

## Geophysik der Eifel-Maare

### 2: Geomagnetische Erkundung von Trockenmaaren im Vulkanfeld der Westeifel

GEORG BÜCHEL

**Kurzfassung:** Im Vulkanfeld der Westeifel wurden 11 weitere Maare geomagnetisch vermessen. Hochwertige magnetische Störfelder deuten auf zusedimentierte oder wieder freierodierte Schlackenkegel in den ehemaligen Kraterböden der Maare hin (finale Schlackenförderung). Wenn keine Schlackenkegel oder keine Intrusionen in den Maardiatremen auftreten, dann weisen junge, mit mächtigen Kratersedimenten aufgefüllte Maare niedrige Störfelder mit schwachen Randgradienten auf. Etwas ältere Maare, bei denen ein Großteil der gering magnetisierten Kratersedimente bereits erodiert ist, zeigen höhere magnetische Anomalien mit hohen Randgradienten und deutlichen Randminima.

**Abstract:** 11 maars of the Westeifel volcanic field were surveyed geomagnetically. High magnetic anomalies indicate the existence of scoria cones covered by sediment or already revealed by erosion, within the former crater bottoms of the maars (final scoria production). If scoria cones and intrusions are absent from the maar diatremes then young maars with a thick pile of crater sediments show small anomalies with low border gradients. Older maars are characterized by high border gradients and significant border minima, because most of the lowly magnetized crater sediments have already been eroded.

#### Inhalt

1.	Einleitung . . . . .	357
2.	Geomagnetische Untersuchungen . . . . .	360
2.1.	Dürres Maar und Hitsche . . . . .	360
2.2.	Westliches Booser Maar . . . . .	363
2.3.	Mosbrucher Maar . . . . .	364
2.4.	Immerather Risch . . . . .	364
2.5.	Oberwinkeler Maar . . . . .	367
2.6.	Ellscheider Maar . . . . .	367
2.7.	Geeser Maar . . . . .	369
2.8.	Laach-Maar . . . . .	371
2.9.	Duppacher Weiher . . . . .	371
2.10.	Duppacher Maar . . . . .	371
3.	Synthese . . . . .	371
	Schriften . . . . .	375

#### 1. Einleitung

Die Trockenmaare stellen ein fortgeschrittenes, posteruptives Entwicklungsstadium der Maare dar. Die Topographie der Krater wird mit zunehmendem Alter durch denudative und

erosive Prozesse verändert. Zusätzlich senkt sich der Kraterboden über einen längeren Zeitraum ab, bedingt durch die Kompaktion der brecciösen Schlotfüllung (LORENZ 1973). Die Bezeichnung Maar gilt streng genommen nur für den unmittelbar nach den vulkanischen Eruptionen vorliegenden Krater. Üblicherweise wird sie aber auch für morphologisch stark veränderte Krater verwendet. Nur wenn das dem Maar unterliegende Diatrem (LORENZ 1985, 1986) durch erosive und denudative Prozesse freigelegt wird, tritt an Stelle des Begriffes Maar die Bezeichnung Tuffschlot. In den Skizzen A bis F der Abb. 1 wird die posteruptive Kraterentwicklung in sechs Entwicklungsstadien aufgezeigt, wobei die Entwicklungsstadien B bis E in enger Anlehnung an die morphologischen und klimatischen Verhältnisse der Westeifel skizziert sind.

A: Die Kratertiefe von Maaren unmittelbar nach ihrer Entstehung beträgt etwa 1/5 des Kraterdurchmessers (WOOD 1974). Dieser Richtwert kann sich allerdings in Abhängigkeit von der präexistenten Topographie ändern. Maare, die beispielsweise in tiefen Tälern entstehen, weisen in der Regel eine größere ursprüngliche Kratertiefe auf. Schon während der Eruptionstätigkeit kommt es im Maar zur Bildung von Schuttffüßen, da nicht alle emporgeschleuderten Pyroklasten den Kraterstand erreichen und folglich entlang der Kraterinnenhänge zum Eruptionspunkt rutschen, wo sie teilweise erneut emporgeschleudert werden können. Außerdem können sich, bedingt durch den sich vergrößernden Maareinbruch, Gesteinsschollen mit denen auf ihnen vorher abgelagerten Tuffen in Bewegung setzen und in den Krater abrutschen.

B: Gleich nach der Bildung des Maares setzt sich die syneruptive Phase der Umlagerung fort, indem Teile der instabilen Kraterwände und der vorher abgelagerten, meist lockeren Tuffe in den Krater hinein rutschen bzw. eingeschwemmt werden. Die bereits vorher existierenden Hangschuttffüße vergrößern sich infolgedessen.

Maare unterschneiden in der Regel den präexistenten Grundwasserspiegel. Die vorher vorhandenen Täler, in denen die meisten Maare lokalisiert sind (LORENZ 1973, LORENZ & BÜCHEL 1980) werden zu Hängetälern bzw. geköpften Tälern. Aus diesem Grund bildet sich in der Regel kurz nach der Maarentstehung ein Kratersee, z. B. das Ukinrek-Maar (BÜCHEL 1987). Der Kratersee verkleinert sich im Laufe der Zeit durch die sich vergrößernden Hangschuttffüße. Andererseits kann ein eventuell in den Krater einmündender Bach die Zuschüttung des Sees enorm beschleunigen, indem sich im Bereich der Einmündung ein Delta aufbaut, das im Laufe der Zeit zunehmend in Richtung Kraterzentrum vorwandert. Auf diese Weise wurde beispielsweise der Kratersee des Meerfelder Maares vom Delta des aus südwestlicher Richtung einmündenden Meerbaches nach Norden gedrängt. Im Kratersee gelangt die feinklastische Sedimentfracht zur Ablagerung. Zusätzlich werden von den instabilen Kraterwänden hinabrutschende bzw. -rollende Blöcke in diese Seesedimente hineintransportiert. Außerdem können grobklastische Turbiditlagen abgelagert werden, wenn übersteilte Schuttffüße ins Rutschen geraten. Die Sedimentationsrate hängt wesentlich von den klimatischen Verhältnissen ab. Sie kann zusätzlich durch den Wellenschlag der Seeoberfläche erhöht werden, da hierbei der Schuttfuß kurzfristig im Bereich des Maarseerandes unterschritten wird. Während der winterzeitlichen Perioden besteht auch die Möglichkeit, daß das ins Rutschen geratene Material auf die vorher zugefrorene Seefläche gelangt und beim Auftauen des Eises auf den Seeboden absinkt. Während des Stadiums B weist der flache Maarseeboden im Übergangsbereich zum Schuttfuß einen scharfen Knick auf.

C: Bei fortdauernder Sedimentation wird der Maarsee aufgefüllt, und es kann sich in Abhängigkeit von den klimatischen Verhältnissen während des letzten Stadiums der Auffüllung ein Maarmoor bilden. Möglicherweise wiederholt sich dieser Prozeß in Abhängigkeit von dem sich ändernden Klima, der Verlagerung des Grundwasserspiegels und der durch Kompaktion bedingten Tiefenverlagerung des Maarbodens.

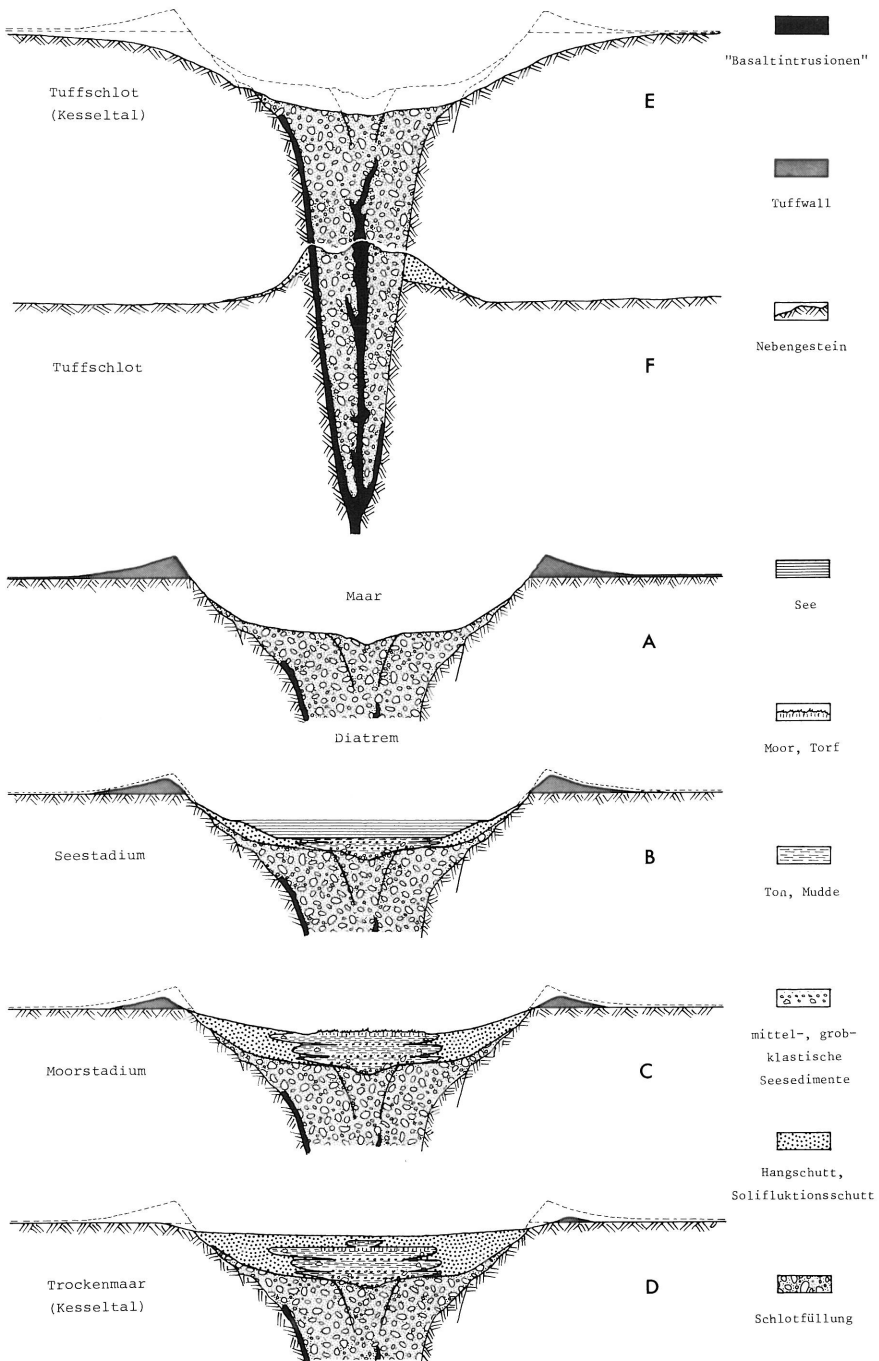


Abb. 1: Posteruptive Entwicklungsstadien eines Maares, aufgezeigt in sechs Schritten (Erläut. im Text).

D: Das Moor verlandet durch die fortwährende Zufuhr an klastischem Material im Laufe der Zeit. Während der Kaltzeiten können sich nun Solifluktionsschleppen bis zum Zentrum des Kraters bewegen und zunehmend das Kraterrelief ausgleichen. Der Tuffwall ist bis auf kleine Überreste erodiert bzw. denudiert.

E: Schneidet sich der Bach im Laufe der Zeit erheblich tiefer in den Untergrund ein, dann werden die vorher abgelagerten Kratersedimente und Teile des unterlagernden Diatremes erodiert. Folglich wird ein bestimmtes Tuffschlotniveau freigelegt.

F: Ist die Diatremefüllung resistenter als das umgebende Nebengestein, wird sich nach erheblicher flächenhafter Abtragung der Gesteine in der Umgebung des Kraters der Tuffschlot als positive Vulkanform in der Landschaft abzeichnen, z. B. das tertiäre Vulkangebiet der Schwäbischen Alb.

Von den beschriebenen Trockenmaaren lassen sich das westliche Booser Maar, das Mosbrucher Maar, das Dürre Maar, die Hitsche und das Immerather Risch dem Entwicklungszustand C zuordnen. Diese Maare weisen im Bereich der Talein- und -ausgänge keine Tuffwälle mehr auf. Zusätzlich sind ihre Tuffe im Bereich der Talhänge und geneigten Hochflächen größtenteils denudiert. Das Oberwinkeler Maar, das Ellscheider Maar, das Laach-Maar und der Duppacher Weiher können dem Entwicklungsstadium D zugeordnet werden. Ihre Tuffwälle weisen im Bereich der Hochflächen bereits Lücken auf und liegen dort nur noch in stark reduzierter Mächtigkeit vor.

Das Entwicklungsstadium E ist bei den vermutlich zu Beginn der Vulkantätigkeit in der Westeifel gebildeten Duppacher und Geeser Maar vertreten. Hier sind wegen der fortgeschrittenen Denudation und Erosion keine Tuffreste der Tuffwälle mehr vorhanden.

Die Ergebnisse stammen größtenteils aus der Dissertation des Autors (BÜCHEL 1984), die von Prof. Dr. V. LORENZ (Würzburg) betreut wurde. Dr. H. MERTES (Bochum), Prof. Dr. M. FÜRST (Mainz), Prof. Dr. W. JACOBY (Mainz) und Dr. H. WEILER (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz) möchte ich meinen Dank für wertvolle Diskussionen aussprechen. Der Deutschen Forschungsgesellschaft danke ich für die finanzielle Unterstützung der Geländearbeit im Rahmen des Schwerpunktprogramms „Hebungen und ihre Ursachen am Beispiel des Rheinischen Schildes“.

## 2. Geomagnetische Untersuchungen

Die geomagnetischen Feldmessungen wurden mit einem Protonenmagnetometer (Modell G 826) durchgeführt. Die vermessenen Trockenmaare sind in Abb. 2 mit Zahlen gekennzeichnet. Weitere geomagnetische Vermessungsergebnisse und Literaturangaben sind in der vorangegangenen Arbeit „Erkundung neuer Maare im Vulkanfeld der Eifel mit Hilfe geomagnetischer Untersuchungen“ erschienen (BÜCHEL 1987).

### 2.1. Dürres Maar und Hitsche

Die beiden Maare sind zusammen mit dem Holzmaar auf einem NW–SE streichenden vulkanischen Fördersystem lokalisiert (Abb. 3) und wahrscheinlich etwa zeitgleich im Frühglazial der Weichsel-Kaltzeit entstanden (BÜCHEL & LORENZ 1982). Die Hitsche ist das kleinste Maar der Westeifel (Durchmesser: 100 m). Das größere Dürre Maar (292 m) weist ein ausgeprägtes Hochmoor auf (STRAKA 1975). Die geomagnetische Vermessung entlang eines NW–SE-Profiles (Abb. 3) über die drei Maare läßt im Bereich des Fördersystems magnetische Störfelder geringer Amplitude erkennen. In Verlängerung der beiden Profilenden zeichnet sich das ausgeglichene Erdmagnetfeld ab. Die Ergebnisse der geomagnetischen Kraterseevermessung des Holzmaares wurden bereits vorgestellt (BÜCHEL 1987). Hier zeichnet sich nur ein niedriges Störfeld ab (56 nT), was vermutlich auf eine niedrige magnetische Suszeptibilität

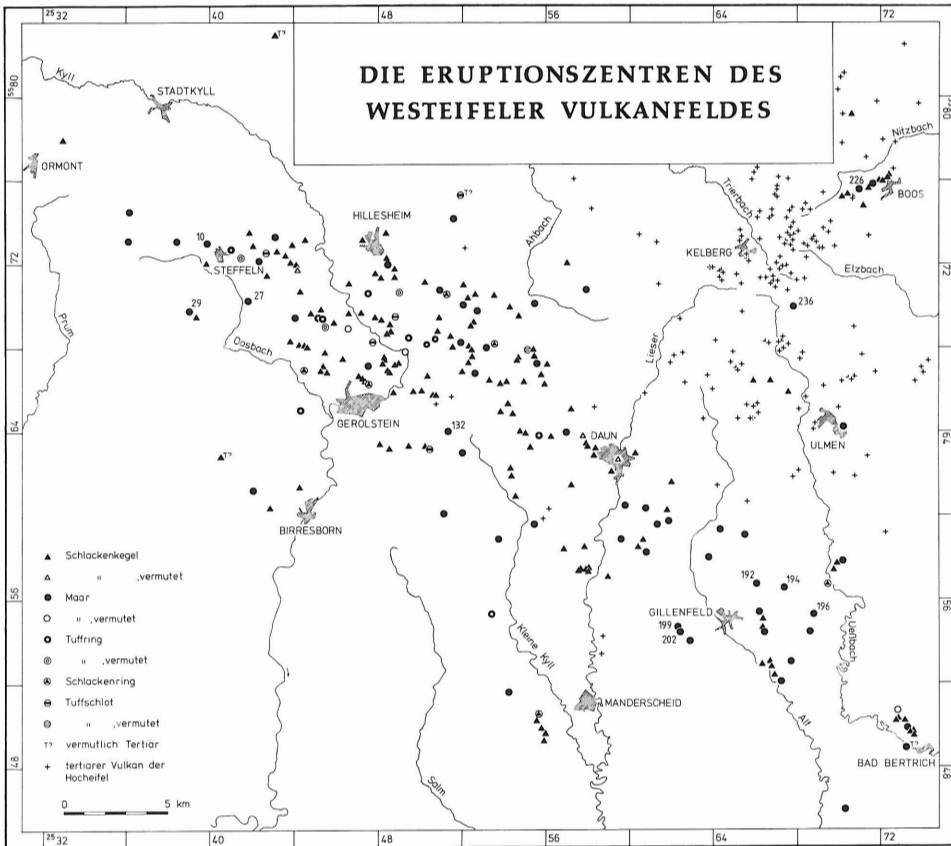


Abb. 2: Karte der Eruptionzentren des Westeifeler Vulkanfeldes (Dreiecke, Kreise) einschließlich der im Kartenausschnitt auftretenden tertiären Vulkane (Kreuze). Mit Zahlen sind die magnetisch vermessenen Maare gekennzeichnet, die der Numerierung der Eruptionszentren bei BÜCHEL & MERTES (1982) entsprechen. 202 = Dürres Maar, 199 = Hitsche, 226 = westliches Booser Maar, 236 = Mosbrucher Maar, 196 = Immerather Risch, 194 = Oberwinkeler Maar, 192 = Ellscheider Maar, 132 = Geeser Maar, 10 = Laach-Maar, 27 = Duppacher Weiher, 29 = Duppacher Maar.

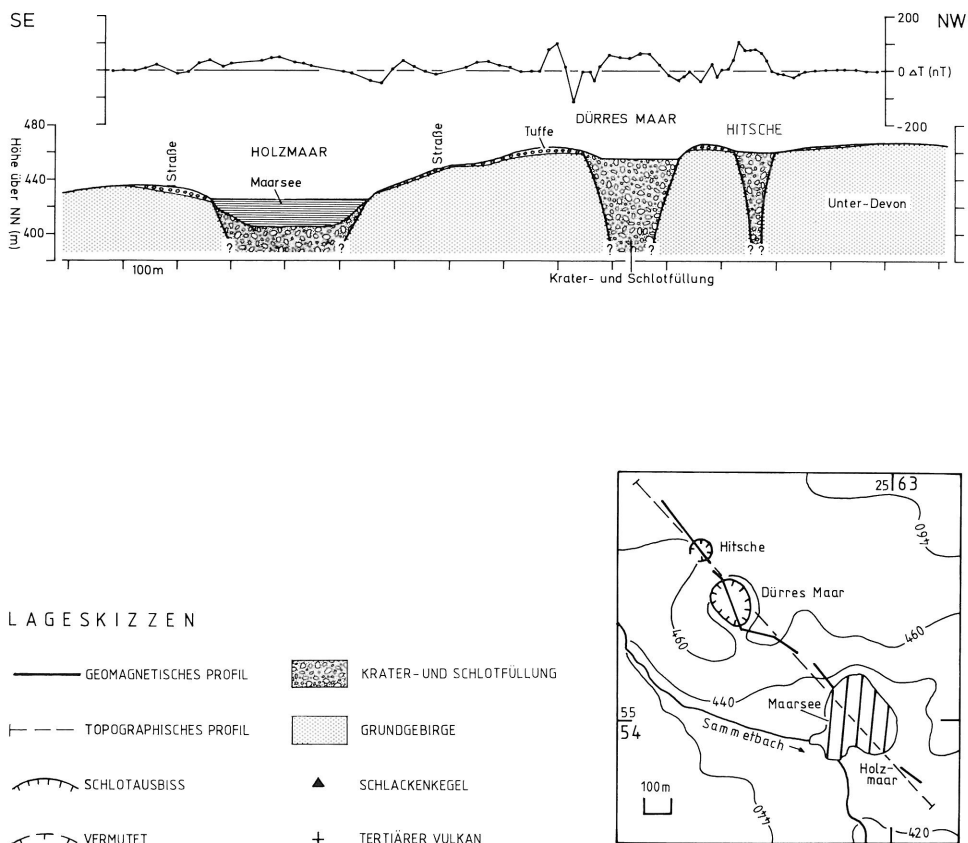


Abb. 3:  $\Delta T$ -Profil über das Holzmaar, das Dürre Maar und die Hitsche mit geologischer Interpretation. Legende für alle folgenden Abbildungen.

des Störkörpers (Maardiatrem) zurückzuführen ist. Das Dürre Maar weist im Bereich des Kraters einen maximalen Störwert von 63 nT auf. Diese positive Anomalie wird zu beiden Seiten von negativen Störfeldwerten flankiert. Das südöstliche Randminimum ist als Randeffect des Tuffwalls zu interpretieren, während das nordwestliche Minimum der positiven Anomalie dem Krater zugeordnet werden kann. Der kleine Krater der Hitsche weist das höchste positive Störfeld dieser drei Maare auf ( $\Delta T = 106$  nT). Die Höhe der magnetischen Krateranomalien korrelieren also umgekehrt mit dem Durchmesser ihrer Krater. Je kleiner das Maar ist, umso kleiner ist auch die Mächtigkeit der das Maardiatrem überlagernden Kratersedimente. Da Kratersedimente eine niedrige Suszeptibilität aufweisen (HAVERKAMP 1984), resultiert bei mächtigen Kratersedimenten ein niedrigeres Störfeld.

### 2.2. Westliches Booser Maar

Das westliche der zwei Booser Maare gehört zu einem in der NE-SW-Streichrichtung der devonischen Gesteine verlaufenden Vulkansystem, das aus 11 kleinen Schlackenkegeln, einem Gang und zwei Maaren besteht (LORENZ 1973, BÜCHEL & MERTES 1982, STACHEL 1987). Im Bereich des SW-Randes treten zwei überwiegend mit Basalt gefüllte, stark erodierte, tertiäre Tuffschlote auf (Abb. 4). Petrographisch handelt es sich bei den quartären Vulkaniten um Basanite, die aufgrund ihrer niedrigen Ca-, Ba- und Sr-Werte und hohen Al-Konzentrationen im Übergangsbereich zu den Osteifel-Vulkaniten stehen (MERTES 1983). Diese Übergangsposition kommt auch in der räumlichen Stellung zum Ausdruck, da das Booser Vulkanisystem etwa in der gleichen Entfernung zwischen Osteifeler und Westeifeler Vulkangebiet, und zwar im Verbreitungsgebiet des tertiären Hocheifel-Vulkanismus lokalisiert ist.

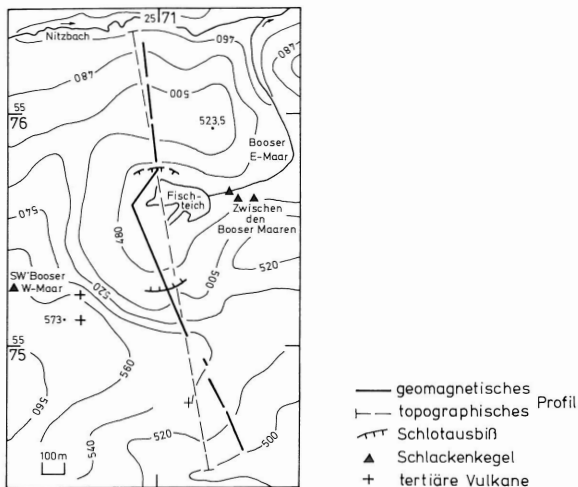
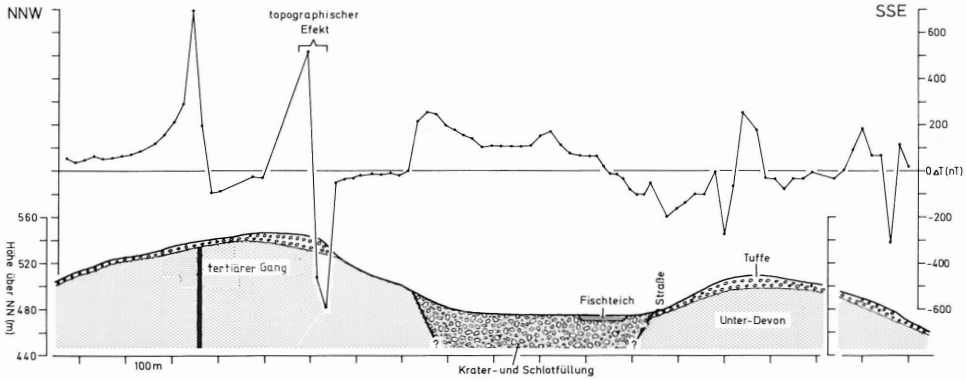


Abb. 4:  $\Delta T$ -Profil über das westliche Booser Maar mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

In den Tuffen des östlichen Booser Maeres (Tuffgrube am SW-Rand) konnten inkohlte Reste eines 30 cm im Durchmesser großen Baumstammes gefunden werden, der ein absolut zuverlässiges  $^{14}\text{C}$ -Alter von  $35\,240 \pm 710$  J. v. h. ergibt (BÜCHEL & LORENZ 1982). Da die Vulkane innerhalb dieses Vulkansystems etwa gleich alt einzustufen sind (LORENZ 1973), läßt sich dieser Wert auf das Alter des gesamten Vulkansystems übertragen.

### Magnetik

Die magnetische Vermessung des geologisch gut dokumentierten westlichen Booser Maeres erfolgte entlang eines etwa 1,8 km langen N–S-Profiles. Das Meßprofil liegt im NE-Bereich des magnetischen Kelberger Hochs (BÜCHEL 1988), dessen positive Anomalie in Richtung NE schnell abnimmt. Infolgedessen wurde das ausgeglichene Feld sowohl 1,5 km südwestlich (R 25 70 370 H 55 74 320 – R 25 57 360 H 55 74 220) als auch 1 km nördlich (R 25 71 080 H 55 76 520 – R 25 71 150 H 55 76 500) des Kraterzentrums bestimmt. Das Nullfeld nördlich des Kraters ist 27 nT niedriger als das ausgeglichene Feld südwestlich des Kraters und zeichnet somit den regionalen Trend nach. Zur Reduktion der Meßwerte wurde ein Mittelwert des ausgeglichenen Feldes verwertet. Die positive Anomalie im Bereich des Kraters (Abb. 4) weist eine scharfe S-Grenze auf, wohingegen die Nordgrenze des Maar-diatremes nicht eindeutig festzulegen ist. Das dem Schlot vorgelagerte Randminimum wird hier von der Magnetisierung der Tuffe des nördlichen Tuffwalls beeinflusst. Die Werte sind bis zum Ende des Profils starken Schwankungen auf kürzeste Entfernung unterworfen (+ 254 nT bis – 310 nT). Hierin dokumentierten sich Solifluktionserscheinungen. Ganz anders hingegen weisen die Tuffe am Südrand des Maeres in ca. 1 km Entfernung vom Kraterzentrum ein gleichmäßiges, um 50–60 nT betragendes Störfeld (S-Ende des Profils) auf. Im Bereich der größtenteils remanent magnetisierten, tertiären Basaltganges südwestlich Boos steigen die Störwerte auf kurze Entfernung bis zum Wert von 696 nT an. Im Bereich des südlichen Kraterrandes sind die extremen Intensitätsschwankungen auf topographische Effekte zurückzuführen.

### 2.3. Mosbrucher Maar

Das im Durchmesser 1494 m große Mosbrucher Maar (Abb. 5) liegt ebenfalls im Gebiet des tertiären Vulkanfeldes der Hocheifel. Es hat sich wahrscheinlich im Frühglazial der Weichsel-Kaltzeit gebildet (BÜCHEL & LORENZ 1982). Die geomagnetischen Profile weisen eine geglättete, positive Anomalie im Bereich des Maarbodens auf mit einem maximalen Störwert von 439 nT. Die kleinen Intensitätsschwankungen im Schuttfußbereich der Maarränder sind auf oberflächennah anstehende, umgelagerte Tuffe zurückzuführen. Der östliche Tuffwall ist durch positive Störfelder gekennzeichnet, die Werte von bis zu ca. 100 nT erreichen. Am nördlichen Ende des N-S-Profiles beeinflussen tertiäre Vulkanite des Hochkel-Berg das Magnetfeld. Der konzentrische Aufbau der Anomalie deutet darauf hin, daß das eigentliche Eruptionszentrum sich unter dem Bereich der höchsten Störwerte im Maar-diatrem befindet. Die Höhe der magnetischen Anomalie und die relativ geringen Gradienten können mit höher magnetisierten, oberflächenfernen Anteilen des Störkörpers erklärt werden. Geologisch gesehen könnte es sich um ehemalige Schlacken- und Schweißschlackenförderung am Boden des ursprünglichen und heute zusedimentierten und zugeschütteten Kraterbodens handeln.

### 2.4. Immerather Risch

Das in einem Seitental des Ueß-Baches gelegene Immerather Risch (Abb. 6) weist einen extrem asymmetrischen Krater auf mit einem Durchmesser von 1400 m (NW-SE) x 90 m (NE–SW). Das Maar bildet zusammen mit dem unmittelbar südsüdwestlich gelegenen Immerather Maar (BÜCHEL 1987) ein Vulkansystem, das vermutlich im Frühglazial der Weichsel-



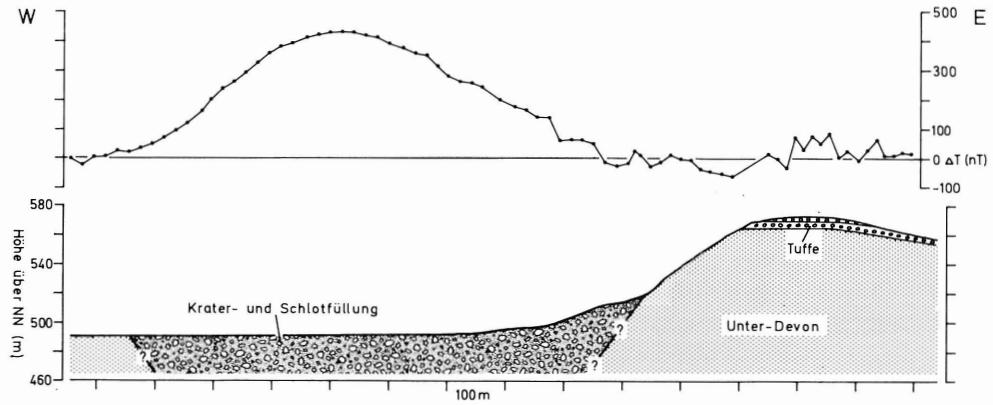
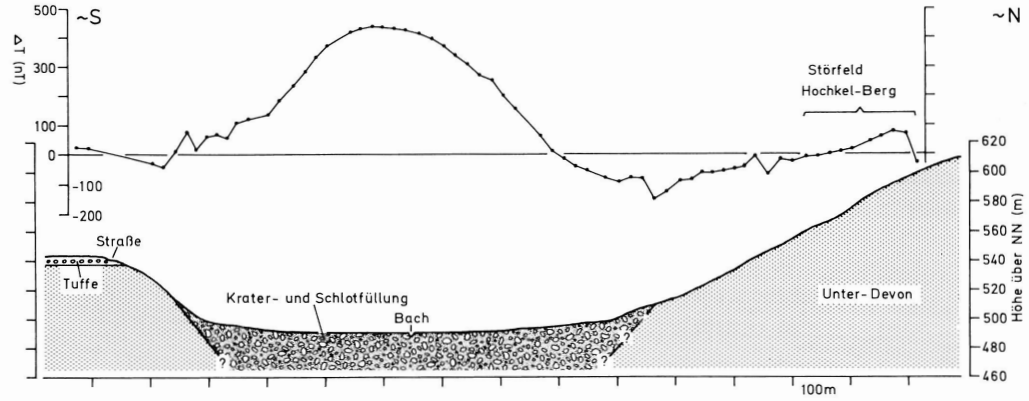
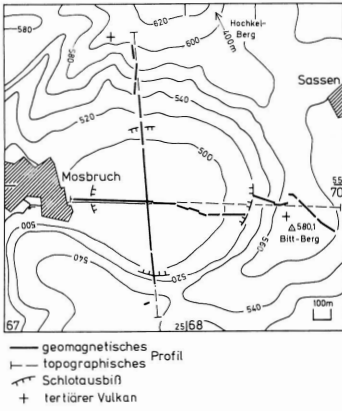


Abb. 5:  $\Delta T$ -Profile über das Mosbrucher Maar mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

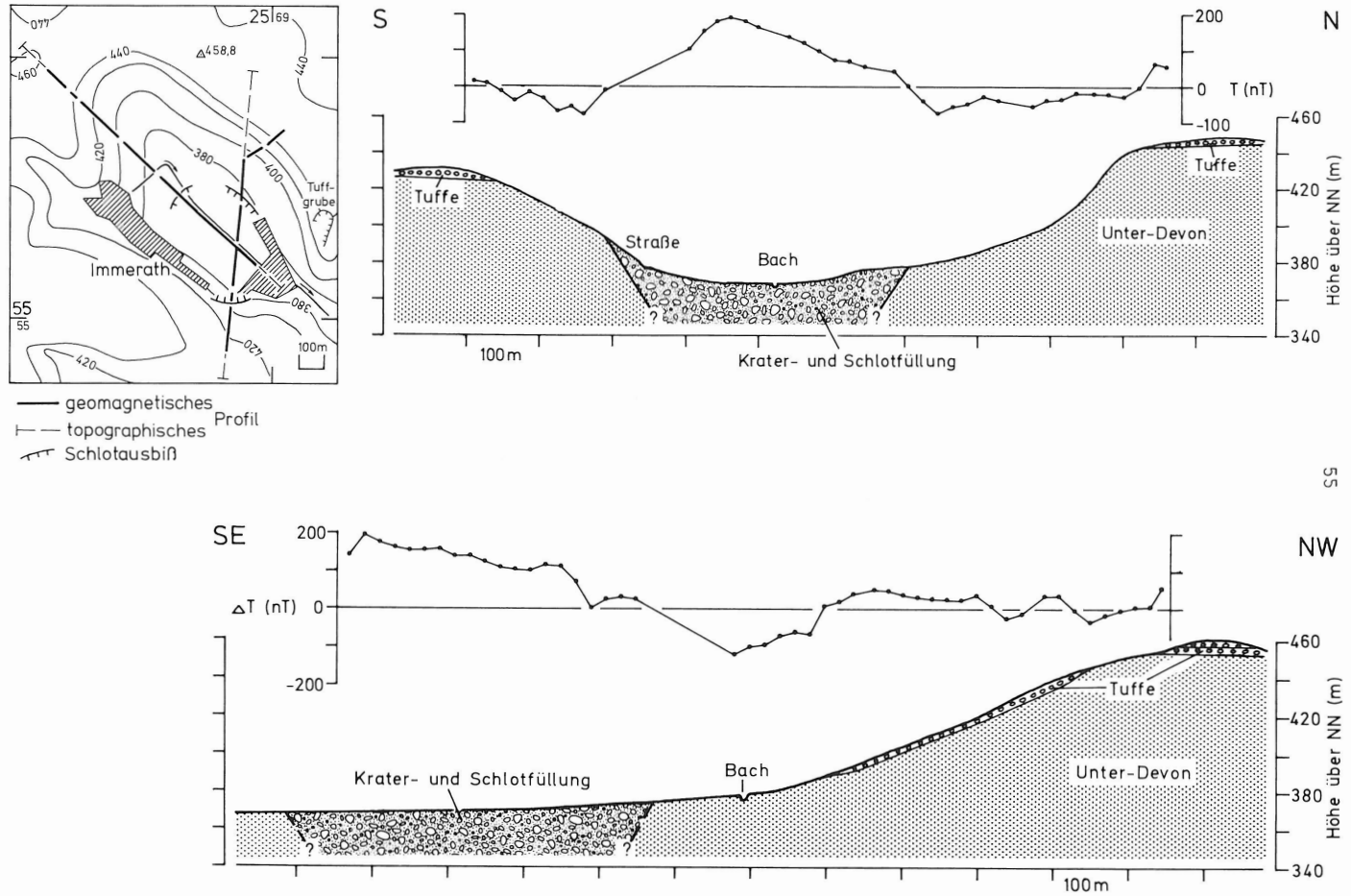


Abb. 6:  $\Delta T$ -Profil über das Immerather Risch mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

Kaltzeit entstanden ist (BÜCHEL & LORENZ 1982). Die beiden geomagnetischen Profile zeigen im Bereich des Kraterbodens und der Tuffwallreste positive Störfelder. Der maximale  $\Delta T$ -Wert (197 nT) tritt im südöstlichen Teil der Kratersohle auf. Hier konnte das Meßprofil wegen der anthropogenen Beeinflussung des Ortes Immerath nicht fortgesetzt werden. Hinsichtlich des exzentrischen Kraters stellt sich die Frage, ob der Schlot im Untergrund des Maares die gleiche Asymmetrie aufweist? Das geomagnetische Profil in der Längsachse des Kraters gibt hierauf nur eine unvollständige Antwort: Etwa in der Mitte des Kraters tritt eine ausgeprägte negative Anomalie auf, die als der positiven Anomalie vorgelagertes Randminimum interpretiert werden kann. Die sich nach NW anschließenden, niedrigen, positiven Störwerte könnten durch geringmächtige Tuffe des Tuffwalls erklärt werden. Es wäre allerdings auch möglich, daß mit den niedrigen, positiven Störwerten im NW-Teil des Immerather Risch sich ein weiteres, morphologisch stark umgeprägtes Maar abzeichnet? Eine ähnliche Kraterasymmetrie weist das südöstlich der Dauner Maargruppe gelegene Maar „Mürmes“ auf. In beiden Fällen sind die Täler, in denen die Maare lokalisiert sind, im Verlauf identisch mit den maximalen topographischen Kraterdurchmessern. In beiden Fällen weist die Längsachse der Krater eine NW–SE-Orientierung auf, eine Richtung, die identisch ist mit der Hauptspannungsrichtung des rezenten und zur Zeit der Vulkaneruption herrschenden Streßfeldes (BAUMANN 1981, BÜCHEL 1984). Der exzentrische Krater könnte dann durch die streßfeldabhängige, asymmetrische Kraterbildung erklärt werden (NAKAMURA 1977), die durch die Talorientierung und möglicherweise morphogenetische Prozesse unterstützt würde.

## 2.5. Oberwinkeler Maar

Das nordwestlich des Immerather Risch lokalisierte Maar von Oberwinkel (Abb. 7) weist einen durchschnittlichen Durchmesser von 1356 m auf. Die Erhaltung von nur noch geringfügigen Volumina des ehemaligen Tuffwalls deutet auf ein relativ hohes Alter hin. In der Tuffgrube am Ostrand des Maares sind etwa 2,5 m mächtige, schlackige Lapillituffe eingelagert (LORENZ & BÜCHEL 1980), die auf eine zwischenzeitliche, durch Lavafontänen charakterisierte Eruptionstätigkeit hinweist. Die positive Anomalie ( $\Delta T = 278$  nT) wird im N, W und E von negativen Störwerten flankiert, die als Randminima zu deuten sind. Der hohe Störwert am E-Ende des E–W-Profiles in Höhe von 284 nT zeichnet Pyroklastika des Tuffwalls nach. Der Gehalt an Schlacken bedingt wahrscheinlich die Höhe der Anomalie. Das Maardiatrem des Oberwinkeler Maares weist somit trotz nachgewiesener Schlackenförderung ein relativ niedriges Störfeld auf (im Gegensatz zu dem östlichen Ukinrek-Maar in Alaska, BÜCHEL 1987). Die Ursache liegt wahrscheinlich in der zwischengeschalteten Schlackenförderung. Bei erneut einsetzender explosiver phreatomagmatischer Tätigkeit ist der eventuell vorhandene kleine Schlackenkegel in den Schlot eingesunken und möglicherweise fragmentiert und teilweise wieder ausgeworfen worden.

## 2.6. Ellscheider Maar

Das Ellscheider Maar liegt in nordnordwestlicher Fortsetzung des Pulvermaar – Strohnher Maar-Vulkansystems. Vor allem im Bereich seines nördlichen und westlichen Kraterandes weist es noch Reste eines Tuffwalls auf. Das entlang eines NNE–SSW-Profiles im Rahmen eines geophysikalischen Geländepraktikums im Sommer 1982 vermessene und ausgewertete NNE–SSW-Profil (Abb. 8) zeigt eine positive Anomalie mit einem maximalen  $\Delta T$ -Wert von 207 nT. Das nördlich vorgelagerte Randminimum wird in seiner „Intensität“ durch vermutlich soliflukktiv umgelagerte Tuffe abgeschwächt. Der nördliche, wahrscheinlich etwa 10 m mächtige Tuffwall weist ein positives Störfeld von maximal 110 nT auf.

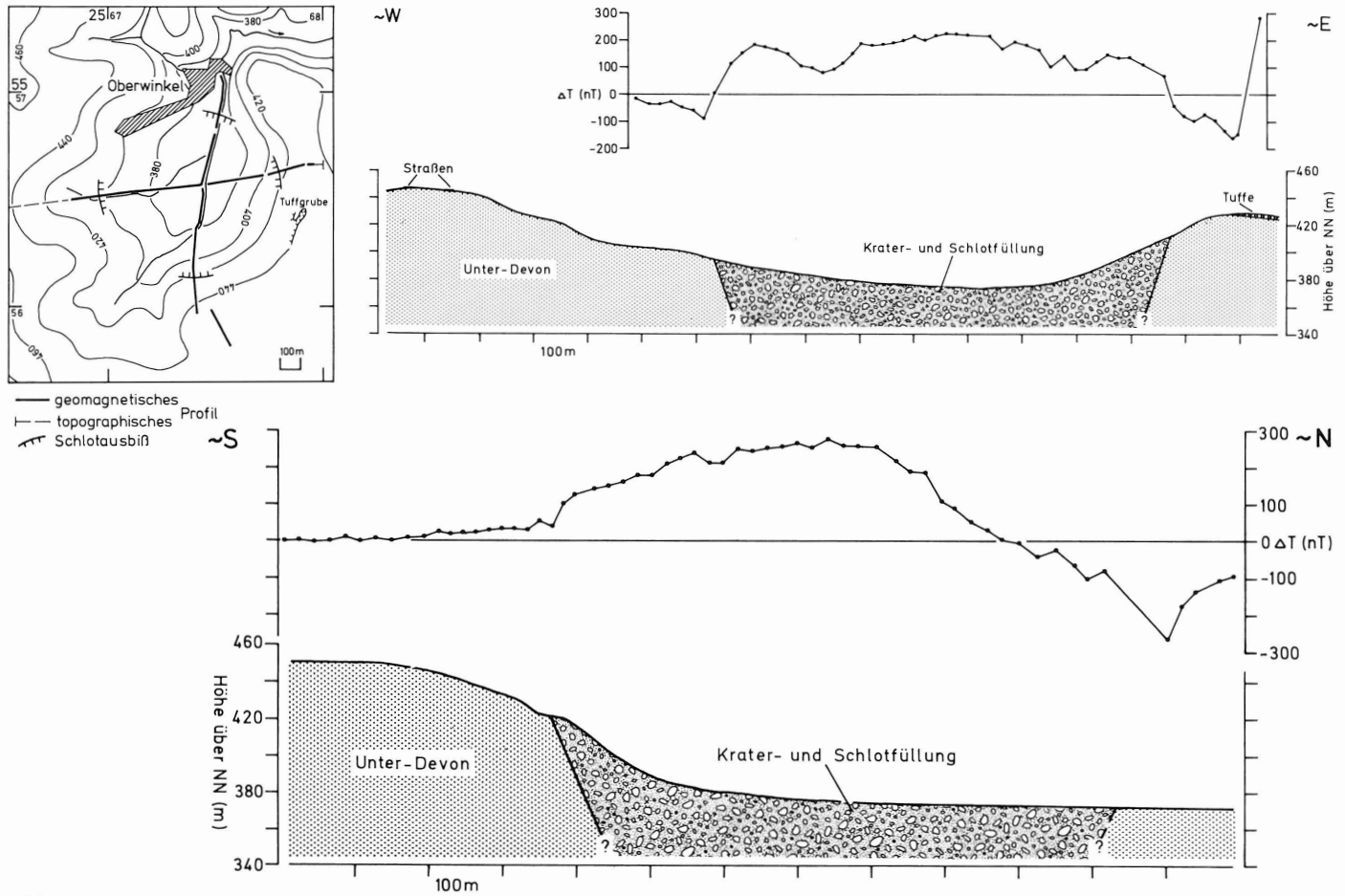


Abb. 7:  $\Delta T$ -Profile über das Oberwinkeler Maar mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

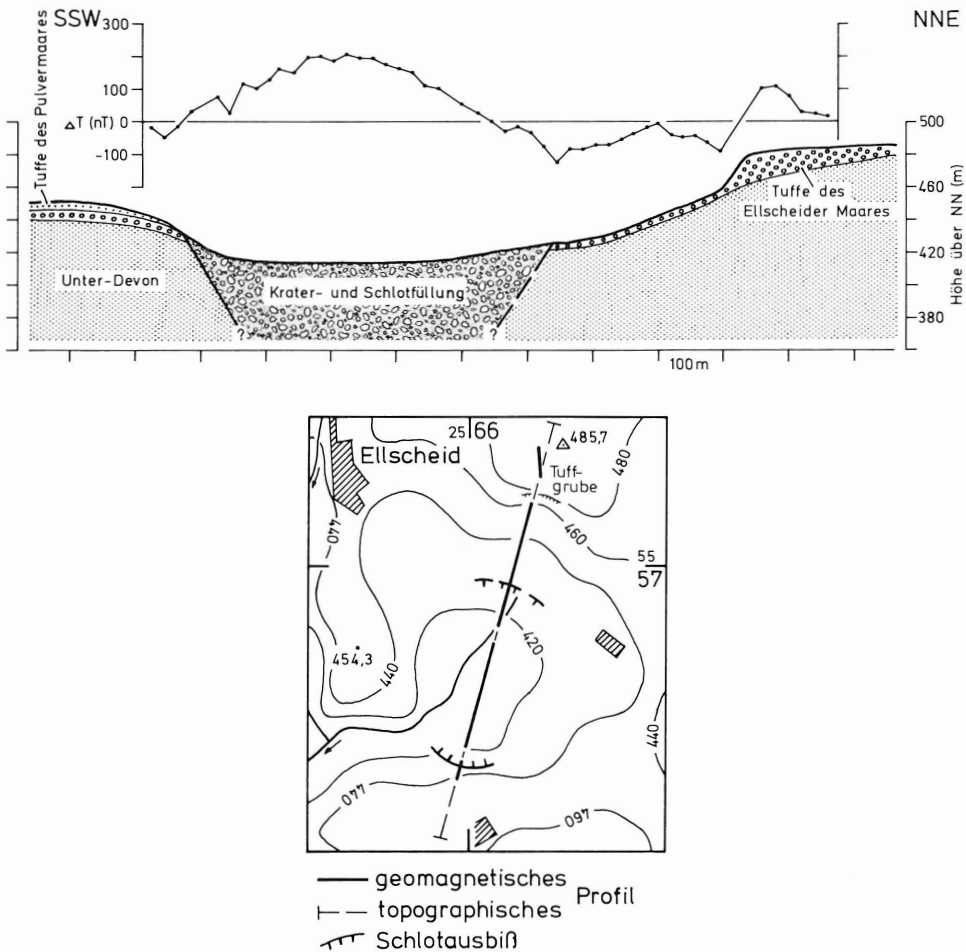


Abb. 8:  $\Delta T$ -Profil über das Ellscheider Maar mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

### 2.7. Geeser Maar

Das im Durchmesser 1168 m große Geeser Maar liegt in einem tief eingeschnittenen Seitental der Kyll (Abb. 9). Im südlichen Kraterboden ist eine sich im Abbau befindende Tuffgrube lokalisiert. Tuffaufschlüsse im Krater existieren sonst nur noch beim vermutlich tertiären Elfenmaar (BÜCHEL 1984). Die aufgeschlossenen Pyroklastika bestehen aus mindestens 15 m mächtigen, überwiegend schwarzen, schlackigen Lapillituffen mit einzelnen Wurf-schlacken-lagen. Im unteren Teil der Abfolge schalten sich zunehmend phreatomagmatisch beeinflusste Tuffhorizonte mit rundlichen, blasenarmen Lapilli und Fragmenten devonischer Gesteine ein. Es handelt sich folglich um ein Maar mit finaler Schlackenförderung, ähnlich dem Brücker Maar (BÜCHEL 1987). Diskordant über den Schlacken folgen umgelagerte Aschenlapillituffe und rosafarbene, massige Aschentuffe. Die in den Pyroklastika zahlreich auftretenden Lherzolithknollen scheinen zum Hangenden hin häufiger eingelagert zu sein (ausgenommen die

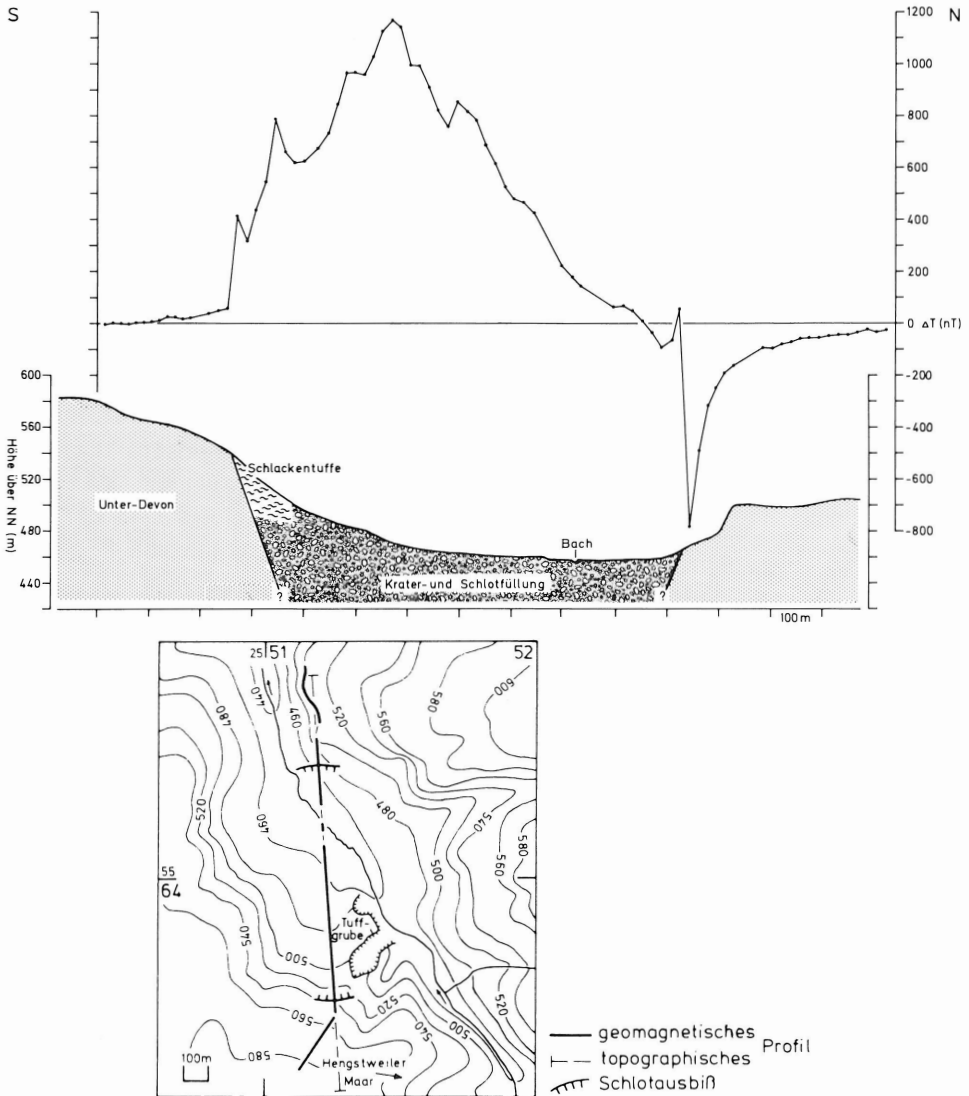


Abb. 9:  $\Delta T$ -Profil über das Geeser Maar mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

umgelagerte Tuffserie im obersten Teil der Abfolge). Das bereits von GREINER & KRÄMER (1972) magnetisch vermessene Maar weist in dem zusätzlich vermessenen N-S-Profil (Abb. 9) eine sehr hohe positive Anomalie auf ( $\Delta T = 1169 \text{ nT}$ ). Das scharf begrenzte Randminimum im Norden der Anomalie ( $\Delta T = 785 \text{ nT}$ ) nähert sich mit zunehmender Entfernung asymptotisch dem ausgeglichenen Feld. Die Höhe der Anomalie und die steilen Randgradienten sind auf Schlacken zurückzuführen, die teilweise in der Tuffgrube am Südrand aufgeschlossen sind. Der Bereich der maximalen Störwerte zeichnet den zugehörigen Schlackenkegel im Maar-diatrem nach.

### 2.8. Laach-Maar

Das von SCHÄFER (1977) geomagnetisch vermessene und von MERTES (1983) beschriebene Laach-Maar liegt im NW-Teil der Vulkanzone unmittelbar nordwestlich Steffeln (Abb. 10). Die geomagnetischen Vergleichsprofile sind durch eine positive, maximal 454 nT hohe Anomalie gekennzeichnet. Die innerhalb des Kraters abgeteuften Bohrungen förderten bis zur jeweiligen Endteufe (Pegel 1, 2 und 3  $\hat{=}$  25 m, Brunnen  $\hat{=}$  40,5 m, Bohrarchiv des Geologischen Landesamtes Rheinland-Pfalz, Mainz) Spülproben in Form von Tuffen. Das N-S-Profil zeigt im nördlichen Bereich des Maarbodens negative Störwerte. Sie lassen sich entweder durch Magnetisierungsunterschiede innerhalb des Störkörpers erklären, z. B. gering magnetisierte Bachsedimente des Tiefenbaches, oder deuten auf Randbrüche im Krater hin (s. Abb. 10, zweite Interpretationsmöglichkeit). Das am Nordrand der Anomalie auftretende, eng begrenzte Minimum in Höhe von  $-426$  nT kann als Randminimum gedeutet werden.

### 2.9. Duppacher Weiher

Das Maar ist in die östliche Talflanke des Oos-Baches eingesenkt (Abb. 11). Auf der NE-Seite des 853 m großen Kraters sind etwa 4,5 m mächtige Tuffe aufgeschlossen. Die geomagnetischen Profile zeichnen die Krater- und Schlotfüllung deutlich mit einem positiven Störfeld nach. Das E-W-Profil fällt durch seinen asymmetrischen Verlauf auf. Der hohe Gradient und die relativ hohe positive Anomalie am Ostrand des Kraterbodens mit einem maximalen  $\Delta T$ -Wert von 334 nT kennzeichnen deutlich die östliche Begrenzung der Anomalie. Nach Westen hin sinkt das Störfeld kontinuierlich bis auf Werte, die etwa dem ausgeglichenen Feld entsprechen. In diesem Bereich war der Oos-Bach wesentlich an der Verfüllung des Kraters beteiligt und hat möglicherweise Material geringer Suszeptibilität in den westlichen Kraterteil hineintransportiert.

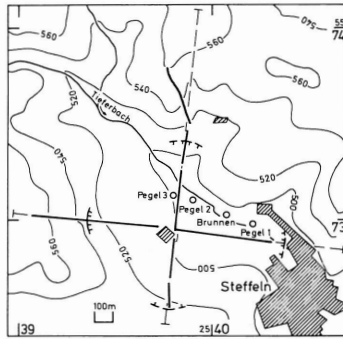
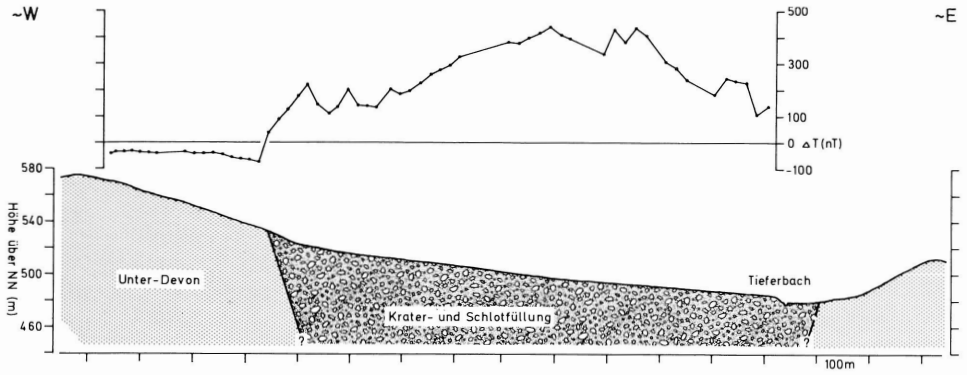
### 2.10. Duppacher Maar

Das im Durchmesser 946 m große Duppacher Maar gehört zu den „älteren“ Maaren der Westeifel. Der ehemalige Tuffwall ist bereits vollständig erodiert. Am SE-Rand befindet sich ein ebenfalls stark erodierter Schackenkegel (Abb. 12), dessen zeitliche Entstehung im Bezug zum Maar unklar ist. Möglicherweise bilden die beiden Vulkane ein etwa zeitgleich entstandenes Vulkansystem. In den beiden geomagnetischen Profilen zeichnet sich die Krater- und Schlotfüllung durch eine maximal 432 nT hohe, positive Anomalie aus. Die Ränder sind durch hohe Gradienten charakterisiert und lassen sich damit eindeutig kartieren. Das im Verhältnis zur Höhe der positiven Anomalie äußerst niedrige, scharf begrenzte Randminimum am N-Rand ( $\Delta T = -747$  nT) gleicht sich nach Norden hin, ähnlich dem Ast einer Hyperbel, dem ausgeglichenen Feld an.

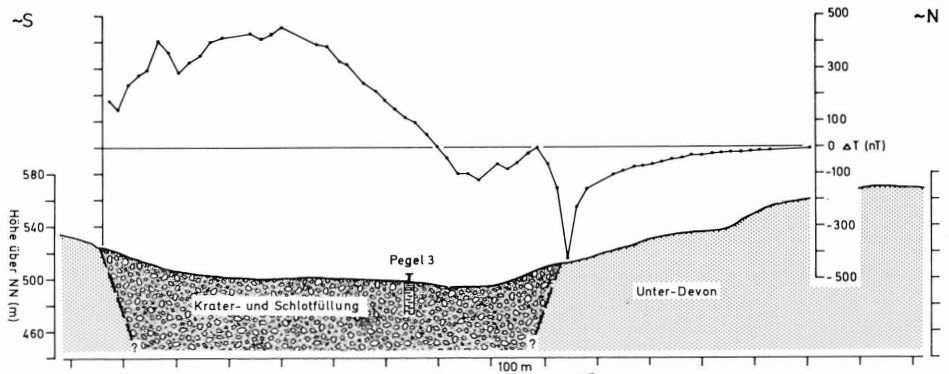
## 3. Synthese

Die magnetischen Anomalien der 11 vermessenen Trockenmaare betragen durchschnittlich ca. 360 nT. Bei Ausschluß der äußerst hohen Anomalie des Geeser Maares (1169 nT) liegt der durchschnittliche Wert sogar nur bei ca. 280 nT. Im Vergleich dazu betragen die Störfelder der 15 magnetisch nachgewiesenen neuen Maare (BÜCHEL 1987) durchschnittlich etwa 700 nT und die der jungen Maare mit Kraterseen ca. 400 nT.

Zwei Faktoren bestimmen im wesentlichen die Höhe der Anomalien: 1. Falls Schlackenkegel am Maarboden des ursprünglichen Kraters oder gangförmige Rundintrusionen im Maardiatrem auftreten, sind hochwertige magnetische Störfelder vorhanden (BÜCHEL 1987). Das beste Beispiel für finale Schlackenförderung stellt das Geeser Maar dar. Hier dürfte das vorhandene Kluftwasser im Bereich der Förderspalte des Maares gegen Ende der Aktivität



— geomagnetisches Profil — topographisches Pr.  
 Schlotausbiß o Bohrung



zweite Interpretationsmöglichkeit

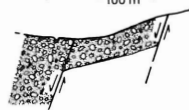


Abb. 10:  $\Delta T$ -Profile über das Laach-Maar mit geologischer Interpretation und Lageskizze.



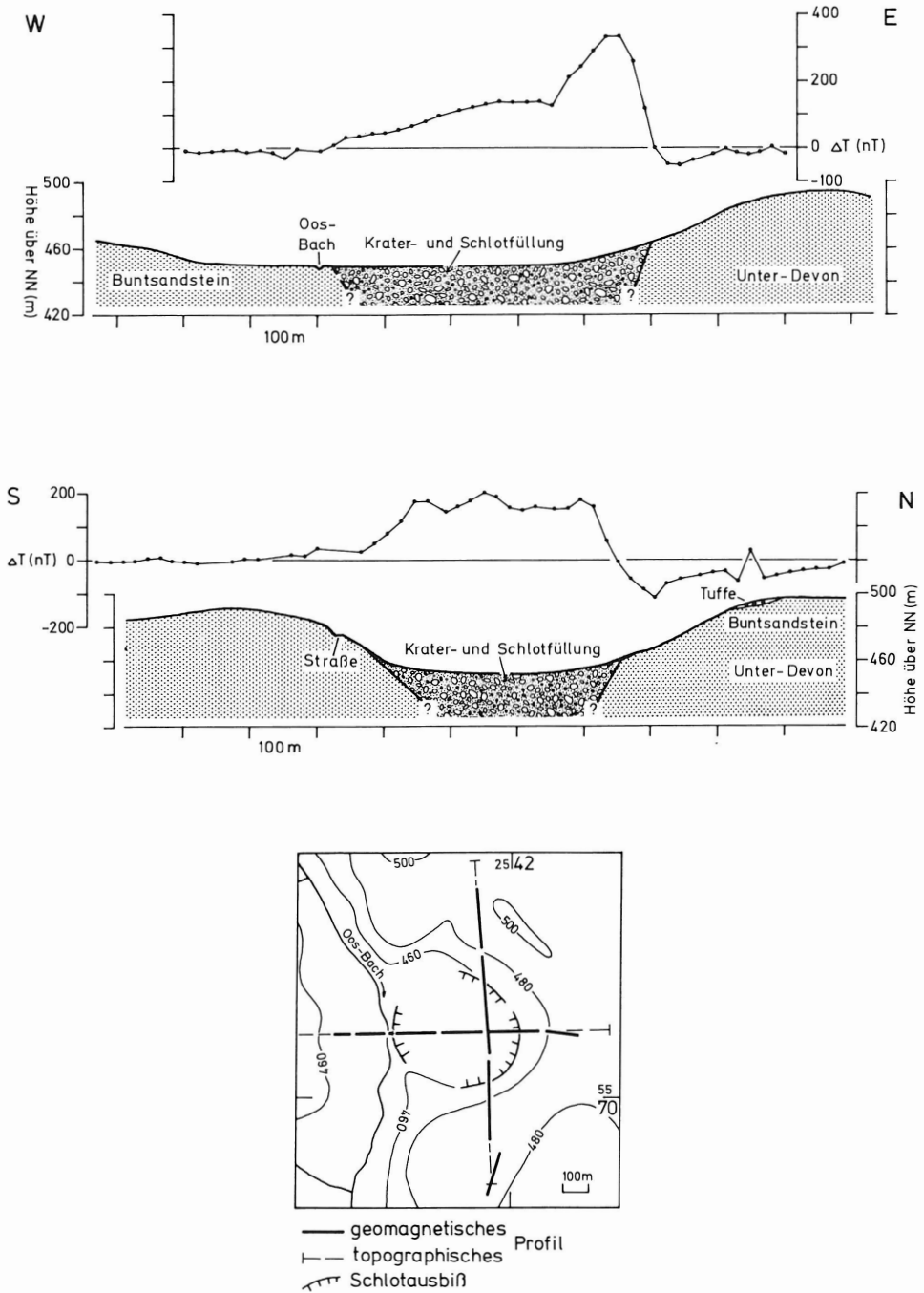


Abb. 11:  $\Delta T$ -Profile über den Duppacher Weiher mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

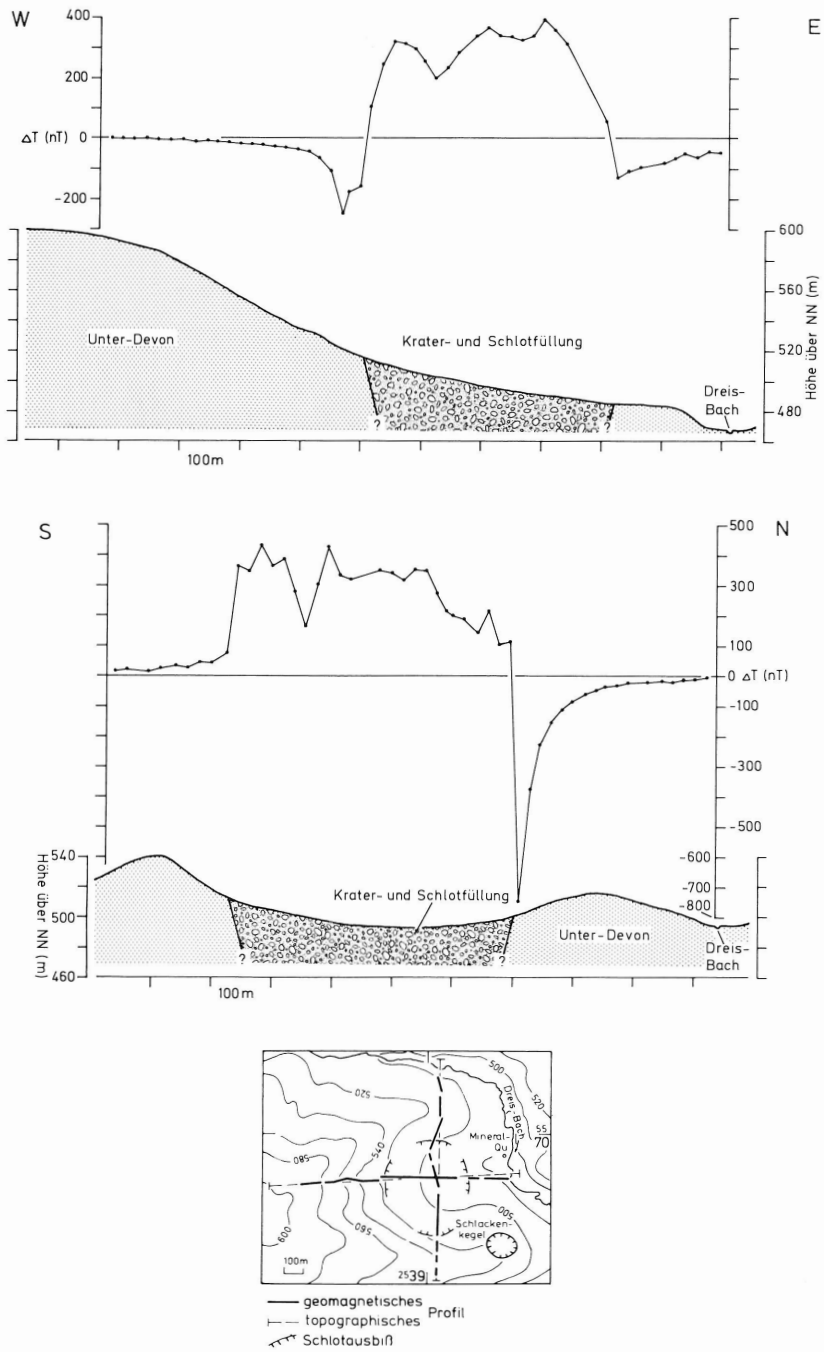


Abb. 12:  $\Delta T$ -Profile über das Duppacher Maar mit geologischer Interpretation und Lageskizze.

aufgebraucht oder der Zufluß unterbrochen worden sein. Als Folge davon hörten die phreatomagmatischen Eruptionen abrupt auf, und Magma konnte im Verlauf der noch geringzeitig fortdauernden Aktivität unbeeinflußt im Förderschlot des Diatremes zum Kraterboden an die Erdoberfläche gelangen, in normalen Schlackenfontänen austreten und so einen kleinen Schlackenkegel im Maar bilden. Die in-situ-Abkühlung der Schlacken unter die Curie-Temperatur läßt die remanente Magnetisierung neben der induzierten Magnetisierung als den Hauptverursacher für das hohe magnetische Störfeld in Höhe von 1169 nT erscheinen.

Für die 439 nT hohe konzentrische Anomalie im Mosbrucher Maar dürfte ebenfalls ein kleiner Schlackenkegel verantwortlich sein, der allerdings wegen des wesentlich jüngeren Alters dieses Maares gegenüber dem Geeser Maar von einer mächtigen Sequenz aus niedrig magnetisierten Kratersedimenten überdeckt ist. Unter der Annahme, daß die ursprüngliche Kratertiefe bei Maaren einem Fünftel des Durchmessers entspricht, dürfte sich dann unter dem Kraterboden noch eine Sequenz von ca. 200 m mächtigen Kratersedimenten (Seesedimente, Schutt, Torf und Mudde) befinden.

2. Da das Maardiatrem neben Schlackenkegel und Diatremintrusionen der wesentliche Verursacher der magnetischen Störfelder ist, sind die magnetischen Anomalien umso höher, je mehr von der viel geringer magnetisierten, posteruptiven Kraterfüllung abgetragen wurde (Entwicklungsstadium E, Abb. 1). Dies ist wahrscheinlich beim Laach-Maar (454 nT) und dem Duppacher Maar (432 nT) der Fall. Bei diesen Vulkanen sind die Tuffwälle, mit Ausnahme der Laach-Maar-Tuffe, die von den Schlacken des benachbarten Schlackenkegels „Steffelner Kopf“ konserviert wurden (MERTES & SCHMINCKE 1983), komplett erodiert und somit wahrscheinlich auch ein großer Teil der Kraterfüllung (Entwicklungsstadium D und E, Abb. 1). Die Anomalien dieser Maare weisen ebenfalls hohe Randgradienten im Bereich ihrer Maardiatremränder (an die Erdoberfläche hinaufprojizierte Ränder der Schlotte) auf und sind gekennzeichnet durch ausgeprägte Randminima an den Nord- und abgeschwächt an den Ost- und Westrändern.

Alle übrigen vermessenen Maare weisen entsprechend dem Fehlen von finalen Schlackenförderphasen und Schlotintrusionen und entsprechend ihren noch mächtigen Kratersedimentpaketen aufgrund ihres relativ jungen Alters niedrige magnetische Störfelder auf (Dürres Maar 63 nT, Hitsche 106 nT, westliches Booser Maar 255 nT, Immenrather Risch 197 nT, Oberwinkeler Maar 278 nT, Ellscheider Maar 207 nT, Duppacher Weiher 334 nT). Die hinaufprojizierten Diatremränder sind von gering magnetisiertem Hang-und/oder Solifluktionsschutt überlagert (Entwicklungsstadium B bis D, Abb. 1) und zeichnen sich nur als niedrige Anomalien mit geringen Gradienten ab.

### Schriften

- BAUMANN, H. (1981): Regional stress field and rifting in Western Europe. – *Tectonophysics*, **73**, S. 105-111, 2 Fig., 1 Tab., Amsterdam.
- BÜCHEL, G. (1984): Die Maare im Vulkanfeld der Westeifel, ihr geophysikalischer Nachweis, ihr Alter und ihre Beziehung zur Tektonik der Erdkruste. – Diss., 385 S., 196 Abb., 18 Tab., Mainz. – [unveröff.]
- (1987): Geophysik der Eifel-Maare. I: Erkundung neuer Maare im Vulkanfeld der Eifel mit Hilfe geomagnetischer Untersuchungen. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **16**, S. 227-274, 36 Abb., Mainz.
- BÜCHEL, G. & CHRISTENSEN, U. & JACOBY, W. & RITZERT, M. & WOLTERS, B. (1988): Gravimetrische Untersuchungen im Bereich des Kelberger Hochs (Hocheifel). – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **17**, S. 377-387, 3 Abb., Mainz.

- BÜCHEL, G. & LORENZ, V. (1982): Zum Alter des Maarvulkanismus der Westeifel. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **163**, S. 1-22, 4 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- BÜCHEL, G. & MERTES, H. (1982): Die Eruptionszentren des Westeifel-Vulkanfeldes. – Z. deutsch. geol. Ges., **133**, S. 409-429, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart.
- GREINER, G. & KRÄMER, F. (1972): Nachweis eines neuen Maares südöstlich von Gees (Westeifel) durch erdmagnetische Messungen. – Aufschluß, **23**, S. 181-185, 4 Abb., Göttingen.
- HAVERKAMP, B. (1984): Paläomagnetische Messungen an den Sedimentkernen der Bohrung B4 im Meerfelder Maar. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **65**, S. 21-28, 4 Abb., Frankfurt am Main.
- LORENZ, V. (1973): On the formation of maars. – Bull. vulcanol., **37**, S. 183-204, 6 Abb., Napoli/Italien.
- (1985): Maars and diatremes of phreatomagmatic origin: a review. – Trans. geol. Soc. S.-Africa. – Spec. issue, **88**, S. 459-470, 17 Fig., Johannesburg.
- (1986): On the growth of maars and diatremes and its relevance to the formation of tuff rings. – Bull. Volcanol., **48**, S. 265-274, 9 Abb., New York/N. Y.
- LORENZ, V. & BÜCHEL, G. (1980): Zur Vulkanologie der Maare und Schlackenkegel der Westeifel. – Mitt. Pollichia, **68**, S. 29-100, 58 Abb., Bad Dürkheim/Pfalz.
- MERTES, H. (1983): Aufbau und Genese des Westeifeler Vulkanfeldes. – Bochumer geol. geotechn. Arb., **9**, 415 S., 104 Abb., 42 Tab., Bochum.
- MERTES, H. & SCHMINCKE, H.-U. (1983): Age Distribution of Volcanoes in the West-Eifel. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **166**, S. 260-293, 8 Fig., 5 Tab., Stuttgart.
- NAKAMURA, K. (1977): Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation – principle and proposal. – J. Volcanol. Geotherm. Res., **2**, S. 1-16, Amsterdam.
- SCHÄFER, M. (1977): Geomagnetische und geologische Untersuchungen an quartären Vulkanbauten in der Umgebung von Steffeln. Dipl.-Arb., 100 S., Heidelberg. – [unveröff.].
- STACHEL, T. (1987): Tertiäre und Quartäre Vulkanite im Raum Döttingen-Boos (Hocheifel). Eine geologische, geophysikalische und petrographische Beschreibung. Dipl.-Arb., 103 S., 36 Abb., 1 Anl., Mainz. – [unveröff.].
- STRAKA, H. (1975): Die spätquartäre Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel. Pollenanalytische Untersuchungen an vermoorten Maaren. – Beitr. Landespfl. Rheinl.-Pfalz, Beih., **3**, S. 1-163, Oppenheim.
- WOOD, C. A. (1974): Reconnaissance geophysics and geology of the Pinacate Craters, Sonora, Mexico. – Bull. vulcanol., **38**, S. 149-172, 14 Abb., 1 Tab., Napoli/Italien.

Anschrift des Autors: Dr. GEORG BÜCHEL, Institut für Geowissenschaften,  
Johannes Gutenberg-Universität, Saarstraße 21, D-6500 Mainz.

Manuskript eingegangen am 19. I. 1988