© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

ISSN 0077-6025 Natur und Mensch	Jahresmitteilungen 2007 Nürnberg 2008	Seite 69 - 88	Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V. Marientorgraben 8, 90402 Nürnberg

Gottfried Hofbauer

Der Vulkan von Oberleinleiter: Zeugnisse eines Maars in der Nördlichen Frankenalb

unter Mitarbeit von Rudolf Biemann, Albert Eberle, Hermann Eschenbacher, Susanne König, Norgard Mühldorfer, Hans Stuhlinger, Werner Straußberger und Martin Weber (Ludwigsstadt)

1. Vorrede

Die hier vorgestellten Ergebnisse beruhen auf intensiven Geländebegehungen im Frühjahr 2006. Den oben genannten Mitarbeitern sei für ihre tatkräftige Unterstützung sowie für Beiträge zur Deutung der Geländebefunde gedankt. Frau Dr. Schmädicke (Mineral. Inst. der Univ. Erlangen-Nürnberg) hat sich in dankenswerter Weise Zeit für die Diskussion einiger Gesteinsproben genommen.

2. Regionalgeologische Situation

Der Vulkan von Oberleinleiter ist Teil der **Heldburger Gangschar**. Die Bezeichnung „Gangschar" bezieht sich auf den Umstand, dass ein großer Teil der vulkanischen Zeugnisse nicht in punktuellen Vorkommen oder Schloten erhalten ist, sondern in Form lang gestreckter, „Gänge" genannter Spaltenfüllungen. Der Querschnitt solcher Gänge ist meist geringer als 1 Meter, nur selten geht er darüber hinaus. Ihre Längserstreckung hingegen kann, z.T. mit Unterbrechnungen oder leichten seitlichen Versetzungen, oft über mehrere Kilometer nachgewiesen werden. Die Ausrichtung der Heldburger Gangschar ist sehr einheitlich NNE-SSW (Abb. 1). In der Landschaft sind die Gänge allerdings weit weniger auffällig als im geologischen Kartenbild und oft nur in akribischer Geländebegehung oder mit geophysikalischen Methoden zu finden.

Dennoch gibt es in der Heldburger Gangschar auch auffälligere vulkanische Relikte. Dies sind dann massive, mehrere 10er Meter oder gar 100 m Durchmesser überschreitende Vorkommen vulkanischen Gesteins, die besonders im südlichen Thüringen oft weithin sichtbare Gipfel bilden: der Große und Kleine Gleichberg, der Straufhain, der Berg, auf dem die als Namensgeber für die ganze Gruppe genommene Heldburg steht, oder der Bramberg in den Haßbergen sind bekannte Beispiele dafür. Wenn angesichts dieser Kuppen von „Vulkanen" gesprochen wird, dann ist das nicht so zu verstehen, als ob es sich dabei um einen in seiner ursprünglichen Form erhaltenen Vulkankegel handle. Die Bezeichnung „Vulkan" gründet sich zunächst nur auf das Vorkommen vulkanischen Gesteins – welcher Art ein solcher Vulkan war, und welche Gestalt er hatte, dies ist eine andere, nicht selten komplizierte und manchmal auch gar nicht definitiv zu beantwortende Frage.

Einzelne Vulkane der Heldburger Gangschar wurden zuletzt von GEYER & SCHMIDT-KALER (2006) beschrieben. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, speziell für den Basalt von Oberleinleiter (Abb. 2) ein Modell des Vulkans zur Zeit seiner Entstehung zu versuchen. Das Vulkangestein ist hier von relativ abtragungsresistenten Weißjura-Gesteinen umgeben, so dass im Gegensatz zu den zuvor erwähnten Gipfeln trotz eines mehr als 100 m Durchmesser erreichenden Basaltkörpers keine morphologische Akzentuierung erfolgt

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

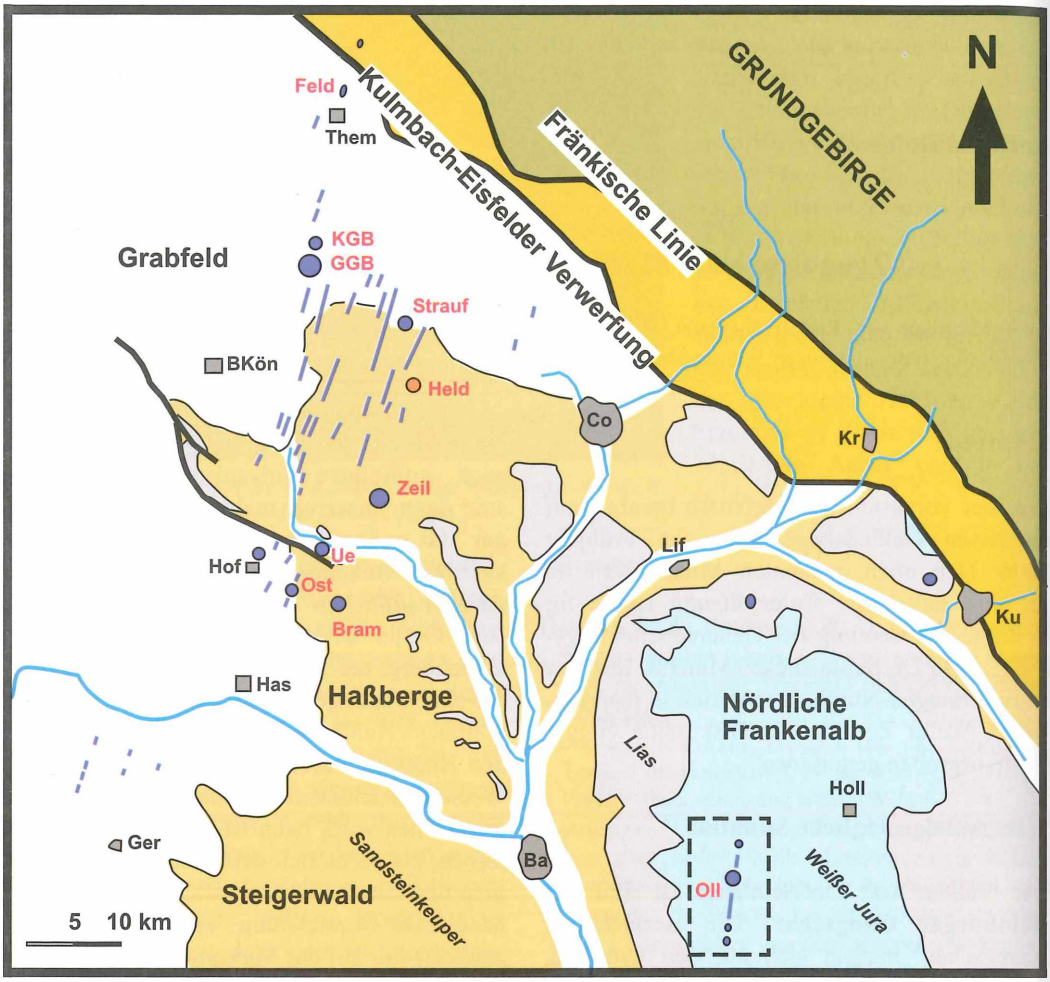

Abb. 1: Geologische Kartenskizze von Nordbayern und Südthüringen, mit Heldburger Gangschar und Lage des Vulkansystems von Oberleinleiter. Vereinfacht nach Geol. K. Bayern 1:500000 (Bayer. Geol. Landesamt). Ba: Bamberg – BKön: Bad Königshofen – Co: Coburg – Ger: Gerolzhofen – Has: Hassfurt – Hof: Hofheim – Kr: Kronach – Ku: Kulmbach – Lif: Lichtenfels –The: Themar.

ist. Als unvorbereiteter Wanderer nimmt man diesen „Vulkan“ nur wahr, wenn man inmitten der von weißen Kalkscherben geprägten Flur der Albhochfläche die plötzlich auftretenden, dunklen vulkanischen Gesteine sieht, oder gar vor einer der beiden, zum Teil stark verwachsenen Gruben steht, die einst durch den Abbau dieses Gesteins entstanden sind.

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

Die bisher vorliegenden radiometrischen Altersbestimmungen der Heldburger Gangschar ergeben zwei Aktivitätsphasen: eine junge Phase mit relativ geringer zeitlicher Streuung, um 11-16 Ma, eine ältere mit relativ großer Streuung von 24-42 Ma (Abb. 3), wobei es durchaus denkbar ist, dass diese Streuung mit neueren, präziseren Altersbestimmungen geringer werden könnte). Der Vulkan von Oberleinleiter – bzw. das ganze dort nachgewiesene Gang- und Schlotsystem (Abb. 1, 2) – gehört zu dieser älteren Gruppe und wurde auf ca. 30 Ma (Oligozän) datiert (LIPPOLT in POHL & SOFFEL 1977). Nicht nur diese, sondern auch die vulkanischen Zeugnisse der jüngeren Gruppe sind erdgeschichtlich zu alt, als dass man noch erwarten könnte, ursprüngliche, an der damaligen Geländeoberfläche gebildete vulkanische Formen zu finden: Man hat es in der Heldburger Gangschar durchweg mit mehr oder weniger tief erodierten Strukturen zu tun.

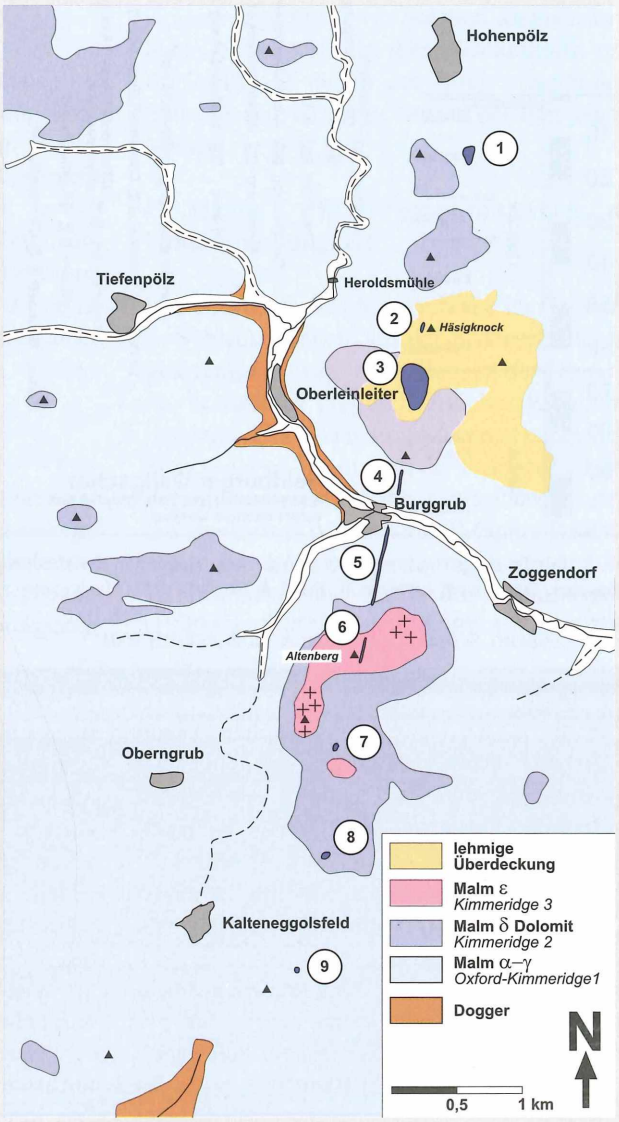

Abb. 2: Geologische Kartenskizze des Vulkansystems von Oberleinleiter, vereinfacht nach Geol. K. Bayern 1:25000, Blätter Buttenheim und Scheßlitz (Bayer. Geol. Landesamt 1972, 1979). Die einzelnen nachgewiesenen vulkanischen Segmente sind von N nach S durchnummeriert.

Mit Ausnahme des an der Heldburg vorkommenden hellen Phonoliths werden alle anderen Vorkommen von dunklen, „basaltartigen" Gesteinen gebildet. Die Hervorhebung „basaltartig" soll darauf hinweisen, dass es sich um ein Spektrum von dunklen Vulkangesteinen handelt, unter denen nach moderner Terminologie nur ein Teil als „Basalt" im eigentlichen Sinn bezeichnet werden kann. Wir wollen aber dennoch die Bezeichnung „Basalt" als feldgeologischen Arbeitsbegriff für dunkel erscheinende Vulkangesteine verwenden, und auf die aktuelle petrografische Klassifikation hier nur kurz eingehen.

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

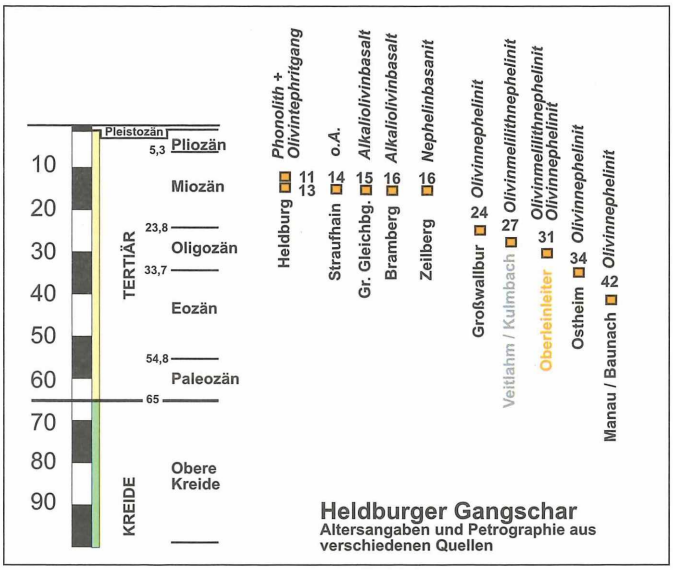

Abb. 3: Tabelle einiger radiometrischer Alter von Vulkaniten der Heldburger Gangschar. Daten nach LIPPOLT in POHL & SOFFEL 1977; HUCKENHOLZ & SCHRÖDER 1981, HUCKENHOLZ & WERNER 1990 sowie nach HAUTMANN et al. in ELLENBERG, SCHRÖDER, PETEREK & MORGENROTH 2001

Der Basalt von Oberleinleiter wurde von GÜMBEL (1891: 459f.) als **Nephelinbasalt** bezeichnet. Nach moderner petrografischer Nomenklatur wäre das Gestein ein **Olivinnephelinit** (SCHMEER 1972), oder – nachdem HUCKENHOLZ & WERNER (1990) vom Nachweis des Ca-Silikats Melilith berichten – ein **Olivinmelilithnephelinit** („OMN von Oberleinleiter-Burggrub", ebd., S. 5, 7, 12). Dieses Gestein führt im Gegensatz zu einem charakteristischen Basalt nur wenig bis nahezu keinen Plagioklas (Ca/Na-Feldspäte). Stattdessen ist der Feldspatvertreter Nephelin am Aufbau des Gesteins beteiligt. Weder Nephelin noch Melilith sind allerdings makroskopisch bzw. mit der Lupe wahrzunehmen. Hingegen sind die schwarzen Pyroxene (Augit) und großen Olivinkristalle in Proben relativ frischen Gesteins gut zu erkennen (Abb. 4; solche Proben lassen sich eher in Feld-Lesesteinen als in den beiden Gruben finden).

Bis jetzt ist nicht untersucht, in wie weit entlang des Vulkansystems von Oberleinleiter geochemische Schwankungen auftreten oder gar – was allerdings unwahrscheinlich ist – Altersungleichheiten zwischen einzelnen Abschnitten bestehen.

3. Vulkanische Formen

Das etwa 30 Ma alte Vulkansystem von Oberleinleiter ist heute unterhalb der ursprünglichen Geländeoberfläche angeschnitten. In einem solchen Zeitraum kann mit einer flächenhaften Abtragung von mindestens einigen 10er Metern, möglicherweise aber auch deutlich mehr (> 100 m?) gerechnet werden. Nimmt man die für die Schwäbische Alb kalkulierten Denudationsraten zum Maßstab, dann wären auch noch höhere Werte denkbar (ABEL et al. 2000).

Anschaulicher Ausdruck eines unter der damaligen Landoberfläche angeschnittenen Vulkansystems sind Gänge, die als Formen des magmatischen Fördersystems angesehen werden können. Gänge repräsentieren die charakteristischen Aufstiegswege vulkanischer Schmelzen, welche ihren primären Ursprung im Erdmantel haben und mehr als 30 km durch die kontinentale Kruste nach oben durchschlagen müssen, um einen Ausbruch an der Oberfläche zu ermöglichen. Aber nur einem meist kleineren Teil der Gänge gelingt das, viele bleiben auch – als Intrusion – in der Tiefe stecken.

Das in einem Gang aufsteigende Magma hat, nach oben hin gerichtet, keine einheitliche Front. In der Regel erreichen höchstens einige Spitzen dieser Front die Erdoberfläche, wo sie, durch die hier eintretende Bläschenbildung unterstützt, nach oben in schlotförmiger Weise durchschlagen können (Spalteneruptionen, bei denen ein Gang ohne Konzentration auf einzelne Schlote eruptiert, kennt man eigentlich nur in plattentektonischen Regionen, die unter hoher Zugspannung stehen – so z.B. in Island,

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

das auf dem mittelatlantischen Rücken solchen Bedingungen ausgesetzt ist).

Findet man an einer aktuellen Geländeoberfläche lediglich Gänge angeschnitten, kann man kaum kalkulieren, wie weit man in diesem Fall unter der zur Zeit des Ausbruchs gegebenen Erdoberfläche steht. Sind jedoch auch durch Ausbrüche entstandene Krater angeschnitten, dann ist das – innerhalb bestimmter Fehlergrenzen – möglich. Dazu ist es jedoch notwendig, die in Frage kommenden Vulkanformen und ihre möglichen Tiefenstrukturen zu kennen.

Die beiden häufigsten vulkanischen Oberflächenformen im Bereich des kontinentalen Intraplatten-Vulkanismus sind **Schlackenkegel** und **Maare** (CAS & WRIGHT 1987). Die beiden Formen können aus einem einzigen, geochemisch homogenen Fördergang hervorgehen, entscheidend ist allein die oberflächennahe hydrogeologische Situation (LORENZ 1973). Kann die Schmelze aufsteigen, ohne auf Wasser zu treffen, wird sie sehr nahe an der Oberfläche durchschlagen und – ähnlich wie ein durch Öffnen der Flasche druckentlasteter Sekt – durch Blasenbildung überschäumen und zerreißen. Der dadurch verursachte Auswurf von Lapilli, Bomben und Schlacken führt zum Aufbau eines Schlackenkegels.
Kommt die aufsteigende Schmelze jedoch unterhalb der Geländeoberfläche mit Grund-, Karst- oder Kluftwasser in Kontakt, kann es bei geeigneten Volumen- und Kontaktflächenverhältnissen zu einer heftigen **phreatomagmatischen Eruption** kommen (griech. *phrear*: Brunnen). Dabei wird ein Krater ausgesprengt, der nach Ende der Tätigkeit – die wie die eines Schlackenkegels Stunden, Tage oder Monate, allerdings nur in seltenen Fällen länger als ein Jahr dauern kann – mit einem Kratersee gefüllt wird. Solchen kleinen, rundlichen Seen verdankt diese Vulkanform unter Rückgriff auf die in der Eifel volkstümliche Sprache seit STEININGER (1819) den Namen **Maar.**

4. Maare – Eruptionsmechanismus und Erhaltungsfähigkeit

Der Umstand, dass Maarvulkane im Gegensatz zu Schlackenkegeln aus der Erdoberfläche ausgesprengte Formen darstellen, ist der Grund für ihr besonderes erdgeschichtliches Erhaltungspotential. Eine Maar-Eruption setzt in der Regel nicht tiefer als 300 m unter der Erdoberfläche ein: darunter unterdrückt die Auflast des Gesteins die explosive Wasserdampf/Magma-Reaktion. Nach der Initialaussprengung kann sich das Explosionsniveau bzw. die „Wurzelzone" (LORENZ 1986, LORENZ, SUHR & GOTH 2003) im Zuge der weiteren Tätigkeit allerdings zunehmend nach unten verlagern, wobei es Hinweise gibt, dass Maarkrater auf diese Weise möglicherweise bis 2 km Tiefe erreichen können (ebd., S: 281). Die meisten Maare entstehen jedoch durch Eruptionen in geringer Tiefe,

Abb. 4: Natürliche angebrochene Fläche eines Lesesteins des Basalts von Oberleinleiter. Die vielen schwarzen Punkte sind Pyroxene (Augit), größere, hell-grün durchscheinende Minerale Olivin. Maßstabs-Einheit: cm.

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

Abb. 5: Pyroklastische Abfolge im Wall eines jungquartären Maars (Gour de Tazenat, Auvergne). Die vulkanischen Komponenten erscheinen als relativ gleichkörnige blockförmige, dichte Lapilli. Für sich aus dem Zusammenhang genommen, wäre ein einzelner Lapillus wegen dieses Erscheinungsbildes nicht sicher als Pyroklast zu bestimmen. Diese Form und das geringblasige Erscheinungsbild sind jedoch für die Lapilli vieler Maarvulkane charakteristisch.

und im Hinblick auf eine oft nur wenige Tage oder Wochen dauernde Aktivität erreichen solche Krater lediglich Tiefen von einigen 10er bis 200 m, selten darüber (LORENZ, SUHR & GOTH 2003, S. 279).

Während ein Schlackenkegel, wenn er exponiert und somit der Abtragung ausgesetzt ist, in der Regel nach 1-2 Ma bis auf seinen verschweißten Kern reduziert oder völlig unkenntlich geworden ist (CAS & WRIGHT 1987), können Maarkrater aufgrund ihrer beträchtlichen Tiefendimension auch noch nach stärkerer Erniedrigung der ursprünglichen Landoberfläche nachweisbar sein. Für das generelle Erscheinungsbild eines bereits stärker abgetragenen Vulkanfeldes bedeutet dies, dass im Prinzip nur noch Gänge und mehr oder weniger tief erodierte Kraterbereiche ehemaliger Maarvulkane zurückbleiben. Genau das ist auch das Erscheinungsbild der Heldburger Gangschar.

Für Maarkrater, insbesondere wenn sie als tief angeschnittene Form vorliegen, werden häufig auch die Begriffe Tuffschlot oder Diatrem/Durchschlagsröhre verwendet. Aber woran kann man einen solche Form erkennen? Neben der steil an das Nebengestein grenzenden Struktur des Kraters sind besonders noch solche Merkmale wichtig, die die Beteiligung der für diesen Vulkantyp charakteristischen phreatomagmatischen Eruptionen belegen:

4.1. Das Auswurfmaterial (Tephra, Tuffe) kann man im Wall junger Maare, z.B. in der Eifel oder der Auvergne, studieren. Es sind locker gelagerte Lapilli, vereinzelt auch Bomben, vermischt mit einem hohen Anteil an ausgesprengten Nebengesteinskomponenten. Während die Nebengesteinskomponenten in dem um die Ausbruchsstelle aufgeworfenen Wall Anteile von > 80% erreichen können, ist ihr Anteil im Krater in der Regel oft deutlich geringer. Die Nebengesteinskomponenten können Durchmesser von der Feinstkornfraktion bis zu großen Blöcken einnehmen; vor allem am Kraterrand können auch große Schollen in den Krater gerutscht oder eingebrochen sein (ein Beispiel dafür ist der Jusi im Uracher Vulkanfeld, LORENZ 1982).

Die Korngrößen der vulkanischen Anteile sind dagegen wesentlich eingegrenzter und bewegen sich bevorzugt in der Aschen- bis Lapilli-Fraktion. Bomben (Pyroklastika mit Durchmessern > 6,4 cm) sind relativ selten und übertreffen nur in Ausnahmefällen Durchmesser > 20 cm (vgl. z.B. Pulvermaar und Meerfelder Maar, Eifel). In jedem Fall aber kann das enge Nebeneinander vulkanischer und aus dem Nebengestein ausgesprengter Komponenten als wesentliches Kennzeichen von Maarkratern gelten.

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

4.2. Da Lapilli und Bomben nicht durch die Entgasung des Magmas, sondern infolge der Fragmentierung durch den Kontakt Schmelze/Wasser entstehen, sind sie in Maarkratern tendenziell weniger blasig als in Schlackenkegeln. Der Fragmentierungsmechanismus kann jedoch zu sehr unterschiedlichen Formen führen: von runden, kugeligen Lapilli bis zu unregelmäßig eckigen Formen (MORRISSEY et al. 2000). Besonders die eckigen Lapilli machen, allein für sich betrachtet, eine Bestimmung als unmittelbar aus der Schmelze fragmentierte Pyroklastika schwierig, gleichen sie in ihrem Erscheinungsbild doch auf den ersten Blick eher Bruchstücken massiver, dichter Vulkangesteine (Abb. 5). Die Schwierigkeiten, solche dichten, blockartigen Komponenten als Lapilli zu erkennen, hat dem Verständnis, dass es sich um tief erodierte Maarkrater handeln könnte, sicher in vielen Fällen entgegengestanden. Die Verhältnisse können nicht selten dadurch kompliziert werden, dass bei größeren, länger aktiven Maaren vom Hauptfördergang abzweigende Nebengänge in die von den Eruptionen zerrütteten Lockermassen des Kraters eindringen. Diese können noch während der weiteren vulkanischen Tätigkeit zu dichtem Festgestein kristallisieren, anschließend aber wieder zerbrochen werden, sei es durch Setzungsprozesse im Krater, sei es durch die Wirkung fortgesetzter Eruptionen (Abb. 6: Parkstein).

4.3. Es ist natürlich auch möglich, dass sich im Laufe der Eruption über dem Maarkrater ein Schlackenkegel aufbaut – eine solche Entwicklung wäre bei alten, tief abgetragenen Vulkanen aber nicht mehr nachweisbar. Was jedoch auch im tieferen Kraterniveau beobachtet werden kann, sind Gänge und beliebig geformte Intrusionskörper, die während oder nach der phreatomagmatischen Tätigkeit in den mit zerrütteten Lockermassen gefüllten Krater eingedrungen sind. Diese Intrusionen können solche Volumen erreichen, dass sie den Krater in nahezu vollem Umfang ausfüllen können. Da die vulkanische Schmelze in der Regel eine höhere Dichte als die Lockermassen hat, kann sie diese zur Seite oder nach oben verdrängen. Die Mischzonen an den Kontakten sind oft nur wenige dm breit, aber es gibt auch Fälle, in denen große Schollen ins Magma gesunken sind (z.B. am Arensberg in der Eifel). Denkbar wäre auch ein Ausfließen im Krater, so dass sich ein Lavasee bildet – klare Hinweise auf solche Lavaseen sind jedoch selten und scheinen eher die Ausnahme zu sein.

Da solche massiven Intrusionskörper erosionsresistenter als die Kraterbrekzien sind, bleiben sie in der Regel am längsten erhalten. Das kann im Laufe der Abtragungsgeschichte zur Folge haben, dass in einer bestimmten Phase nur noch dieser Vulkangesteinsrest zu sehen ist, und so eine Interpretation als Maarkrater sehr spekulativ erscheint. In einem solchen Fall ist jedoch angesichts der regionalen geologischen

Abb. 6: In den Tuffen des Maarkraters des Parksteins (Weiden, Oberpfalz) sind neben dem großen Basaltkörper auch kleinere gangförmige Intrusionen zu finden. In den Tuffen sind häufiger auch größere Basaltblöcke zu finden: diese sind Bruchstücke von Kraterintrusionen, die im Laufe der weiteren Tätigkeit wieder zerstört wurden.

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

Abb. 7: Nebengesteinsreicher Lapillituff von Oberleinleiter, Lesestein aus dem Feld nördlich der nördlichen Grube. Deutlich sind die hellen, karbonatischen Nebengesteins-Bruchstücke erkennbar, weniger auffällig auch graue Kalke, die wahrscheinlich aus dem Unteren Kimmeridge (Malm γ) oder möglicherweise gar dem Unteren Oxford (Malm α) stammen dürften. Die Pfeile weisen auf Nebengesteinsklasten, die zugleich Kerne von Lapilli sind. Die Durchmesser der Lapilli streuen, ihre Form ist nur sehr grob als rundlich zu beschreiben, darunter sind auch zahlreiche kantig-blockige Typen. In den feinen Blasen der Lapilli ist nachträglich Calcit kristallisiert, der auch die graue Matrix bildet und so die nachträgliche Zementierung des Tuffs verursacht. Maßstabs-Einheit: cm.

Verhältnisse zu überlegen, wie die Umgebung des Kraters ausgesehen haben mag. Wird es sich um Festgestein gehandelt haben, ist das Raumproblem für einen solchen Basaltkörper am einfachsten durch die phreatomagmatische Aussprengung eines Kraters zu lösen. Es kann natürlich nicht ausgeschlossen werden, dass sich eindringendes Magma auch inmitten von Festgestein unter Anhebung des Daches Platz verschafft, doch dabei ist eine Orientierung am Gefüge des Nebengesteins zu erwarten (insbesondere Schichtfugen von Sedimentgesteinen oder die Grenzen zwischen gestapelten Lavadecken können hier zur Anlage von Lagergängen (Sills) dienen). Sofern eine überlieferte Vulkangesteinsmasse mit einem größerem Durchmesser aber eine beträchtliche vertikale Dimension aufweist und dazu als Umgebungsgestein ein Festgestein angenommen werden kann, ist nur schwer eine andere Ausgangssituation als ein ausgesprengter Krater denkbar.

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

5. Der Vulkan von Oberleinleiter

Das Vulkansystem von Oberleinleiter besteht aus einem an der heutigen Oberfläche unterbrochen erscheinenden Gang und einigen punktuellen Basaltvorkommen, unter denen der östlich oberhalb Oberleinleiter gelegene „Vulkan von Oberleinleiter" das größte ist (Abb. 2, Pkt. 3). Dieses Gestein ist in zwei Gruben angeschnitten, um die herum in den Feldern eine dichte Lesestein-Streu zu finden ist. Geophysikalische Untersuchungen (BADER in GK25 Blatt 6132 Buttenheim, Bayer. Geol. Landesamt 1979) deuten auf einen Körper mit einem Durchmesser von ca. 200 m in N-S- bzw. 100 m in E-W-Richtung und einen Tiefgang der Basaltmasse von max.100 m. Im Vergleich dazu ziehen die Lesesteine weit über den Rand des Vorkommens nach N hin den Hang hinunter.

Abb. 8: Eine weitere charakteristische Probe der Tuffbrekzie (diese wie die noch folgende Proben stammen aus dem gleichen Fundbereich wie jene in Abb. 7). Hier ist die Sortierung der Lapilli noch deutlich schlechter als im obigen Fall. Auch hier sind wieder Nebengesteinsbruchstücke als Lapilli-Kerne zu finden. Maßstabs-Einheit: cm.

Einer ersten, kurzen Beschreibung von GÜMBEL (1879, S. 254) folgt später eine ausführlichere Darstellung (GÜMBEL1891: S. 459f.). Da insbesondere die an der letztgenannten Stelle gegebenen Informationen auch heute noch von Interesse sind, seien hier einige wesentliche Passagen wiedergegeben:

„[...] *daß der Basalt nach den neuerlichen Aufschlüssen einen deutlichen, die Malmschichten quer durchsetzenden Gang bildet, den einerseits eine tuffähnliche Masse begleitet, während er auf der anderen Seite unmittelbar mit Jurakalk in Kontakt tritt*".

„*Der vulkanische Tuff setzt sich aus verschieden großen, auffallend rundlichen, wie abgerollt aussehenden Basaltstücken, welche jedoch nicht die Beschaffenheit von Lapilli oder vulkanischen Bomben besitzen, und weder porös noch schlackig sind, dann einer aus zersetzter aschenartiger Masse mit Kalkspatheinschlüssen, einer grünlichen oder gelblichen Speckstein-artigen Substanz und ziemlich frisch gebliebenen Augiten zusammen. Kalkbrocken sind selten beigemengt. Das Ganze ist zu einer Reibungs-Conglomerat-artigen Masse verbunden.*"

Nach GÜMBEL wird der Basalt also zumindest auf einer Seite von Tuffen mit Nebengesteinskomponenten (Jurakarbonate) begleitet. Dass Nebengesteinsbruchstücke nach seinen Worten nur selten beigemengt sind, erscheint nach den uns vorliegenden Proben jedoch etwas subjektiv (Abb. 7, 8). Dazu ist allerdings anzumerken, dass ein Überblick über die nordbayerischen Vulkane (Parkstein, Kleiner Kulm, Bramberg, Straufhain u.a.) zeigt, dass der

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

Abb. 9: Tuff-Probe, Außenansicht wie gefunden. Der Pfeil weist auf einen Lapillus mit angedeuteter tangentialer Struktur. Durchmesser des Lapillus 1,3 cm.

Anteil von Nebengesteinseinschlüssen offenbar nicht nur von Krater zu Krater schwanken kann, sondern auch innerhalb eines Kraters durchaus ungleichförmig verteilt sein kann.

Die Beobachtung, dass die vulkanischen Komponenten der Tuffe zwar rundliche Gestalt haben können, aber kaum Blasen zeigen und deshalb nicht charakteristischen vulkanischen Lapilli gleichen, hat GÜMBEL Schwierigkeiten bereitet. Wie oben erläutert (Abschnitt 4.2.), kennt man den Eruptionsmechanismus von Maarvulkanen noch nicht sehr lange. Erst aus heutiger Sicht sind die feinblasig bis dichten Lapilli als charakteristische Produkte phreatomagmatischer Tätigkeit verständlich.

Anhand der von uns durchgesehenen Proben (ca.20 wurden aufgesammelt, noch mehr vor Ort durchgesehen) lassen sich folgende Aussagen über die pyroklastische Brekzie des Oberleinleiter-Vulkans treffen:

5.1. Gestalt und Durchmesser der Lapilli schwanken (Abb. 7, 8). Neben nahezu kugeligen Formen sind auch unregelmäßigere und zum Teil auch kantig-blockige Lapilli häufig. In einigen Fällen konnten zumindest andeutungsweise tangentiale Strukturen beobachtet werden (Abb. 9), wie sie besonders bei dünnflüssigen, ultrabasischen Schmelzen beschrieben werden (LORENZ 1982, MORRISSEY et al. 2000). Die Geochemie des Oberleinleiter-Basalts kommt solchen dünnflüssigen Schmelzen nahe, doch ist nicht ohne weiteres abzuschätzen, in wie weit der hohe Gehalt der bereits kristallisierten Augite das Verhalten der Schmelze bei der Fragmentierung beeinflusst hat.

5.2. Die Lapilli sind keinesfalls blasenfrei, allerdings sind die Blasen nur fein. In diesen ursprünglichen Hohlräumen ist sekundär Calcit kristallisiert, so wie auch der ursprünglich lo-

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

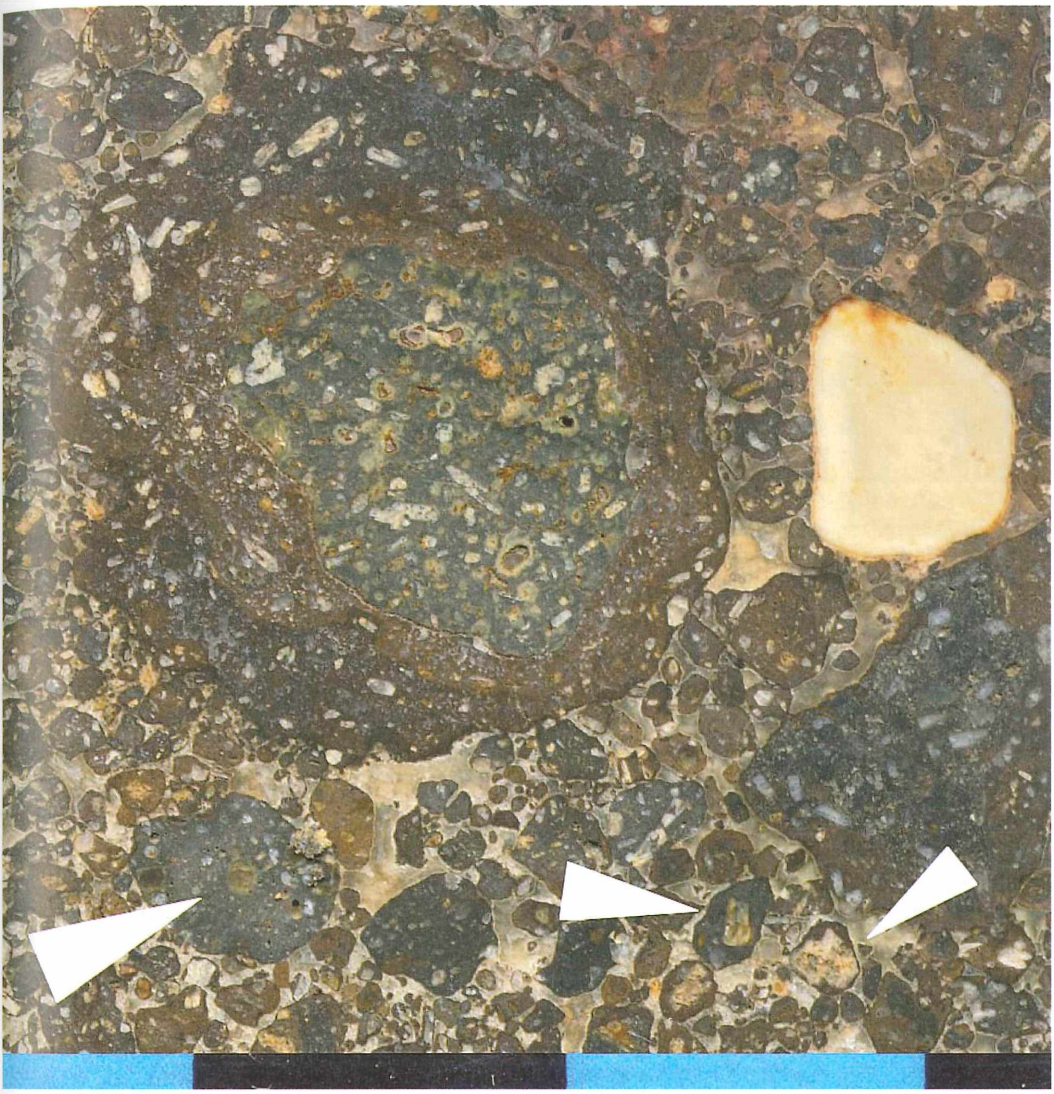

Abb. 10: Lapilli mit Olivinkristallen im Kern (die beiden linken Pfeile), Der rechte Pfeil weist auf einen Lapillus mit Calcit im Kern. In diesen und anderen Fällen sind die Calcite zu groß, als dass sie Blasenfüllungen sein könnten. Vermutlich handelt es sich um Verdrängungseffekte, in erster Linie wohl auf Kosten von Olivin. Der große Lapillus im oberen Bildabschnitt zeigt einen zweiphasigen Aufbau, eine dritte Schale wird durch Verwitterungsfronten vorgetäuscht. Der innere Bereich zeigt zahlreiche stark verwitterte bzw. möglicherweise thermometamorph umgewandelte Einschlüsse. Maßstabs-Einheit: cm.

ckere Tuff durch sekundären Calcit insgesamt zu einem massiven Gestein zementiert wurde. Angesichts der von Weißjura-Karbonaten gebildeten geologischen Umgebung mussten diese Effekte zwangsläufig eintreten.

5.3. Im Kern der Lapilli finden sich, abgesehen von Nebengesteinsklasten, häufiger auch größere Olivinkristalle (Abb. 10). Augite scheinen in Lapillikernen relativ seltener aufzutreten, was einen Grund möglicherweise darin hat, dass sie sehr häufig sind und angesichts der untereinander ähnlichen Korndurchmesser bei der Eruption

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

Abb. 11: Stark mit Eisenverbindungen imprägnierter Tuff. Die grauen Kalke als Nebengesteinskomponenten zeigen ihr unverändertes sedimentäres Partikelgefüge. Das Fehlen thermometamorpher oder metasomatischer Reaktionen ist für den „wassergekühlten" phreatomagmatischen Eruptionsmechanismus charakteristisch. Maßstabs-Einheit: cm.

weniger als „Einsprenglinge", sondern eher als Matrix-Komponente reagierten. Im Kern der Lapilli ist häufiger auch Calcit zu finden (Abb. 10). Auch wenn es sich um eine relativ Ca-reiche Schmelze handelt (HUCKENHOLZ & WERNER 1990), kann es sich dabei wohl kaum um primären Calcit handeln, sondern auch hier sollte das ein Ergebnis sekundärer Verdrängung sein.

5.4. Unter den Nebengesteinseinschlüssen konnten keine Komponenten aus dem Dogger gefunden werden. Wenn die untersuchten Proben ein repräsentatives Bild der Verhältnisse wiedergeben, dann kann die Wurzelzone des Maars nicht unterhalb der Weißjura-Basis gelegen haben. Dies steht nicht im Widerspruch zu vereinzelten Berichten, Doggersandstein beobachtet zu haben (MÄUSER, SCHIRMER & SCHMIDT-KALER 2002, S. 59), oder dem Bericht GÜMBELS, der im Basalt *„mehr oder weniger veränderte und eingeschmolzene Bruchstücke eingeschlossen* [findet], *welche als aufgenommene Trümmer von Mergel, Schieferthon und Sandstein gedeutet werden können"* (1891, S. 460). Solche Einschlüsse können durch die aufsteigende Schmelze auch im Fördergang mitgenommen und dann sogar in Lapilli eingeschlossen zum Auswurf kommen. Eine im Dogger sitzende Wurzelzone würde in den Tuffen aber doch einen sehr augenfälligen Anteil entsprechender Nebengesteins-Komponenten erwarten lassen, was in den von uns begutachteten Proben nicht zum Ausdruck kommt.

Unter den Nebengesteinskomponenten ist ein beträchtlicher Anteil sehr heller, homogen dicht erscheinender Kalke zu beobachten. Dieser Typus entspricht den am unweit SSW-lich gelegenen Altenberg noch erhaltenen Oberen Kimmeridge-Kalken (Malm ε). Diese Zuordnung wird auch dadurch gestützt, dass schon die Überlegungen zur Struktur des Vulkans eine ursprünglich höhere Landoberfläche erfordern, so dass man unvermeidlich in das Niveau des Oberen Kimmeridge gelangt.

5.5. Hinsichtlich der Frage, in wie weit karbonatische Nebengesteinseinschlüsse von der heißen Gesteinsschmelze thermisch beeinflusst wurden, sind folgende Vorüberlegungen wichtig. Die phreatomagmatische Fragmentierung ist wegen der Beteiligung von Wasser/Wasserdampf ein „kühler" Prozess. Nebengesteinsfragmente, die im Zuge der phreatomagmatischen Explosionen in vulkanische Lapilli eingeschlossen wurden oder mit ihnen in unmittelbaren Kontakt kamen, zeigen daher in der Regel keine Spuren thermischer Wirkung. Die in den Tuffen des Oberleinleiter-Vulkans eingelagerten Nebengesteinsbruchstücke erscheinen daher als Karbonat unverändert (Salzsäuretest), sowie auch in ihrem Gefüge nicht beeinflusst. Dies kann besonders an jenen Komponenten deutlich gemacht werden, in denen die Kalke nach wie vor ihr unverändertes Partikelgefüge zeigen (Abb. 11).

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

Rekristallisationseffekte hätten im Falle des Oberleinleiter-Vulkans allerdings von der abschließenden Tätigkeitsphase der in den Krater eindringenden Basaltschmelze ausgehen können. GÜMBEL 1891 vermutet solche thermometamorphen Veränderungen für die von der Schmelze aufgenommenen Nebengesteinsbruchstücke. Um das um den Krater herum anstehende Nebengestein zu verändern, hat das Wärmepotenial des Magmas aber offenbar nicht gereicht. GÜMBEL (1891) hat schon festgestellt: „*Bemerkenswerth ist das Verhalten des Basaltes zu den ihm unmittelbar angeschlossenen Schwammkalkschichten. Die letzteren lassen kaum eine Veränderung erkennen, welche sich von der Einwirkung des Basaltes ableiten ließe. Eine stellenweise krystallinische Beschaffenheit des Kalkes, welche aber sehr unregelmässig in der Gesteinsmasse vertheilt ist, mag wohl darauf zurückzuführen sein.*“ Dieser etwas schwankenden Beurteilung GÜMBELs und eventuellen thermometamorphen Effekten intensiver nachzugehen, war allerdings nicht Zielsetzung des hier dargestellten Projektes.

Fazit: Nicht nur der Basalt, für dessen Raum eine Aussprengung vorausgehen musste, sondern auch die Beschaffenheit der Pyroklastika selbst sind deutliche Indizien für die Entstehung des Oberleinleiter-Vulkans als Maarkrater. Die Lapilli zeigen nicht nur die für phreatomagmatisch gebildete Pyroklastika charakteristischen Züge, sondern erscheinen in enger Vermischung mit Nebengesteins-Bruchstücken (Weißjura-Karbonate). Die Nebengesteinskomponenten zeigen keine ausgesprochen kontaktmetamorphen Wirkungen, sind also nicht in die Schmelze gefallen und dann wieder ausgeworfen worden, sondern bei dem phreatomagmatischen Fragmentierungsprozess mit dieser vermischt worden.

6. Modellierung des Vulkans von Oberleinleiter

Die Vorstellung, dass der Basalt von Oberleinleiter einen ausgesprengten Maarkrater erfüllt, ermöglicht es zusammen mit weiteren Daten, ein Modell des Vulkans zu entwerfen (Abb. 12). Dazu werden auch Angaben von GÜMBEL (1879, 1891) herangezogen, denn die Aufschlussverhältnisse scheinen sich seit der Zeit seiner Beschreibung erheblich verschlechtert zu haben. Von den erhaltenen beiden Gruben ist insbesondere die nördliche sehr verwachsen und in beiden ist das Anstehende stark verwittert. Lesestein-Befunde deuten aber darauf hin, dass die von GÜMBEL erwähnte „tuffähnliche Masse“ im nördlichen Bereich dieses nördlichen Aufschlusses sowie auch weiter nördlich davon liegen muss. In den Erläuterungen zur GK25 Buttenheim (Bayer. Geol. Landesamt 1979) wird die „tuffähnliche Masse" leider nicht erwähnt, so dass die GÜMBELsche Beschreibung diesbezüglich noch immer die wesentliche Quelle darstellt.

6.1. Die Mächtigkeiten der Juraformationen sind gut bekannt. Da die heutige Geländeoberfläche schon nahe an der Obergrenze des Malm δ liegt, kann es als sicher gelten, dass – wie an dem im SSW jenseits der Leinleiter gelegenen Altenberg – auch hier noch Malm ε/Oberes Kimmeridge anstand. Diese Annahme wird durch den reichlichen Anteil sehr heller Kalke unter den Nebengesteinseinschlüssen bestärkt. Ob auch noch Tithon/Malm ζ vorhanden war, ist derzeit nicht in begründeter Weise zu beurteilen. Vermutlich lagen über dem Weißjura aber noch kreidezeitliche Sedimente. Da die Kreidesande auch gröbere Kornfraktionen enthalten, sollten entsprechend Quarzsand-Körner in den Tuffen erwartet werden; ein entsprechender Nachweis ist makroskopisch allerdings nicht gelungen. Möglicherweise sind kleine rundliche Einschlüsse im Basalt thermometamorph veränderte Quarze. Eindeutige kreidezeitliche Relikte

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

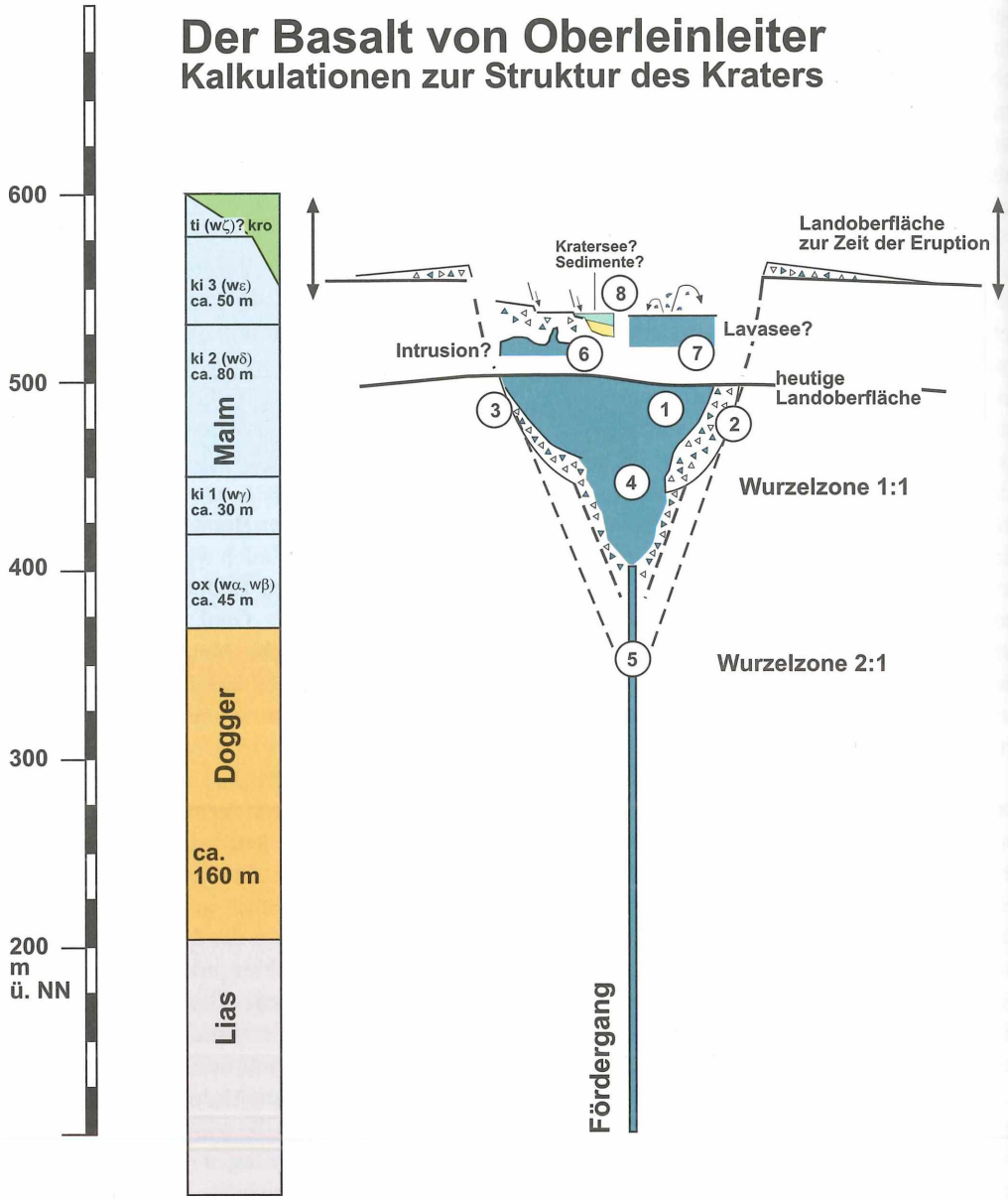

Abb. 12: Modell des Vulkans von Oberleinleiter als ein mit Basalt erfüllter Maarkrater. Die Erklärung der einzelnen Punkte im Text.

konnten allerdings als verrutschte Lesesteine v.a. N-lich des Vulkans in Form von Erzletten gefunden werden (Abb. 13).

6.2. Die Mächtigkeit des erhaltenen Basaltkörpers (1) wird aufgrund geomagnetischer Messungen (BADER in GK Buttenheim 1979, S. 98 ff.) auf maximal 100 m modelliert. Der Querschnitts-Breite von gut 100 m steht in Richtung des Gangverlaufs ein Längs-

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

Abb. 13: Erzletten, gefunden am Fuß des von den Basaltgruben nach Norden hinunterziehenden Hanges. Maßstabs-Einheit: cm.

durchmesser von ca. 200 m entgegen. Das Modell nimmt den Querschnitt von 100 m als Richtlinie, was besonders für die Kalkulation der Lage der Wurzelzone bedeutsam ist (siehe unten). Der größere Längsdurchmesser wird als Folge von kleinräumigen Verlagerungen des Eruptionsherdes entlang des Ganges angesehen.

6.3. Die pyroklastische Brekzie (**2/3**) wird bereits von GÜMBEL beschrieben: „[...] *dass der Basalt nach den neuerlichen Aufschlüssen einen deutlichen, die Malmschichten quer durchsetzenden Gang bildet, den einerseits eine Tuffähnliche Masse begleitet, während er auf der anderen Seite unmittelbar mit dem Jurakalk in Kontakt tritt*" (1891, S. 459). Wir nehmen hier an, dass auch auf der anderen Seite (**3**) zumindest bereichsweise pyroklastische Brekzien existieren.

6.4. Eine andere Beobachtung GÜMBELs konnte an den gegenwärtigen Aufschlussverhältnissen nicht nachvollzogen werden: „*Der Basaltstock besteht aus einem liegenden Theil und hellerer Farbe, erfüllt von Kalkeinschlüssen und aus einer oberen, säulenförmig abgesonderten Partie von dunklerer Farbe und dichterer Beschaffenheit. Es scheint, als ob zwei verschiedene Ausbrüche der Basaltmasse stattgefunden hätten. Beide sind jedoch nahezu gleich zusammengesetzt* [...] Der „liegende Theil" dürfte eine an Einschlüssen reiche Basiszone am Rande des Basaltkörpers oder einen sehr kompakten Tuff betreffen. In der Grafik wurde dieser Bereich, von dem keine eigene Anschauung gewonnen werden konnte, nicht dargestellt.

6.5. Die Tiefe der Wurzelzone von Maaren beträgt nach LORENZ et al. (2003) etwa das Doppelte des oberflächlichen Kraterdurchmessers (**5**). Bei jungen, initialen Maaren oder unter Umständen, die ein relativ oberflächennahes Einsetzen der Eruption ermöglichen, könnten auch Durchmesser/Tiefen-Verhältnisse hin zu 1:1 denkbar sein (**4**). Das weitgehende Fehlen von Nebengesteinskomponenten aus dem Dogger deutet auf ein relativ flaches Niveau der Wurzelzone noch innerhalb des Weißjuras hin. Damit läge die Wurzelzone noch nahe an dem kalkulierten 2:1-Verhältnis. Die so modellierte Lage der Wurzelzone ist hydrogeologisch plausibel: über den nahezu undurchlässigen Tonsteinen des Oberen Doggers ist hier – zumindest für den verkarsteten Bereich – mit einer phreatomagmatische Eruptionen begünstigenden Wasserverfügbarkeit zu rechnen.

6.6. Ob die Lava lediglich intrusiv in den mit Lockermassen erfüllten Krater eingedrungen ist (**6**) oder einen frei liegenden Lavasee gebildet hat (**7**), kann angesichts der inzwischen erfolgten Abtragung heute nicht mehr entschieden werden. Ebensowenig können heute noch Aussagen darüber getroffen werden, ob sich am Ende des Ausbruchs im Krater ein See gebildet hat, in dem wiederum Sedimente zur Ablagerung gekommen sein müssen (**8**). Dies ist bei Maaren in der Regel der Fall, weil Grund- oder Kluftwasser ja schon deshalb vorhanden sein muss, um überhaupt die phreatomagmatische Aussprengung des Kraters zu erreichen.

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

Eine Vermehrung des Kraterfüllung-Volumens durch eine Basaltintrusion könnte aber unter Umständen dazu führen, dass am Ende der Grundwasserspiegel unterhalb des derart angehobenen Kraterbodens zu liegen käme und so ein oberflächlich trockener Krater entsteht.

7. Das Vulkansystem von Oberleinleiter

Der Vulkan von Oberleinleiter ist innerhalb des dortigen Vulkansystems das umfangreichste Vulkangesteinsvorkommen und zugleich die vulkanologisch am eindeutigsten zu definierende Struktur.

Das nächst kleinere Basaltvorkommen ist das im N gelegene von Hohenpölz. Mit einem mit Hilfe der Geophysik modellierten Querdurchmesser von ca. 80 m und einem Längsdurchmesser von ca. 125 m ist dieser Basalt ebenfalls ein plausibler Kandidat für eine Intrusion in einen ausgesprengten Maarkrater (Abb. 15). Im Zuge unserer Geländebegehungen konnten allerdings nur wenige, von Nebengesteinseinschlüssen freie Basalte gefunden werden. In den Erl. GK25 Scheßlitz wird jedoch auch von Kalksteineinschlüssen berichtet. Einen empirisch soliden Hinweis können hier wohl nur einige Flachbohrungen erbringen, was ebenso für die im Süden des Systems bei Kalteneggolsfeld gelegenen vulkanischen Spuren gilt (Pkt. 7-9 in Abb. 2). Letztere sind ebenfalls nur schwer durch Lesesteine nachzuweisen, könnten aber mit geophysikalisch modellierten Basaltdurchmessern von 10-40 m ebenfalls in ausgesprengten Kratern sitzen.

Sehr gut nachvollziehbar ist hingegen der Basaltgang im Norden des Altenbergs (Abb. 14, 15). Der zum Altenberg ansteigende Weg verläuft über längere Strecke auf dem Basalt, von dem hier auch reichlich Lesestücke zu finden sind. Ein in der GK verzeichneter Aufschluß auf der Hochfläche des Altenbergs existiert allerdings nicht mehr. Seine verbürgte Existenz zeigt aber, dass der Gang mindestens bis auf 575 m ü. NN und damit ca. 70-80 m über das heutige Geländeniveau des Oberleinleiter-Vulkans gereicht hat. Selbst wenn man noch einige 10er Meter Gestein über dem heutigen Altenberg annimmt, so muss dieser Gang doch sehr nahe an die damalige Oberfläche gekommen sein, was wiederum eine Eruption sehr wahrscheinlich macht. Die an der Oberfläche entstandene Vulkanform wäre dann wahrscheinlich ein Schlackenkegel gewesen. Ein Weg auf den Altenberg lohnt sich auch deshalb, weil hier im oberen Bereich die hellen, dichten Karbonate des Oberen Kimmeridge zu finden sind, welche vermutlich auch als Komponenten in den Tuffen des Oberleinleiter-Vulkans auftreten.

8. Landschaftsgeschichtliche Überlegungen

Die durch Erosion und flächenhafte Abtragung freigelegte Tiefenstruktur des Vulkansystems von Oberleinleiter ermöglicht auch einen Blick auf die seit der Tätigkeitsphase erfolg-

Abb. 14: Von Leinleiter her führt der Weg nach Süden hinauf auf den Altenberg in längerer Erstreckung direkt auf dem Gang.

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

te Erniedrigung der Landoberfläche. Mit Sicherheit wurden in den letzten 30 Ma vom Altenberg mehrere 10er Meter, und mindestens 50-70 m über dem Vulkan von Oberleinleiter abgetragen, wobei allerdings nicht genau zu klären ist, in wie weit es sich dabei um massive Karbonatgesteine oder eher locker aufgeschüttete Sedimente der Kreidezeit handelt. Der Mangel an Quarzsand- bzw. Sandsteinkomponenten in den Tuffen des Oberleinleiter-Vulkans spricht allerdings dafür, dass ein großer Teil des über dem heutigen Gelände lagernden Gesteins aus massiven Karbonatgesteinen aufgebaut war.

Die Entstehung von Maaren in Karstgebieten ist von LORENZ (1982) intensiv für das in weiten Bereichen auf der Schwäbischen Alb gelegene Uracher Vulkanfeld diskutiert worden. Die Hydrogeologie des Karstes hat sich dort als extrem günstig für die Bildung von Maaren erwiesen, wobei zur Zeit der Eruptionen ein im Vergleich zu heute höher gelegenener Karstwasserspiegel – bzw. eine wesentlich geringere morphologische Exposition der Albhochfläche – angenommen werden kann. Bis auf ganz wenige Ausnahmen sind dort nahezu alle der mehr als 300 Eruptionspunkte durch phreatomagmatische Tätigkeit charakterisiert. Auch für die fränkische Albhochfläche sind ähnliche Bedingungen zu erwarten. Ein möglicherweise noch in gewissem Umfang mit kreidezeitlichen Sedimenten verschütteter Karst würde die Wasserverfügbarkeit für Maarbildung vermutlich nicht bedeutend nachteiliger gestaltet haben.

Trotz der anzunehmenden guten hydrologischen Voraussetzungen sind an mehreren Stellen des Vulkansystems von Oberleinleiter offenbar keine Maare entstanden, obwohl der Gang sehr hoch in die Weißjuratafel aufgestiegen ist – insbesondere über dem am Altenberg so hoch hinauf reichenden Gang wäre die Aussprengung eines Maarkraters zu erwarten gewesen. Die Erklärung für das Ausbleiben phreatomagmatischer Eruptionen könnte darin liegen, dass die entlang der NNE-SSW streichenden Spalte aufsteigende Schmelze eine neue, erst unmittelbar mit dem Aufdringen der Schmelze entstandene Struktur benutzt hat. Karsthydrologische Wegsamkeiten, die mit dem Verlauf des Ganges hätten zusammenfallen können, waren möglicherweise noch gar nicht entwickelt. Diese Hypothese wird durch den Umstand unterstützt, dass sich diese „rheinische Richtung" im Landschaftsbild, vor allem in der Anlage des Entwässerungsnetzes, kaum abzeichnet. Die NNE-SSW-Richtung ist zwar in einigen, vor allem dem Vulkansystem nahen Bereichen in Kluftrosen auffällig (Erläuterungen zu den GK25 Buttenheim und Scheßlitz), aber nicht in den großen Zügen der Landschaft, in der klar die NW-SE-Strukturen dominieren.

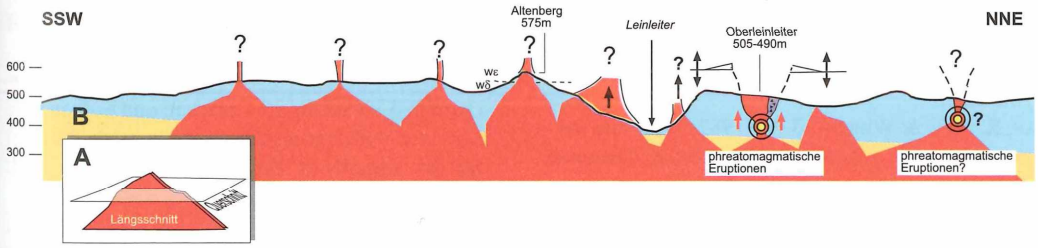

Abb. 15: Idealisiertes modellartiges Längsprofil (B) durch das Vulkansystem von Oberleinleiter. Während ein Gang im Querschnitt nur einen geringen Durchmesser hat (siehe Einlage A), erscheint er im Längsschnitt wie die Wand einer Mauer. Das Modell geht davon aus, dass die einzelnen, an der Oberfläche nachweisbaren vulkanischen Vorkommen Spitzen eines in der Tiefe zusammenhängenden Gangkörpers sind (diese Zusammenhänge sind ohne konkrete empirische Grundlage und daher rein schematisch zu verstehen). Diskussion einzelner Segmente im Text.

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

Gute Bedingungen für die Entstehung von Maaren könnten deshalb vielleicht nur dort gegeben gewesen sein, wo die rheinisch streichende Gangstruktur präexistente, hydrologisch aktive, also v.a. herzynisch (NW-SE) verlaufende Strukturen angeschnitten hat. Als absolut bevorzugter Ort wäre hier allerdings die Kreuzung des Ganges mit dem Leinleitertal selbst anzunehmen, das in diesem Bereich einer solchen NW-SE-Anlage folgt und vermutlich zu jener Zeit schon existiert haben sollte, allerdings in einem bedeutend höheren Geländeniveau und hinsichtlich seiner Umgebung nur gering eingeschnitten. Obwohl der Gang hier zu beiden Seiten nahe des heutigen Tales feststellbar ist, fehlten Hinweise auf einen Krater. Allerdings könnte die Leinleiter durch ihre Tiefenerosion einen nicht allzu tiefen Krater auch bereits wieder zerstört haben. So müssen einige durchaus interessante Fragen – zumindest vorerst – unbeantwortet bleiben.

9. Literatur

ABEL, T.; SAUTER, M.; HINDERER, M. (2000): Integrative Ansätze zur Bestimmung von Denudationsraten auf der Schwäbischen Alb. - Laichinger Höhlenfreund 35, 65-90.

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1996): Geologische Karte von Bayern 1:500000, mit Erläuterungen. - München (4. Aufl.).

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1972): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Nr. 6032 Scheßlitz, mit Erläuterungen. - München.

BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Hrsg.) (1979): Geologische Karte von Bayern 1:25000, Nr. 6132 Buttenheim, mit Erläuterungen. - München.

CAS, R. A. F. & WRIGHT, J. V. (1987): Volcanic successions, modern and ancient. - London: Chapman & Hall.

ELLENBERG, J.; SCHRÖDER, B.; PETEREK, A. & MORGENROTH, V. (2001): Geologie und Landschaftsgeschichte im Dreiländereck Hessen, Bayern und Thüringen. - In: Jockel, A. (Hrsg.): Regionale und Angewandte Geologie in der Grenzregion der Süddeutschen und der Mitteldeutschen Scholle (Exkursionsführer zur 10. Jahrestagung der Gesellschaft für Geowissenschaften in Schmalkalden, 19.-22. September 2001), Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Gesellschaft für Geowissenschaften, 213.A1-A46.

GEYER, G.; SCHMIDT-KALER, H. (2006): Coburger Land und Heldburger Gangschar. - München: Pfeil (Wanderungen in die Erdgeschichte, 21).

GÜMBEL, C. W. (1879): Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges mit dem Frankenwalde und dem westlichen Vorlande. - Gotha: Justus Perthes.

GÜMBEL, C. W. (1891): Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura) mit dem anstossenden fränkischen Keupergebiete. - Gotha: Justus Perthes.

HOFBAUER, G. (1999): Vulkanismus und Vulkanlandschaften. - Erlangen (CD-ROM).

HOFBAUER, G. (2004): Mantel-Xenolithe am Straufhain (Heldburger Gangschar/Thüringen). - www.gdgh.de/Berichte/ 2.

HOFBAUER, G. (2004): Die Erdgeschichte der Region - Grundzüge aus aktueller Perspektive. - Natur und Mensch, Jahresmitteilungen der Naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg e.V. 2003, 101-144.

HUCKENHOLZ, H. G. & SCHRÖDER, B. (1981): Die Alkalibasaltassoziation der Heldburger Gangschar (Exkursion I am 25. April 1981). - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 63, 125-138.

HUCKENHOLZ, H. G. & WERNER, C. D. (1990): Die tertiären Vulkanite der Heldburger Gangschar (Bayerisch-thüringisches Grabfeld). - European Journal of Mineralogy, Beihefte 2, 1-42.

LORENZ, V. (1973): On the formation of maars. - Bull. Volcanol. 37, 183-204.

LORENZ, V. (1982): Zur Vulkanologie der Tuffschlote der Schwäbischen Alb. - Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. 64, 167-200.

LORENZ, V. (1986): On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. - Bull. Volcanol. 48, 265-274.

LORENZ, V.; SUHR, P.; GOTH, K. (2003): Maar-Diatrem-Vulkanismus - Ursachen und Folgen. Die Guttauer Vulkangruppe in Ostsachsen als Beispiel für die komplexen Zusammenhänge. - Z. geol. Wiss. 31, 267-312.

MÄUSER, M.; SCHIRMER, W.; SCHMIDT-KALER, H. (2002): Obermain-Alb und Oberfränkisches Bruchschollenland. - München: Pfeil (Wanderungen in die Erdgeschichte, 12).

MORRISSEY, M.; ZIMANOWSKI, B.; WOHLETZ, K.; BUETTNER, R. (2000): Phreatomagmatic fragmentation. - In: SIGURDSSON, H. (ed.): Encyclopedia

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

of Volcanoes (Academic Press), 431-445, San Diego u.a..

POHL, J. & SOFFEL, H. (1977): Paleomagnetic and rock magnetic investigations of tertiary volcanic rocks in Northern Bavaria. - J. Geophys. 42, 439-479.

SCHMEER, D. (1972): Zur Mineralogie und Petrographie des Basaltes [von Hohenpölz]. - In: Erläuterungen GK25 Nr. 6032 Scheßlitz, München 1972 (Bayer. Geol. Landesamt), S. 67-73.

SCHRÖDER, B. (1962): Liaseinschlüsse in den Basalten der Heldburger Gangschar (Bedeutung für präbasaltische Liasausdehnung und Tektonik). - Geol. Bl. NO-Bayern 12, 190-203.

SCHRÖDER, B. (1965): Tektonik und Vulkanismus im Oberpfälzer Bruchschollenland und fränkischen Grabfeld. - Erlanger geol. Abh. 60, 90 S.

SCHRÖDER, B. (1974): Malm-Einschlüsse in einem Schlot der Heldburger Gangschar. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1974, 54-64.

SCHRÖDER, B. (1993): Morphotektonik am Nordrand der Süddeutschen Scholle - Rhön/Grabfeld als Beispielsgebiet. - N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläontol., Abh. 189, 289-300.

SCHRÖDER, B. & PETEREK, A. (2002): Känozoische Morphotektonik und Abtragung zwischen Hochrhön und Heldburger Gangschar. - Z. geol. Wiss. 30, 263-276.

STEININGER, J. (1819): Geognostische Studien am Mittelrhein. - Mainz: Kupferberg.

Anschrift des Verfassers:
Dr. Gottfried Hofbauer
Anzengruberweg 2
91056 Erlangen

© Naturhistorische Gesellschaft Nürnberg e.V.; download www.zobodat.at

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Natur und Mensch - Jahresmitteilungen der naturhistorischen Gesellschaft Nürnberg e.V.

Jahr/Year: 2007

Band/Volume: 2007

Autor(en)/Author(s): Hofbauer Gottfried

Artikel/Article: Der Vulkan von Oberleinleiter: Zeugnisse eines Maars in der Nördlichen Frankenalb 69-88