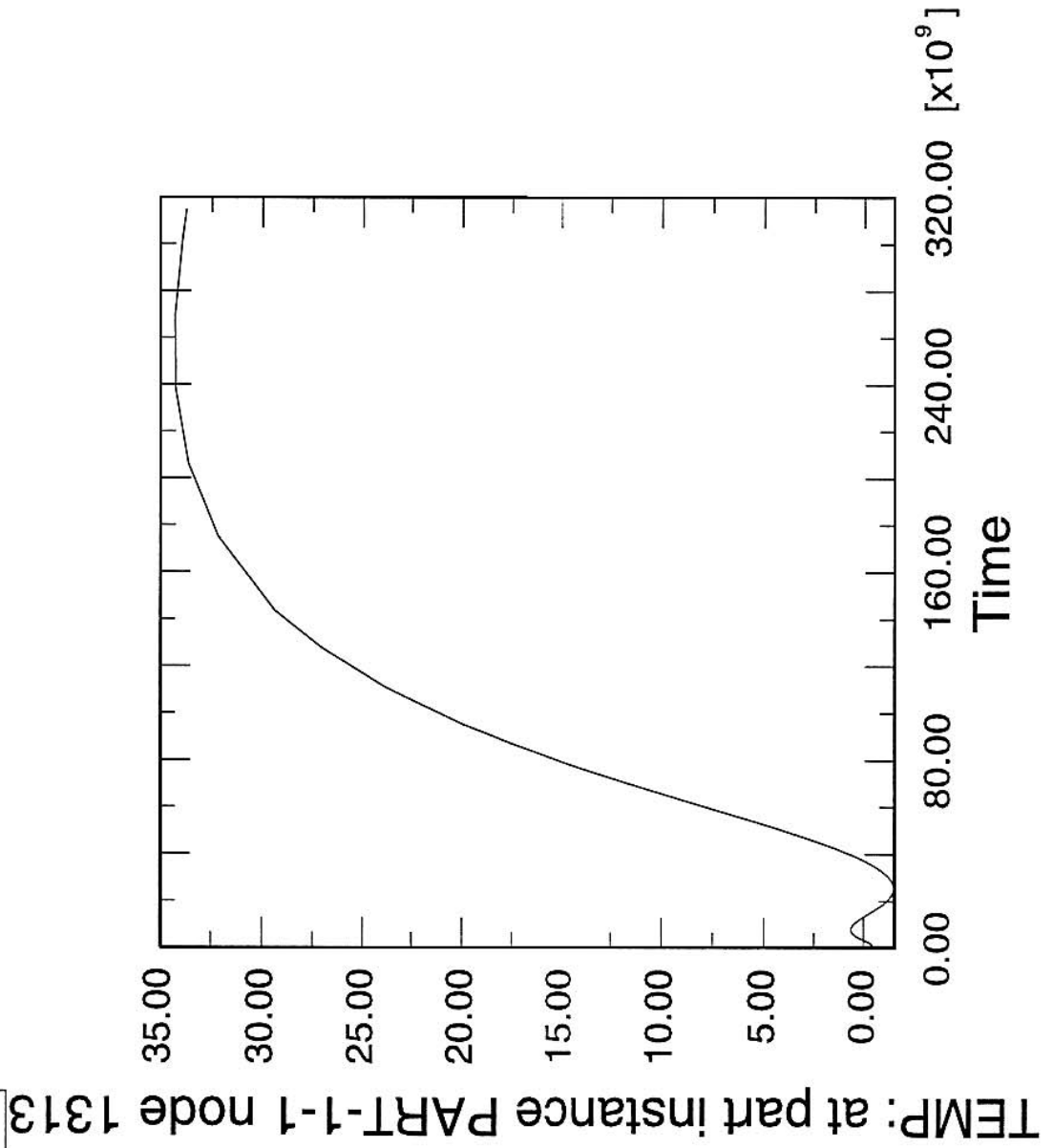


Abb. 4. Temperaturverlauf am bezeichneten Punkt mit der Zeit: Es tritt während der ersten 1200 Jahre ein wellenförmiger Verlauf auf, der dann in eine ständige Zunahme übergeht, im Bereich von etwa 7600 bis 8900 Jahren ein Maximum von fast 35 K erreicht und danach langsam abklingt.

- S:Max. Principal PI: PART-1-1 N: 1313
- - S:Min. Principal PI: PART-1-1 N: 1313
- S:Mises PI: PART-1-1 N: 1313
- - S:Tresca PI: PART-1-1 N: 1313

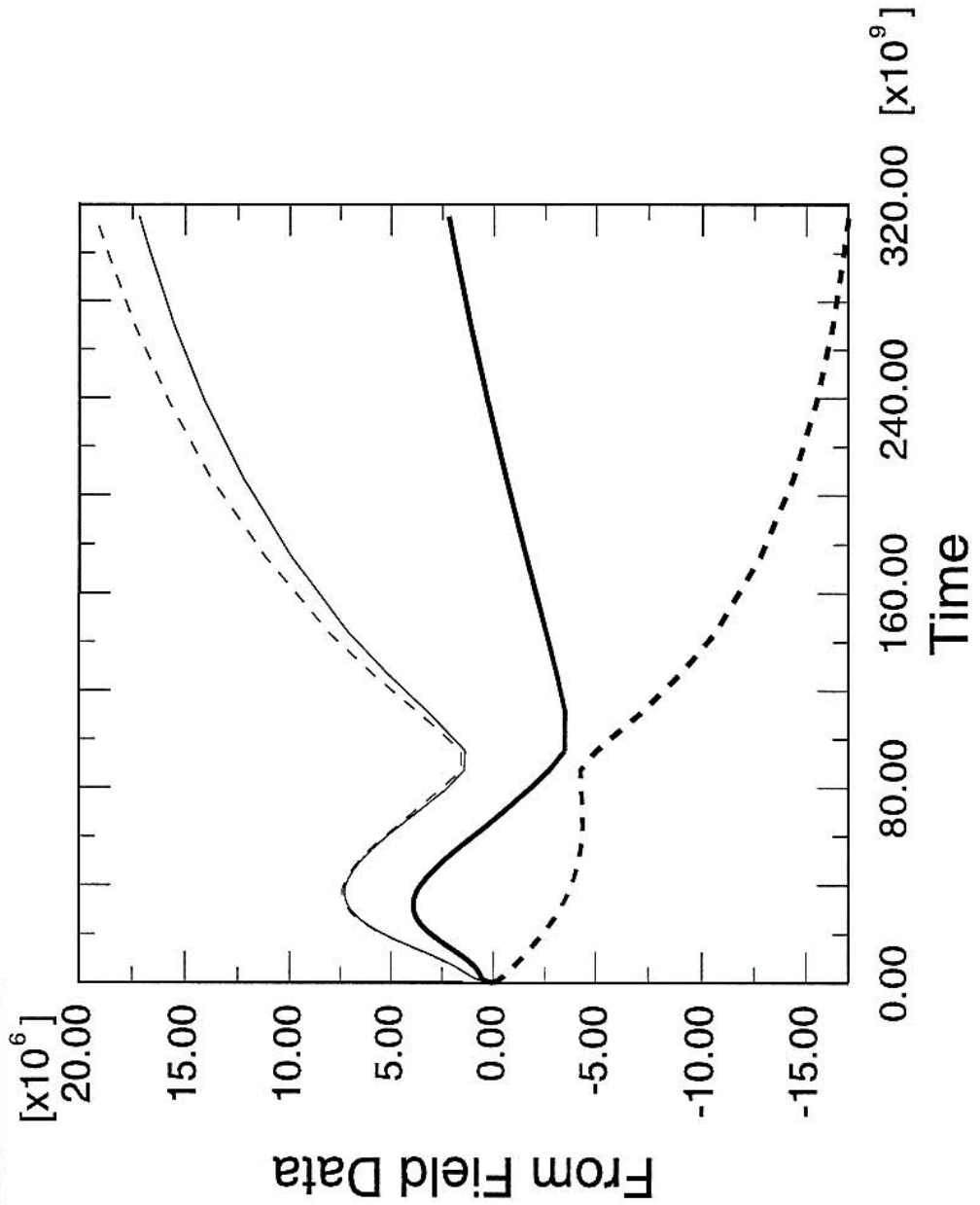


Abb. 5. Spannungsverlauf am bezeichneten Punkt mit der Zeit: Nach etwa 1164 Jahren tritt die maximale Spannung auf (S:max – dicke Kurve), klingt auf einen minimalen Wert nach etwa 2800 Jahren ab und steigt danach wieder langsam an.

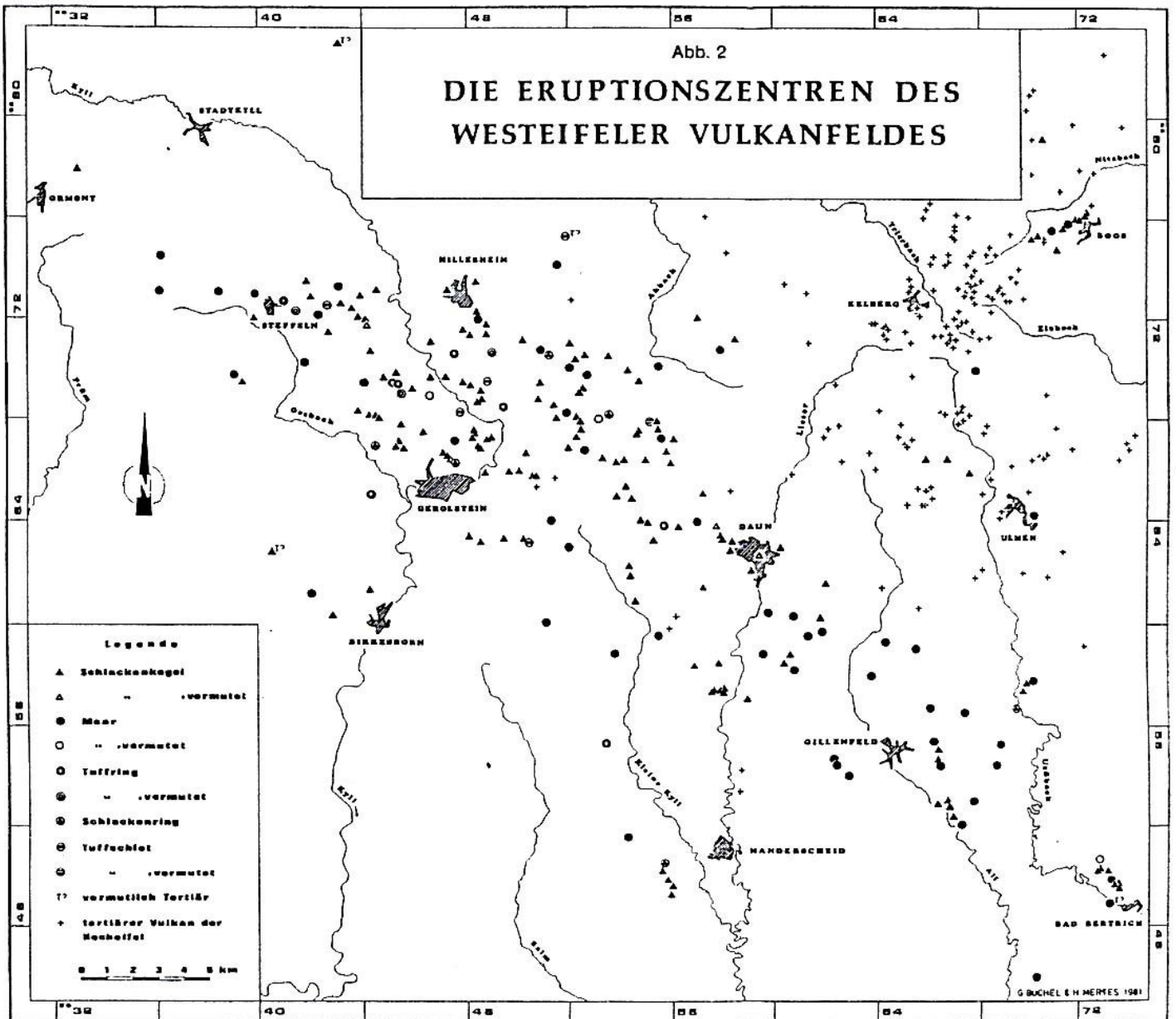


Abb. 2. Karte der Eruptionszentren des Westeifeler Vulkanfeldes (Dreiecke, Kreise) einschließlich der im Kartenausschnitt auftretenden tertiären Vulkane (Kreuze; nach v. DECHEN 1886, RAHM 1958, FRECHEN, HOPMANN & KNETSCH o. J., HUCKENHOLZ pers. Mitt. 1979, BUSSMANN 1981 und eigenen Kartierergebnissen).

Fig. 2. Map of the eruption centers of the West Eifel volcanic field and environs. Triangles and circles refer to the Quaternary West Eifel centers, crosses mark the Tertiary Hocheifel volcanoes. Hocheifel localities after v. DECHEN 1886, RAHM 1958, FRECHEN, HOPMANN & KNETSCH o. J., HUCKENHOLZ pers. comm. 1979, BUSSMANN 1981 and own mapping results.

Abb. 6. Übersichtskarte der beiden Vulkanzentren der Eifel. (aus Büchel & Mertes, 1982)

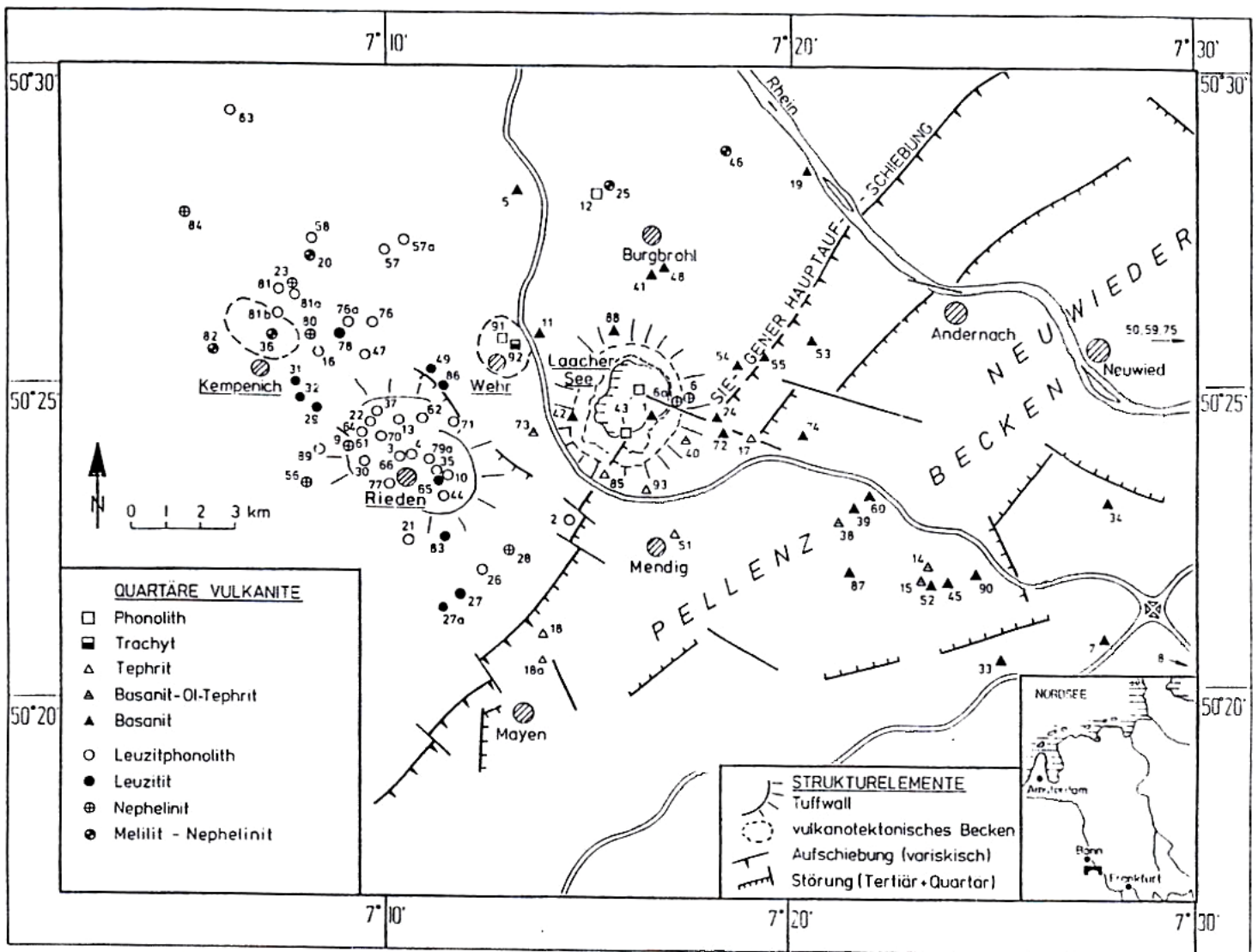


Abb. 7:  
 Vulkane und Gesteinstypen des E-Eifel Vulkanfeldes. (Nicht dargestellt sind die Vulkane SW und N Koblenz, Nr. 8, 50, 59, 75, Tab. VI.1.)

Abb. 7. Karte der Eruptionzentren der Westeifel im Bereich des Laacher-See-Vulkans (aus Büchel & Mertes, 1982).

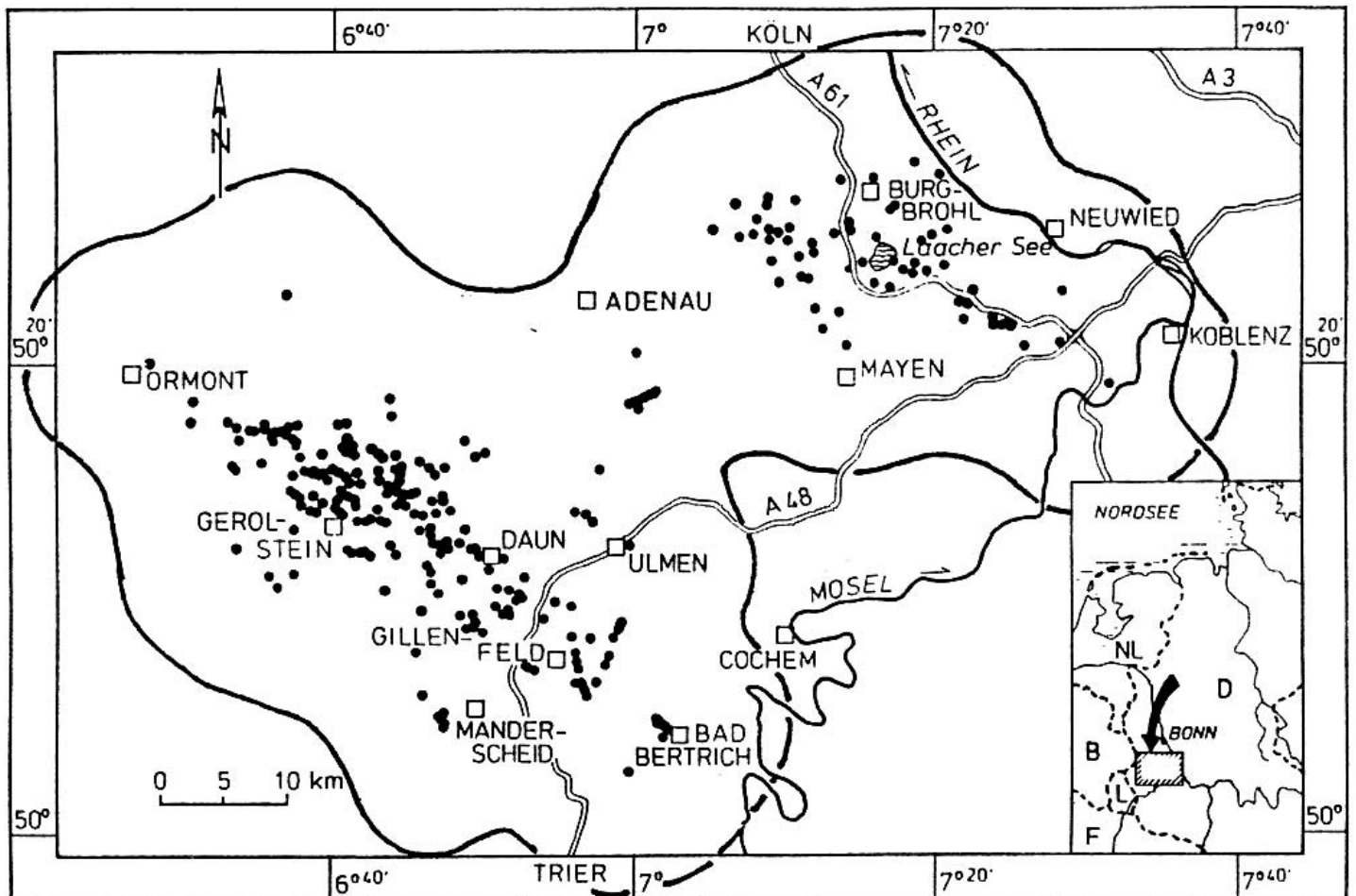


Abb. 1: Übersichtsdarstellung der Eruptionszentren der Vulkanfelder West- und Osteifel (Darstellung der Osteifel nach DUDA & SCHMINCKE 1978).

Fig. 1: Schematic map of the volcanic areas in the West and East Eifel (The Presentation of the East Eifel volcanic field is drawn from DUDA & SCHMINCKE 1978).

Abb. 8. Karte der Eruptionszentren der Ost- und der Westeifel (aus Büchel & Mertes, 1982); die durchgezogene Linie ist die Einhüllende der Kreise um die quartären Vulkan-Zentren mit einem Radius von 10 km.

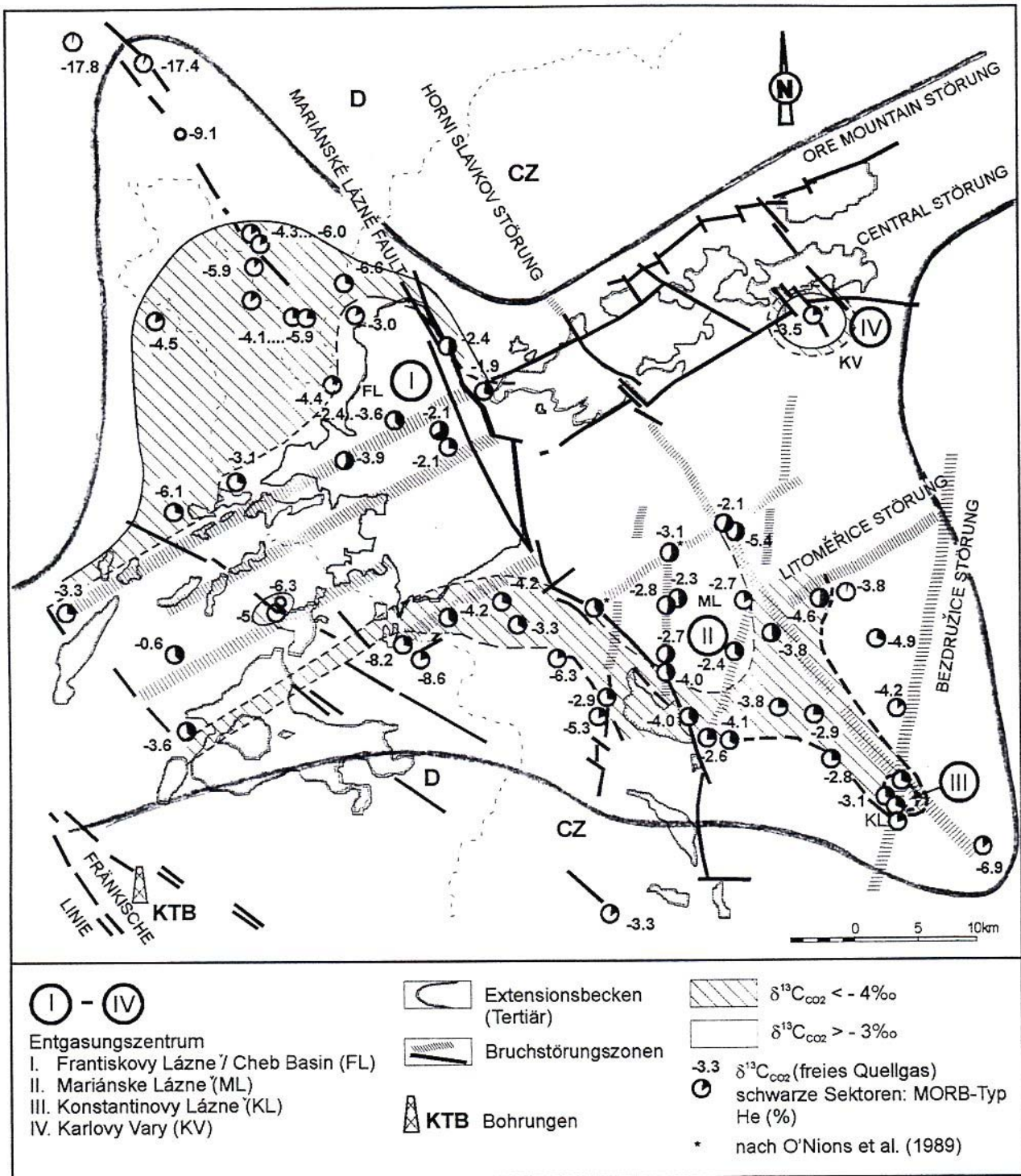


Abb. 9. Vogtland / NW Böhmen: Eger-Graben (ENE-WSW) als Bestandteil des Eger Riftes und die Marienbader Störung (NNW - SSE) als Bestandteil des Naab-Pritzwalk Lineamentes; die durchgezogene Linie umfasst das Gebiet der Gefährdung durch mögliche vulkanische Aktivitäten (Grundlage: Bräuer et al., 1997, Abb. 2).