

BAYERISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN
MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

SITZUNGSBERICHTE

JAHRGANG

1971

MÜNCHEN 1972

VERLAG DER BAYERISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN

In Kommission bei der C. H. Beck'schen Verlagsbuchhandlung München

Bestimmung der Intensität des erdmagnetischen Feldes aus Messungen der thermoremanenten Magnetisierung von rezenten Laven des Ätna (Sizilien)

Von G. Angenheister, N. Petersen und Chr. Schweitzer

Institut für Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität
München

Vorgelegt am 11. Dezember 1970

Einleitung

Die Idee, die Intensität des erdmagnetischen Feldes in der Vergangenheit (Paläointensität) aus der natürlichen, thermoremanenten Magnetisierung von Laven abzuleiten, wurde zuerst von Königsberger (1938) und Thellier (1938) diskutiert. Sie stützt sich auf eine Beobachtung, nach der die Intensität der thermoremanenten Magnetisierung in Gesteinen proportional dem äußeren Magnetfeld ist, solange dieses Feld kleiner ist als ein kritischer Wert (Nagata 1961). Dieser kritische Wert ist abhängig vom Mineral-Bestand des Gesteins und ist bei basaltischen Gesteinen etwa gleich 1 Oe. Das heißt also, daß wir eine Proportionalität zwischen der Thermoremanenz und dem erdmagnetischen Feld annehmen dürfen, wenn das Erdfeld zur Zeit der Entstehung der Magnetisierung nicht viel größer als 1 Oe war.

Sämtliche Methoden zur Bestimmung der Paläointensitäten basieren auf dieser Proportionalität zwischen Thermoremanenz TRM und äußerem Magnetfeld H :

$$TRM = a \cdot H \quad (1a).$$

Ist die natürliche Remanenz NRM eines Gesteins eine TRM , so gilt dementsprechend

$$NRM = a \cdot F \quad (1b),$$

wobei F das erdmagnetische Feld zur Zeit der Abkühlung des Gesteins am Fundort ist. Kennt man also von einem Gestein die

NRM und die in einem bekannten Magnetfeld H_k künstlich erzeugte TRM , so erhält man die Intensität des damaligen, die NRM erzeugenden Erdfeldes F (also die Paläointensität) aus dem Verhältnis

$$\frac{NRM}{TRM} = \frac{F}{H_k} \quad (2).$$

Diese einfache Methode versagt, wenn die ehemalige NRM im Laufe der Zeit verändert wurde. Die Methode versagt aber auch, wenn beim Erhitzen zur Erzeugung der künstlichen Thermoremanenz die Probe verändert wird. Die Erfahrung lehrt, daß die ferrimagnetischen Erzkörner als Träger der Thermoremanenz in Gesteinen durch Erhitzen insbesondere in sauerstoffreicher Atmosphäre leicht verändert werden können.

Ziel dieser Arbeit ist es, Kriterien zu erarbeiten, mit Hilfe derer entschieden werden kann, ob die oben geschilderte Methode anwendbar ist. Hierzu wurden Proben rezenter Laven des Ätna verwendet, da für diese das Erdfeld F zur Zeit der Laven-Förderung von vornherein bekannt ist.

Kurzer Überblick über die zur Zeit hauptsächlich angewandten Verfahren zur Bestimmung der Paläointensitäten

Das am häufigsten angewandte Verfahren stammt von Thellier (1938). Es beruht auf dem Additionsgesetz für partielle, thermoremanente Magnetisierungen $PTRM$. Thellier (1938) hatte gezeigt, daß bei vielen Gesteinen die totale thermoremanente Magnetisierung TRM , erworben während des Abkühlens von der Curie-Temperatur bis zur Zimmertemperatur, gleich der Summe der partiellen Thermoremanenzen $PTRM$, erworben bei der Abkühlung in aufeinander folgende Temperatur-Intervalle zwischen Curie-Temperatur und Zimmertemperatur, ist. Weiterhin macht Thellier bei seiner Methode von einer Eigenschaft der partiellen Thermoremanenz $PTRM$ Gebrauch, nach der auch der lineare Zusammenhang zwischen einer bestimmten $PTRM$ und dem äußeren Feld H_k gegeben ist durch:

$$PTRM = a \cdot H_k \quad (3).$$

Das Verfahren ist folgendes:

Die Probe wird durch Erwärmung auf eine nicht zu hohe Temperatur (unterhalb der Curie-Temperatur) und anschließende Abkühlung im Nullfeld partiell abmagnetisiert. Dieser Vorgang des partiellen Abmagnetisierens wird fortgesetzt mit schrittweise steigenden Temperaturen bis zur Curie-Temperatur. Anschließend wird die Probe in dem umgekehrten Vorgang durch partielles Aufmagnetisieren in den entsprechenden Temperatur-Intervallen in einem bekannten Feld H_k schrittweise wieder magnetisiert. Bei einer idealen Probe ergibt sich nach dem oben Gesagten ein linearer Zusammenhang zwischen der partiell abmagnetisierten NRM ($PNRM\downarrow$) und der bei Wiedererhitzung im Temperatur-Intervall zwischen 0°C und T neu erworbenen $PTRM\uparrow$. Dieser Zusammenhang läßt sich folgendermaßen formulieren:

$$PNRM(T)\downarrow + \frac{F}{H_k} \cdot PTRM(T)\uparrow = \text{const} = NRM \quad (4).$$

Daraus läßt sich der Wert der Paläointensität F leicht berechnen. Der Hauptnachteil dieser Methode ist folgender: Wenn die Probe wiederholt aufgeheizt wird, können die ferrimagnetischen Erzkomponenten verändert werden. Allerdings werden derartige Veränderungen durch unvollständige Proportionalität zwischen TRM und NRM erkennbar. Es wurden daher Modifikationen der Methode von Thellier entwickelt, bei denen die Probe nur einmal bis zur Curie-Temperatur aufgeheizt werden muß (Wilson 1961, Briden 1966, McElhinny und Evans 1968). Die Methode von McElhinny und Evans scheint dabei am besten geeignet zu sein, Veränderungen der Erzkomponente während des Aufheizens erkennbar zu machen. Bei der Methode von Wilson wird die Magnetisierung der Probe bei verschiedenen Temperaturen bis zur Curie-Temperatur gemessen und die Temperatur-Abhängigkeit der NRM mit der TRM verglichen.

Bei allen diesen Methoden wird jedoch vorausgesetzt, daß es sich bei der zu analysierenden Magnetisierung um eine Thermo-remanenz handelt. Es wird dabei nicht getestet, ob sich die ursprüngliche TRM im Lauf der Zeit verändert hat, ob z. B. an ihre Stelle eine chemische Remanenz CRM getreten ist. Die Pro-

blematik erkennen wir am besten in dem Fall, bei dem die gesamte ursprüngliche *TRM* durch eine *CRM* ersetzt ist. Da die physikalischen Parameter einer chemischen Remanenz und deren Variationen denen einer Thermoremanenz ähnlich sind (Creer und Petersen 1969), braucht sich an der Linearität der Beziehung (4) nichts zu ändern; jedoch hat der damit bestimmte Wert der Paläointensität nichts mehr mit dem ursprünglichen zu tun, da erstens der Proportionalitäts-Faktor a der Beziehungen (1a) und (1b) nicht mehr der gleiche ist und zweitens der Zeitpunkt (oder das Zeitintervall) der Entstehung der *CRM* unbekannt ist.

Die Ausbildung einer „chemischen Remanenz“ in basaltischen Gesteinen

Die ferrimagnetischen Mineralkomponenten in basaltischen Gesteinen sind Eisen-Titan-Oxyde, Glieder des ternären Systems $\text{FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—TiO}_2$. Nach Carmichael und Nicholls (1967), besteht die primäre Erzkomponente in basaltischen Gesteinen aus Gliedern der Titanomagnetit-Mischreihe (Magnetit Fe_3O_4 -Ulvöspinell Fe_2TiO_4) mit einem Gehalt an Ulvöspinell zwischen 50 und 80 mol%, koexistierend mit Gliedern der Ilmenit-Hämatit-Mischreihe mit einem Ilmenit-Gehalt zwischen 80 und 99 mol%. Da die Curie-Temperaturen dieser Hämoilmenite weit unterhalb 0°C liegen, sind für die folgenden Betrachtungen nur die Titanomagnetite zu diskutieren. Die Curie-Temperaturen für den oben benannten Bereich der Titanomagnetite liegen zwischen 300 und 0°C . Nach zahlreichen Messungen sind jedoch die Curie-Temperaturen vieler Laven, Basalte oder Gabbros größer, nämlich zwischen 500 und 700°C . Nach Carmichael und Nicholls (1967) ist das ein Zeichen dafür, daß sich die Titanomagnetite nachträglich, nach Deposition des Gesteins, durch Oxydation verändert haben. Eine derartige Oxydation ist nach Verhoogen (1962) wahrscheinlich, da die Titanomagnetite bei tiefen Temperaturen nur mit einem außerordentlich niedrigen Sauerstoff-Partialdruck im Gleichgewicht sind. Tabelle I gibt die Werte für 20 und 422°C .

Tabelle I. Gleichgewichts-Sauerstoff-Partialdruck für Ulvöspinell und Magnetit (nach Verhoogen 1962)

T(°C)	Ulvöspinell	Magnetit
20	10^{-80} atm	10^{-68} atm
422	10^{-25} atm	10^{-21} atm

Besonders bei Laven, bei denen der Sauerstoff der Luft Zutritt zu den Erzmineralien hat, werden also die Titanomagnetite leicht oxydiert und somit die Eigenschaften des magnetischen Materials verändert. Findet diese subsequeute Oxydation bei verhältnismäßig niederen Temperaturen – also unterhalb der Curie-Temperatur der ferrimagnetischen Mineralkomponente – statt, so erwirbt das Gestein eine besondere Art der Remanenz, eine sog. chemische Remanenz, die sich der thermoremanenten Magnetisierung überlagert. Diese chemische Remanenz verhält sich hinsichtlich der Intensität und Stabilität ähnlich wie die thermoremanente und ist deshalb mit den üblichen Methoden des „magnetic cleaning“ (Wechselfeld und thermische Entmagnetisierung) nicht zu entfernen.

Besitzt nun eine Gesteinsprobe, die zur Bestimmung der Paläointensität herangezogen wird, zusätzlich zur thermoremanenten Magnetisierung eine chemische Remanenz, so wird das Verhältnis NRM/TRM der Gl. (2) unkontrollierbar verzerrt und der berechnete Wert F der Paläointensität ist somit falsch. Wie Buddington und Lindsley (1964) gezeigt haben, sind subsequeute Veränderungen der ferrimagnetischen Mineralkomponente auf Grund „interner Oxydation“ auch bei Intrusionen und Gabbros die Regel.

Ungeachtet dieser Problematik sind zahlreiche Bestimmungen der Paläointensitäten an basaltischen Gesteinen unterschiedlichsten Alters versucht worden (Smith 1967, Schwarz und Syman 1968, Nagata 1963, McElhinny und Evans 1968) mit dem Ergebnis, daß vor allem bei älteren Gesteinen die gemessenen Paläointensitäten gleichaltriger Gesteine sich stark voneinander unterscheiden. Da, wie im vorigen Kapitel bereits gezeigt wurde, die Methoden zur Bestimmung der Paläointensität selbst keine Möglichkeit zur Auffindung einer eventuell vorhandenen CRM lie-

fern, müssen wir also versuchen davon unabhängig Kriterien zu finden, die Auskunft darüber geben.

Zu diesem Zweck wurden rezente Laven des Ätna studiert, von denen die Intensität des Magnetfeldes, in dem sie abgekühlt waren, bekannt ist. Diese Lavaproben wurden so ausgewählt, daß die Variation der ferrimagnetischen Erzkomponente von Probe zu Probe möglichst groß war. Die Intensität des erdmagnetischen Feldes wurde dann mit einer Methode bestimmt, die ähnlich der von Wilson (1961) ist. Die so bestimmten Intensitäten wurden mit verschiedenen physikalischen Größen (z. B. Curie-Temperaturen etc.) und den Ergebnissen der Untersuchung mit dem Erzmikroskop verglichen, um auf diese Weise Charakteristika herauszufinden, die für solche Proben typisch sind, die falsche bzw. richtige Werte liefern.

Proben und Probenentnahme

Von 5 rezenten Lavaströmen wurden Proben entnommen. Nach Rittmann (1963) sind die rezenten Laven des Ätna Grenztypen zwischen Basalten, Andesiten und Nephelin-Tephriten. Petrologische Untersuchungen an verschiedenen rezenten Laven wurden außerdem von Tanguy (1966, 1968) durchgeführt. Nach seinen Untersuchungen handelt es sich dabei um tephritische Trachybasalte. Zuerst hat Chevallier (1925) die Remanenz rezenter und älterer Laven des Ätna gemessen – jedoch nicht mit dem Ziel, Paläointensitäten zu bestimmen. Zeller und Bolfa (1964) hatten verschiedene rezente Laven untersucht und gefunden, daß die ferrimagnetische Mineralkomponente Titanomagnetit ist. Eine detaillierte Beschreibung der Petrologie und Petrochemie der hier behandelten Proben wird gegenwärtig von Rittmann und Mitarbeiter bearbeitet und an anderer Stelle veröffentlicht. Die Abb. 1 zeigt eine Karte des Ätna mit den Orten der Probenentnahme. Die Proben, die für die vorliegende Arbeit ausgewählt wurden, stammen von zwei verschiedenen Lavaströmen:

1. Lavastrom von 1910:

Dieser Strom wird mehrmals von der Straße zum Gipfel des Ätna etwa 5 km nördlich von Nicolosi gekreuzt und ist mehr-



Abb. 1. Der Ätna und seine Umgebung. Die Kreuze bezeichnen die Lokalitäten der Probenentnahme

fach an der Straße aufgeschlossen. Die Lage der Proben in den einzelnen Aufschlüssen ist in Abb. 2 a, b, c gezeigt. Die Bezeichnung der Proben dieses Lavastromes ist im folgenden A 1, 2, 3 . . .

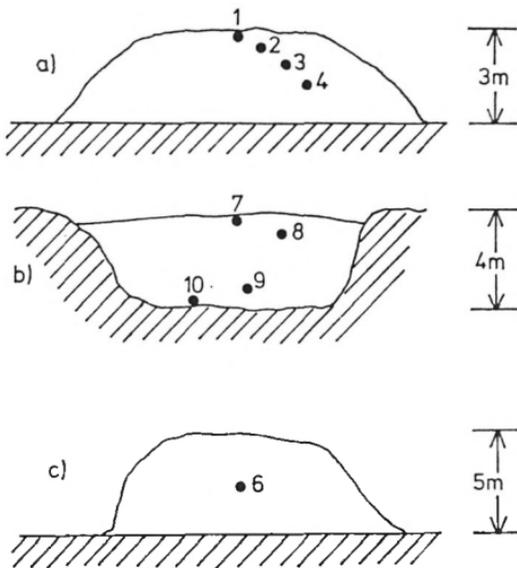


Abb. 2a. Die Lage der Proben im Lavastrom von 1910. Erster Aufschluß an der Straße von Nicolosi kommend gelegen (etwa 5 km nördlich von Nicolosi)
 b. Eine Kehre höher, etwa 50 m rechts der Straße ein kleiner Steinbruch
 c. Zwei Kehren höher, an der rechten Straßenseite

2. Lavastrom von 1950/51 bei Fornazzo:

Am Ortsende von Fornazzo, an der Straße in Richtung Lingua-glossa befindet sich ein aufgelassener Steinbruch, der zur Zeit als Fußballplatz benützt wird. Die Proben wurden an den Steinbruchwänden zu beiden Seiten des Platzes entnommen. Abb. 3 a, b zeigt die Lage der Proben. Die Bezeichnung der Proben dieses Stromes ist im folgenden F 1, 2, 3 ... An Proben dieses Steinbruchs hatten Klerkx und Lamoureux (1966) die Variation der

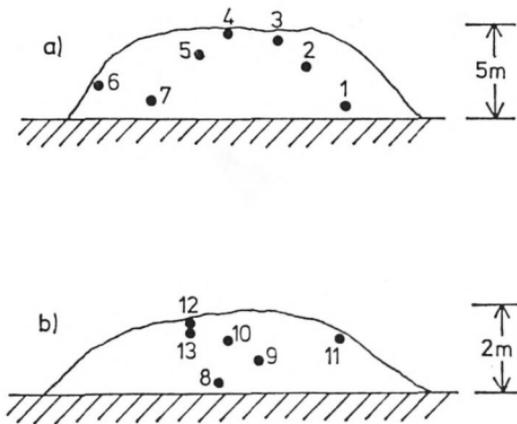


Abb. 3 a. Die Lage der Proben im Lavastrom von 1950/51 bei Fornazzo. Westliche Seite des Steinbruchs
 b. Östliche Seite des Steinbruchs. Untergrenze des Stromes nicht sichtbar

Richtungen der natürlichen remanenten Magnetisierung innerhalb eines Lavastromes gemessen.

Meßapparat

Die Apparatur, die zur Bestimmung der Paläointensitäten benutzt wurde, ist in Abb. 4 schematisch dargestellt. Mit dieser Apparatur kann man das Streufeld der Probe und damit die z -Komponente der Magnetisierung messen. Die Magnetisierung wird kontinuierlich während des Aufheizens und Abkühlens gemessen und gleichzeitig mit der Temperatur und dem Vakuum auf einem Mehrkomponenten-Schreiber registriert. Die Probe befindet sich während der Messung im Vakuum, in Argon-

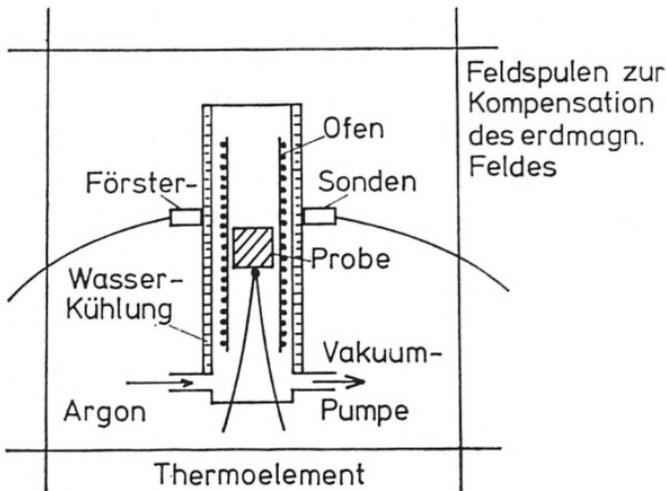


Abb. 4. Schematische Darstellung der Apparatur, die zur Bestimmung der Paläointensitäten verwendet wurde

Atmosphäre oder in Luft. Während des Versuches wurde ein Vakuum von etwa $1 \cdot 10^{-1}$ torr erreicht. Die Proben hatten die Form eines Zylinders, etwa 1 bis 2 cm hoch und 2,5 cm Durchmesser. Mit Hilfe von zwei Spulenpaaren konnte einerseits das erdmagnetische Feld kompensiert, andererseits ein Feld addiert werden, so daß das resultierende Feld (erdmagnetisches Feld + Spulenfeld) maximal gleich 3 Oe war. D. h., es konnte die Temperatur-Abhängigkeit sowohl der remanenten wie der induzierten Magnetisierung gemessen werden.

Meßmethode

Die hier verwendete Meßmethode (ähnlich der von Wilson 1961) basiert auf einem Vergleich folgender zwei Kurven:

Temperatur-Abhängigkeit der natürlichen remanenten Magnetisierung *NRM* (Kurve V der unten erläuterten Kurven) und Temperatur-Abhängigkeit der in einem bekannten Feld erzeugten *TRM* (Kurve III). Dabei werden beide Magnetisierungen in dem Temperatur-Intervall von Zimmertemperatur bis Curie-Temperatur kontinuierlich gemessen.

Im Gegensatz dazu wird bei der Methode von Thellier die Probe schrittweise aufgeheizt und anschließend abgekühlt, wobei die Magnetisierung nach jedem Schritt bei Zimmertemperatur gemessen wird. Bei der hier verwendeten Methode wird jede Probe nur zweimal aufgeheizt und die *NRM* und *TRM* kontinuierlich bis zur Curie-Temperatur verglichen, was als Vorteil zu bewerten ist.

Sind die beiden im folgenden beschriebenen Kurven V und III einander ähnlich, d. h. können sie durch Multiplikation der Magnetisierung mit ein und demselben Faktor ineinander überführt werden, so wird dieser Faktor benutzt, um mit Hilfe der Beziehung (2) die Intensität des Paläofeldes zu berechnen.

Im einzelnen ist der Meßvorgang folgendermaßen: Zuerst wird Richtung und Betrag der natürlichen, remanenten Magnetisierung der Probe (*x*-, *y*- und *z*-Komponente) bei Zimmertemperatur gemessen. Sodann wird die Abnahme der *z*-Komponente der *NRM* mit steigender Temperatur kontinuierlich bis zur Curie-Temperatur gemessen, wobei der Probenraum evakuiert und das Vakuum während des Erhitzens dauernd überprüft wird (Kurve I). Bei diesem Meßvorgang ist das Erdfeld kompensiert.

Nach Überschreiten der Curie-Temperatur wird ein Magnetfeld (in *z*-Richtung) eingestellt und die Probe wieder abgekühlt. Dabei wird die Zunahme der sich bildenden thermoremanenten und induzierten Magnetisierung als Funktion der Temperatur gemessen (Kurve II). In diesem Falle (und ebenso bei den Kurven III und IV) ist die gemessene *z*-Komponente der Magnetisierung gleich der gesamten Magnetisierung. Anschließend wird das erdmagnetische Feld wieder kompensiert und die Abnahme der eben erzeugten, künstlichen *TRM* mit steigender Temperatur bis zur Curie-Temperatur gemessen (Kurve III). Nach Überschreiten der Curie-Temperatur wird ein Magnetfeld von gleichem Wert wie in II eingestellt und die Probe wieder abgekühlt. Es wird dabei erneut die Zunahme der sich neu bildenden thermoremanenten + induzierten Magnetisierung gemessen (Kurve IV).

Kurve V: Die Kurve I bedarf einer Korrektur, da nicht die Temperatur-Abhängigkeit der gesamten *NRM*, sondern nur die *z*-Komponente gemessen werden konnte. Dazu wird die Kurve I mit einem Faktor $J_{\text{total}, NRM} / J_{z, NRM} \geq 1$ multipliziert.

Um nachzuprüfen, ob dieser Faktor über den ganzen gemessenen Temperaturbereich konstant ist (mit anderen Worten, ob der Vektor der remanenten Magnetisierung während des Aufheizens oder Abkühlens sich nicht dreht), wurden Testproben eines jeden Handstückes schrittweise thermisch abmagnetisiert und nach jedem Schritt das Verhältnis $J_{\text{total, NRM}}/J_{z, \text{NRM}}$ gemessen (d. h. die Probe wurde im Nullfeld auf eine bestimmte Temperatur erhitzt, abgekühlt und anschließend die verbleibende Magnetisierung nach Richtung und Betrag gemessen. Dann ebenso auf eine etwas höhere Temperatur erhitzt usw.). Dabei zeigte sich, daß dieses Verhältnis konstant blieb. Durch Multiplikation aller Werte der Kurve I mit dem Faktor $J_{\text{total, NRM}}/J_{z, \text{NRM}}$ erhalten wir die Kurve V.

Verschiedene Proben wurden vor der thermischen Behandlung im Wechselfeld mit maximal 400 Oe entmagnetisiert.

Auswahlkriterien bei der Berechnung der Paläointensität

1. Tritt während des Aufheiz- und Abkühlvorganges keinerlei Veränderung der ferrimagnetischen Mineralkomponente der Probe ein, so sollten Kurve II und IV identisch sein. Umgekehrt zeigt also eine unterschiedliche Form der Kurven II und IV irreversible Vorgänge während der thermischen Behandlung innerhalb der Probe an, die bei der Berechnung der Paläointensitäten falsche Werte zur Folge haben würden. Dieses Auswahlkriterium ist dem anderer Autoren überlegen, bei dem man aus den $I_s(T)$ -Kurven (Temperatur-Abhängigkeit der Sättigungs-Magnetisierung) der Proben vor und nach der thermischen Behandlung, Information nur über deren Chemismus erhält. (Vgl. Smith 1967, Schwarz und Symans 1968.) Mit Hilfe des hier benutzten Kriteriums gewinnt man nicht nur Hinweise auf Veränderungen im Gesamtchemismus der ferrimagnetischen Komponente (hervorgerufen durch Oxydation oder Entmischung), sondern es lassen sich zusätzlich Veränderungen feststellen, die ihre Ursache in etwaigen Spannungs-Änderungen oder Verschiebung von Fehlstellen usw. haben, da bei kleiner Feldstärke gemessen wurde. Diese Effekte

können allerdings nur unter gewissen Bedingungen voneinander getrennt werden.

2. Ähnlichkeit der Kurven III und V. Wenigstens Abschnitte dieser beiden Kurven müssen ineinander überführbar sein durch Multiplikation mit einem einheitlichen Faktor.

Ergebnisse

a) Diskussion der Kurven I bis V

Etwas mehr als die Hälfte aller untersuchten Proben zeigte identische Kurven II und IV, d. h. bei diesen Proben konnte keine Veränderung der ferrimagnetischen Mineralkomponente

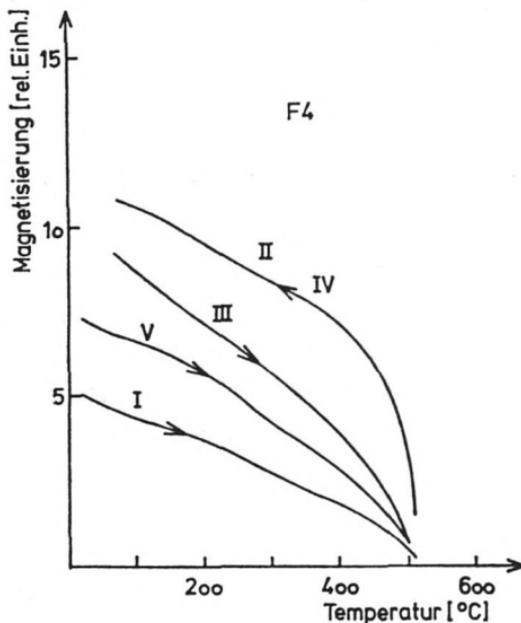


Abb. 5. Natürliche remanente Magnetisierung *NRM* (Kurve V), *z*-Komponente der *NRM* (Kurve I, Erhitzung, Erdfeld kompensiert), thermoremanente + induzierte Magnetisierung während der Abkühlung in einem Feld von 0,57 Oe (Kurve II, IV) und künstliche Thermoremanenz (Kurve III, erneute Erwärmung, Erdfeld kompensiert) als Funktion der Temperatur. Kurve III liegt unter Kurve II, da bei Messung der Kurve III das äußere Magnetfeld Null und damit die induzierte Magnetisierung Null war. Der Vergleich der Kurven III und V wird zur Bestimmung der Paläointensitäten verwendet (siehe Text). Die Probe F 4 stammt aus dem Lavastrom von 1950/51 bei Fornazzo

während der thermischen Behandlung nachgewiesen werden. Im Gegensatz dazu war es bei keiner der Proben möglich, die Kurven III und V durch Multiplikation mit einem einzigen Faktor zur Deckung zu bringen. Befriedigende Deckung ließ sich bei etwa 25% der Proben (siehe z. B. Abb. 5), überhaupt keine Deckung bei etwa 5% der Proben erzielen. Bei den restlichen 70% der Proben war eine teilweise Deckung möglich (Abb. 6). Bei

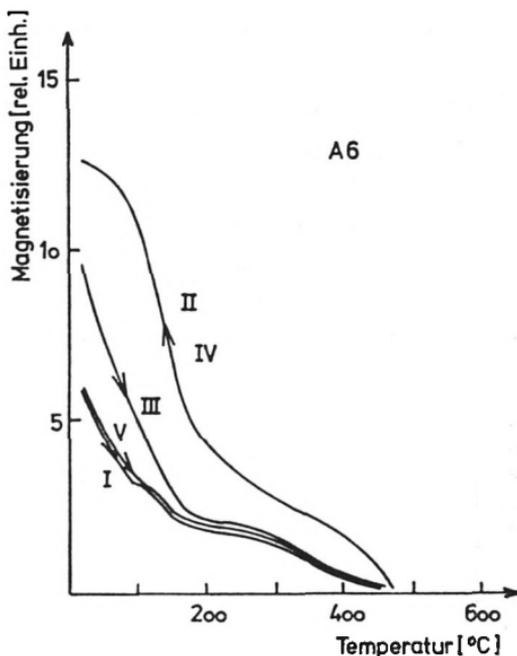


Abb. 6. Wie in Abb. 5. Die Probe A 6 stammt aus dem Lavastrom von 1910, etwa 5 km nördlich von Nicolosi

diesen Proben können etwa drei verschiedene Temperatur-Intervalle gegeneinander abgegrenzt werden, innerhalb derer sich die beiden Kurven III und V jeweils zur Deckung bringen lassen: 0–200 °C, 200–350 °C und 350–500 °C. Somit könnte man bei diesen Proben verschiedene Intensitäten des paläomagnetischen Feldes ableiten. Wir werden bei der Diskussion der Ergebnisse versuchen, Charakteristika für diejenigen Proben zu finden, die den richtigen Wert für das paläomagnetische Feld liefern.

Bei den Proben, die zuvor mit einem Wechselfeld von 100 Oe entmagnetisiert worden waren, wurde eine Veränderung der

Kurvenform nur innerhalb des untersten Temperatur-Intervalles beobachtet – verglichen mit der Kurvenform einer nicht im Wechselfeld entmagnetisierten Probe aus demselben Handstück.

b) Messung der Temperatur-Abhängigkeit der Sättigungs-Magnetisierung

Von sämtlichen thermisch unvorbehandelten Proben wurde die Sättigungs-Magnetisierung als Funktion der Temperatur mit einer Translations-Thermowaage gemessen. Die verwendete Feldstärke war 5000 Oe.

Entsprechend der gemessenen Kurvenform lassen sich die Proben in drei Gruppen einteilen:

1. Proben mit einem gut erkennbaren Curiepunkt bei 250°C . Proben dieses Typs stammen ausschließlich aus den zentralen Teilen der beiden Lavaströme. Probe A6 ist ein Beispiel dafür (Abb. 7). Wie im nächsten Abschnitt näher ausgeführt wird, zeigt die Untersuchung mit dem Erzmikroskop, daß die ferrimagneti-

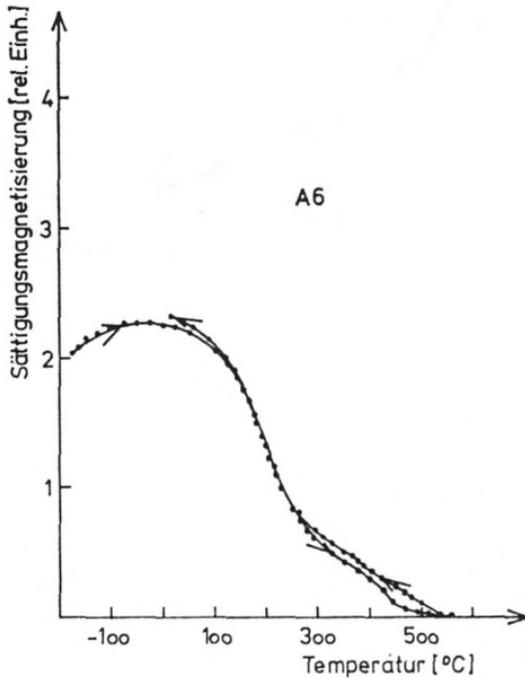


Abb. 7. Temperatur-Abhängigkeit der Sättigungs-Magnetisierung der Probe A 6, gemessen in einem Magnetfeld von 5000 Oe. Dominierende Phase mit einem Curiepunkt bei 250°C

sche Erzkomponente in den Körnern in diesen Proben ein weitgehend homogener Titanomagnetit ist (siehe Abb. 11). Aus der Curie-Temperatur läßt sich der Gehalt an Ulvöspinell in diesen Titanomagnetiten abschätzen. Es ergibt sich ein Fe_2TiO_4 -Gehalt von 50 mol%.

2. Proben mit einer Curie-Temperatur von etwa 550°C . Proben dieses Typs finden sich in den randnahen Teilen der Lavaströme. Die erhöhte Curie-Temperatur läßt vermuten, daß die ferrimagnetische Mineralkomponente in diesen Proben entmischter Titanomagnetit ist. Mit dem Erzmikroskop erkennt man, daß die Erzkörner aus zwei Komponenten bestehen: einer Grundmasse in der regelmäßige Systeme von Hämoilmenit-Lamellen eingelagert sind. Behandlung mit magnetischem Kolloid zeigt, daß nur die Grundmasse magnetisch ist (vgl. Abb. 12). Ein typisches Beispiel dafür ist die Probe: F 4 (Abb. 8).

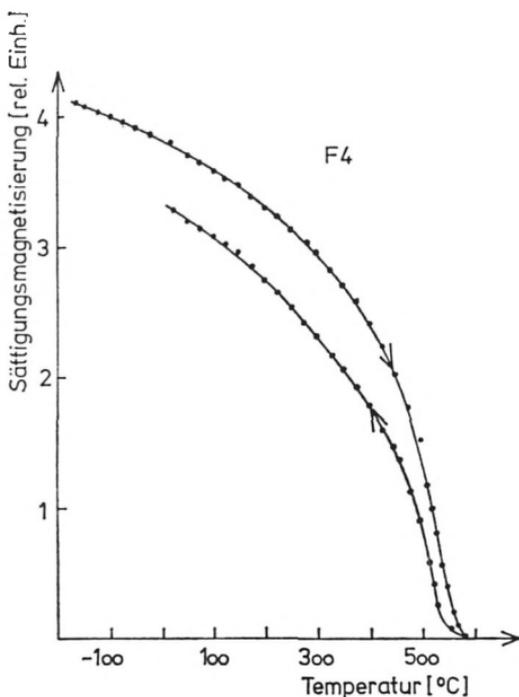


Abb. 8. Temperatur-Abhängigkeit der Sättigungs-Magnetisierung der Probe F 4, gemessen in einem Magnetfeld von 5000 Oe

3. Proben, bei denen die beiden oben erwähnten Curie-Temperaturen etwa gleich gut erkennbar sind. Ein typischer Vertreter

dafür ist die Probe: F2 (Abb. 9). Wie auch die Beobachtung mit dem Erzmikroskop zeigt, bestehen die ferrimagnetischen Erz-

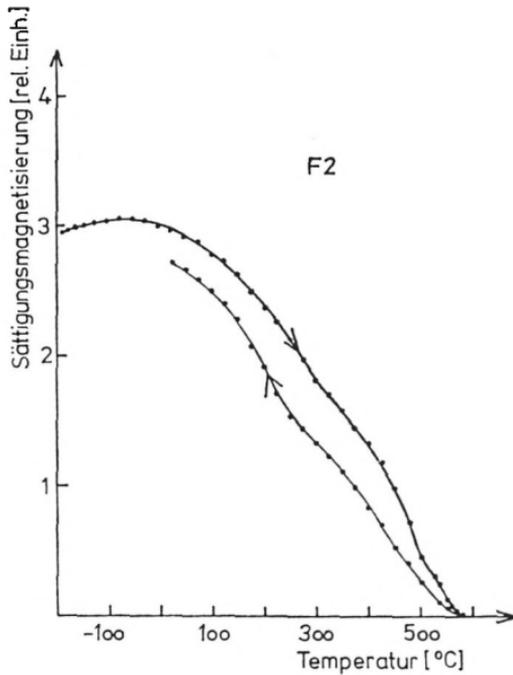


Abb. 9. Temperatur-Abhängigkeit der Sättigungs-Magnetisierung der Probe F 2, gemessen in einem Magnetfeld von 5000 Oe. Verschiedene magnetische Phasen mit unterschiedlichen Curie-Temperaturen sind erkennbar

körner in diesen Proben aus einem Gemisch von primärem, unentmischtem Titanomagnetit (möglicherweise Titanomaghemit) (siehe Abb. 13).

Wir werden später diese Aufteilung nach Curie-Temperaturen bei der Diskussion der aus den Messungen berechneten Paläointensitäten als sehr brauchbar finden.

c) Beobachtungen mit dem Erzmikroskop

Von sämtlichen thermisch nicht vorbehandelten Proben wurden Anschliffe hergestellt und die Erzkomponente mit einem Auflichtmikroskop untersucht. Die Untersuchung mit dem Erzmikroskop zeigt, daß die ferrimagnetischen Mineralkomponenten in den beiden Lavaströmen einander ähnlich sind. In beiden Fällen bestehen die Erzkörner aus Titanomagnetit. Die Korngröße

dieser Titanomagnetite und der Erzgehalt ist in beiden Lavaströmen etwa gleich. Allerdings ist die Schwankung dieser Werte innerhalb eines Stromes größer als der Unterschied der Mittelwerte beider Ströme.

Abb. 10 zeigt die Verteilung der ferrimagnetischen Erzkörner in der Grundmasse der Silikate (Probe A6). Aus der Abb. 10 wird deutlich, daß zwei Gruppen von Titanomagnetiten vorhanden sind: idiomorphe Titanomagnetit-Kristalle mit einem Durchmesser schwankend zwischen 100–300 μ und kleine Titanomagnetitkörner mit einem Durchmesser zwischen 1–20 μ . Die Beobachtung mit starker Vergrößerung zeigt jedoch, daß die kleinen Titanomagnetit-Körner stets ebenso stark oxydiert sind wie die großen Körner.

Tabelle II. Anteil der Erzkörner am gesamten Volumen und mittlerer Durchmesser der Erzkörner in den beiden Lavaströmen des Ätna von 1910 und 1950.

Tabelle II. Relativer Volumenanteil

	Mittel	schwankend Min	zwischen Max	Anteil nur der großen Körner	Mittl. Korn- durchmesser kl. Körner	gr. Körner
Lava A	7,2%	6,5%	8,1%	10%	10 μ	150 μ
Lava F	6,7%	4,8%	8,0%	25%	15 μ	150 μ

Der Oxydationsgrad der Titanomagnetit-Körner variiert stark innerhalb eines Lavastromes und ist deutlich abhängig von der Position der Probe innerhalb des Stromes. Der Oxydations-Grad der Titanomagnetite läßt sich am besten deutlich machen bei einer Darstellung der chemischen Zusammensetzung im ternären System $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$. Die unoxydierten Titanomagnetite liegen dann auf der Verbindungslinie $\text{Fe}_2\text{TiO}_4-\text{Fe}_3\text{O}_4$. Die oxydierten Titanomagnetite liegen zwischen dieser Verbindungslinie und der Dreiecks-Seite $\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$. Mit steigendem Oxydations-Grad der Titanomagnetite wandert also der mit der Zusammensetzung korrespondierende Punkt im ternären System in Richtung auf die Dreiecks-Seite $\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$.

Die Titanomagnetit-Körner in Proben aus den randlichen Teilen eines Stromes haben meist starke Oxydations-Merkmale. Probe F₄ (an der Oberfläche der Lava F entnommen) liefert ein typisches Beispiel dafür. In Abb. 12 ist ein durch Oxydation stark inhomogenes Titanomagnetit-Korn dieser Probe gezeigt. Probe F₂ nimmt eine Mittelstellung zwischen diesen Extremen ein. Abb. 13 zeigt ein Erzkorn aus dieser Probe.

Vergleichen wir die Ergebnisse der erzmikroskopischen Beobachtung mit den gemessenen physikalischen Größen, so finden wir einen deutlichen Zusammenhang. Wie wir bereits im vorhergehenden Abschnitt erwähnt hatten, wird dies insbesondere bei einem Vergleich der Curie-Temperaturen bzw. der Form der $I_s(T)$ -Kurven deutlich. Die Proben mit homogenen Titanomagnetit-Körnern haben niedrige Curie-Temperaturen (zwischen 200 und 300 °C). Ein typisches Beispiel dafür ist die Probe A6 (siehe Abb. 7 und Abb. 11). (Wir möchten darauf hinweisen, daß bereits geringe, nicht mit dem Mikroskop erkennbare Entmischungen in Titanomagnetiten eine Erhöhung der Curie-Temperatur zur Folge haben [Creer und Petersen 1969].) Die Proben mit deutlich oxydierten Titanomagnetiten dagegen, haben Curie-Temperaturen über 500 °C. (Siehe Probe F₄, Abb. 8 und 12.) Der Vergleich der erzmikroskopischen Beobachtungen mit den Werten der Paläointensitäten ist besonders interessant: Nur mit Proben mit stark oxydierten Titanomagnetiten (entnommen aus den oberflächennahen Teilen der Lavaströme) wurden richtige Werte der Paläointensitäten bestimmt (siehe Tabelle IV). Ein typisches Beispiel dafür ist Probe F₄ (Abb. 5, 8, 12). Mit Proben mit „homogenen“ oder schwachoxydierten Erzkörnern (entnommen aus den inneren Partien der Lavaströme) wurden hingegen falsche Werte der Paläointensitäten ermittelt (typische Vertreter dafür sind die Proben A6 und F₂).

Diskussion der Ergebnisse

Für eine Berechnung der Intensität des paläomagnetischen Feldes wurden zuerst alle diejenigen Proben ausgeschlossen, die eine unterschiedliche Form der Kurven II und IV haben, die also während der thermischen Behandlung irreversibel verändert

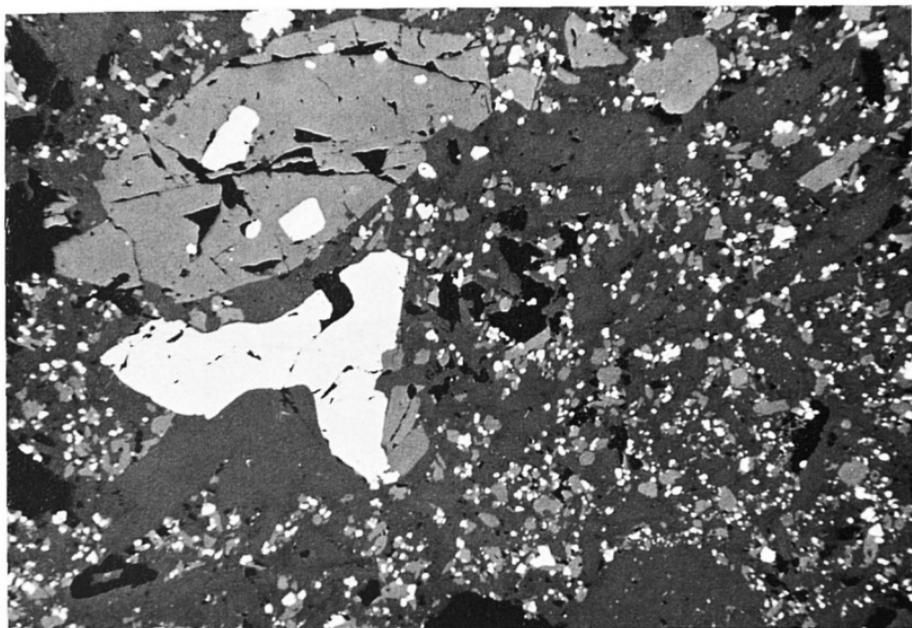


Abb. 10. Verteilung der ferrimagnetischen Erzkörner (weiß) in der Grundmasse von Silikaten (verschiedene Grautöne) in der Probe A 6 (Lava von 1910, 5 km nördlich von Nicolosi). Vergr. 75×

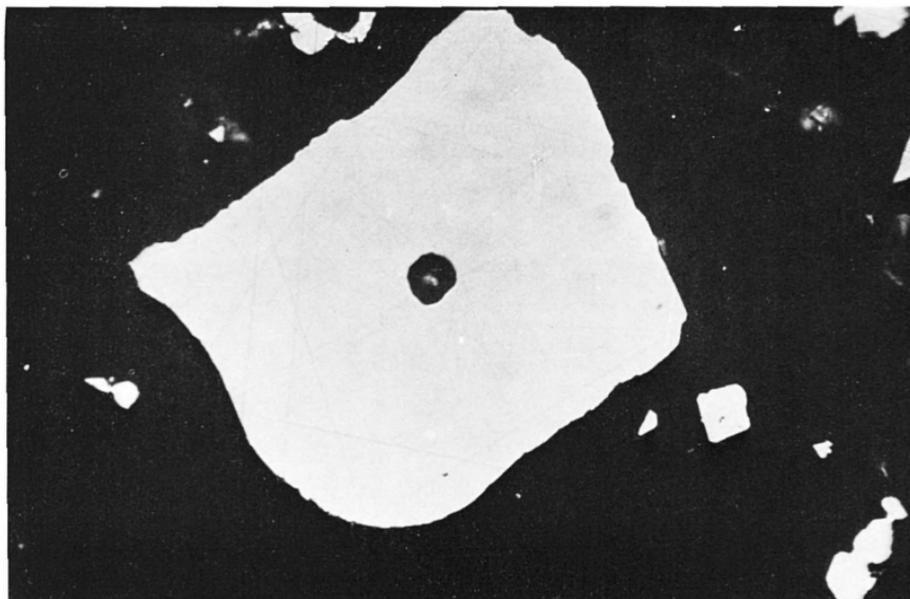


Abb. 11. Homogenes Titanomagnetit-Korn (grau) in der Probe A 6. Keine Anzeichen von beginnender Entmischung bzw. Oxydation erkennbar. Vergr. 800×, Ölimmersion



Abb. 12. Erzkorn in der Probe F 4 (Lava von 1950 bei Fornazzo). Die Grundmasse des Erzkornes ist entmischter Titanomagnetit (grau). Deutlich ausgebildete Entmischungs-Lamellen von Ilmo-Hämatit (weiß). Das bedeutet eine Anreicherung des Titans in den Entmischungs-Lamellen und eine Verarmung an Titan in der Grundmasse aus Titanomagnetit (vgl. Petersen 1970). Vergr. 1400 \times , Ölimmersion

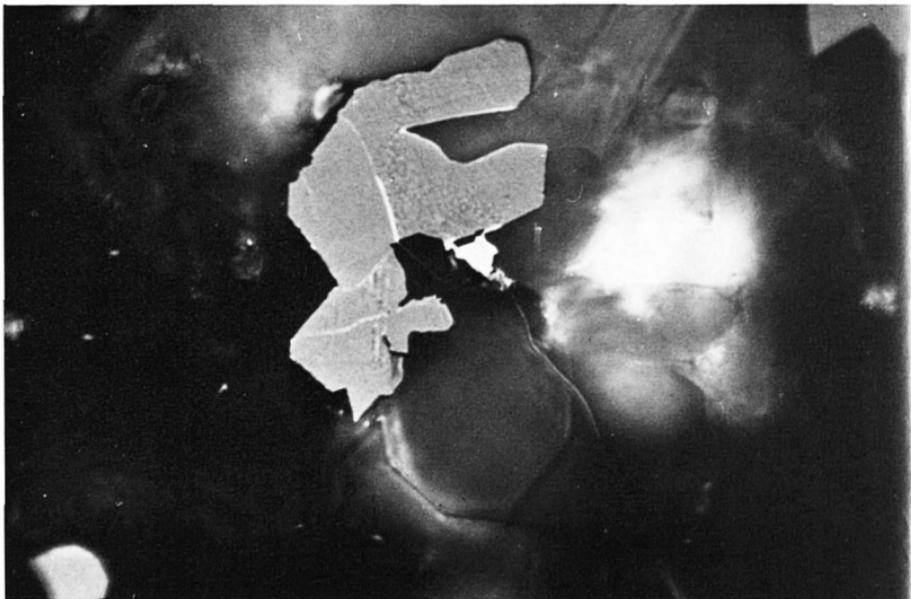


Abb. 13. Erzkorn in der Probe F 2 (Lava von 1950 bei Fornazzo). Titanomagnetit (grau) mit schwachen Zeichen einer beginnenden Umwandlung (Granulation in den mittleren Teilen des Kornes). Vergr. 1400 \times , Ölimmersion

worden waren. Bei sämtlichen übrigen Proben, bei denen wenigstens Teile der Kurven III und V zur Deckung gebracht werden konnten, wurde das paläomagnetische Feld berechnet, wobei bei den meisten Proben zwei, bei manchen sogar drei verschiedene Werte, je nach dem verwendeten Temperatur-Intervall, berechnet werden konnten. Diese Werte zusammen mit den Curie-Temperaturen (bestimmt aus der Temperatur-Abhängigkeit der Sättigungs-Magnetisierung), Blockungs-Temperaturen (bestimmt aus der Temperatur-Abhängigkeit der natürlichen remanenten Magnetisierung) und einer kurzen mineralogischen Beschreibung der Erzkomponente sind in Tabelle III zusammengestellt.

Von insgesamt 16 genauer untersuchten Proben erfüllten 11 die Forderung, nach der Kurve II ähnlich der Kurve IV sein soll. Der Mittelwert der Paläointensität F , bestimmt aus diesen 11 Proben (siehe Tabelle III), ist $0,44 \pm 0,03$ Oe. Dieser Wert stimmt gut mit der tatsächlichen Intensität des erdmagnetischen Feldes am Ätna überein. (1945 war die Totalintensität des erdmagnetischen Feldes am Ätna $0,43$ Oe.) Wir werden jedoch im folgenden zeigen, daß diese Übereinstimmung des Mittelwertes nicht signifikant ist, da sich zwei systematische Abweichungen kompensieren. Wir teilen dazu die Proben in drei Gruppen:

- A. Proben, in deren Erzkörnern die Phase mit niedrigem Curiepunkt (250°C) dominiert.
- B. Proben, in deren Erzkörnern Phasen mit niedrigem und hohem Curiepunkt etwa gleich häufig beobachtet wurden.
- C. Proben, in deren Erzkörnern die Phase mit hohem Curiepunkt (560°C) dominiert.

Dies ist in Tabelle IV gezeigt. In der oberen Zeile der Tabelle IV ist zusätzlich angegeben, aus welchem Temperatur-Intervall Werte der NRM und TRM für die Berechnung der Paläointensitäten verwendet wurden. Aus dieser Zusammenstellung wird ersichtlich, daß die Proben der Gruppe C, mit ausschließlich hohem Curiepunkt, sämtlich ein zufriedenstellendes Ergebnis liefern. Dagegen liefern die Proben der Gruppen A und B mit jeweils einer Ausnahme Werte, die entweder zu klein sind, wenn das Temperatur-Intervall der Analyse tief liegt (μ), oder aber zu groß, wenn das Temperatur-Intervall der Analyse hoch liegt (σ).

1. A Proben der Lava 1910 (5 km nördlich Nicolosi), F Proben der Lava 1950/51 (bei Fornazzo). 2. H_k Feld während der Abkühlung der Proben im Labor. 3. H zur Abmagnetisierung vor den Versuchen. 4. $T_{\text{Block}}^{\text{unt}}$ untere Blockungs-Temperatur. 5. $T_{\text{Block}}^{\text{ob}}$ obere Blockungs-Temperatur. 6. T_c^{unt} untere Curie-Temperatur. 7. T_c^{ob} obere Curie-Temperatur. 8. Temperatur-Intervall für die Berechnung des Paläofeldes. 9. Berechnetes Paläofeld

1	2	3	4	5	6	7	8	9	
Probe	H_k (Oe)	H (Oe)	$T_{\text{Block}}^{\text{unt}}$ (°C)	$T_{\text{Block}}^{\text{ob}}$ (°C)	T_c^{unt} (°C)	T_c^{ob} (°C)	Temp. Int. f. Best. v. F	F (Oe)	Erzmin. Beschreibung
A 6 (1)	0,57	0	50-150	350-400	250 ⁺	450	50-180 200-400	0,27 0,52	Erzkörner erscheinen homogen im Erz- mikroskop.
A 6 (2)	0,57	100	100-200	400-500	250 ⁺	450	50-150 200-400	0,43 0,51	
A 6 (3)	1,0	0	100-150	400-450	250 ⁺	450	50-250 250-450	0,27 0,58	
F 2	0,57	0	175-200	500-510	300	500- 570	50-350 180-380 380-500	0,31 0,35 0,57	Schwache Zeichen einer beginnenden Oxydation: z. T. Maghemitbildung, z. T. außerordentlich feine, unregelmäßig- körnige Ent- mischung.
F 11 (1)	0,57	0	100-200	400-480	250	500	50-250 300-500	0,32 0,51	
F 11 (2)	1,0	0	50-200	400-500	250	500	50-150 150-280 380-500	0,27 0,70 0,85	
A 5	0,57	0	100-200	450-500	250	515	150-400 200-350	0,36 0,42	
A 10	0,57	0	150-200	450-510	260	515	20-100 150-500	0,34 0,34	
F 4 (1)	0,57	0		500-510		560 ⁺	150-500	0,46	Deutlich oxydiert mit wohl ausgebildeten Entmischungs- Lamellen.
F 4 (2)	0,57	100		500-510		560 ⁺	20-200 300-500	0,44 0,46	
F 4 (3)	1,0	0		500-510		560 ⁺	100-450	0,42	

Tabelle IV. Paläointensität in Oe. Aufteilung der Proben nach Curie-Temperaturen (siehe Tabelle III)

A			B				C		
tiefe Curie-Temp. (250 °C)			mehrere Curie-Temp. (250 + 500 °C)				hohe Curie-Temp. (560 °C)		
Probe	Temp. Int. d. Analyse		Probe	Temp. Int. d. Analyse			Probe	Temp. Int. d. Analyse	
	unt 50-200	ob 200-450		unt 50-200	mittl 150-400	ob 200-500		unt 50-200	ob 100-500
A 6 (1)	0,27	0,52	F 11 (2)	0,27	0,70	0,85	F 4 (1)		0,46
A 6 (2)	0,43	0,51	F 11 (1)	0,32		0,51	F 4 (2)	0,44	0,46
A 6 (3)	0,27	0,58	A 5		0,42	0,36	F 4 (3)		0,42
			A 10	0,34		0,34			
			F 2	0,31	0,38	0,57			
Mittelwert d. Paläointensität	0,32	0,54		0,34	0,50	0,53		0,45	
Mittl. Abwei- chung vom Mittelwert	0,04	0,02		0,02	0,10	0,09		0,01	

Im folgenden möchten wir versuchen, diesen Sachverhalt zu deuten: Die zu kleinen Paläointensitäten könnten z. B. durch Erzkomponenten mit tiefen Blockungs-Temperaturen bewirkt werden. Denn Komponenten mit tiefen Blockungs-Temperaturen haben eine geringe Stabilität der remanenten Magnetisierung. Die natürliche Remanenz wird daher durch Eigenmagnetisierung verkleinert, was bei der Berechnung der Paläointensitäten einen zu kleinen Wert vortäuscht.

Eine Interpretation der zu hohen Werte der Paläointensitäten ist viel schwieriger. Zwei Möglichkeiten zur Interpretation dieses Phänomens bieten sich an:

1. Erhitzt man Basalte mit homogenen Titanomagnetiten als ferrimagnetische Mineralkomponente und Curie-Temperaturen von etwa 200°C in Luft, so werden bei Temperaturen zwischen 200 und 400°C im Erzkorn neue ferrimagnetische Phasen mit einem Curiepunkt von etwa 500°C gebildet (Creer und Petersen 1969).

Diese neuen Phasen, deren Curie-Temperatur über der Maximal-Temperatur dieser Erhitzungs-Experimente liegt, sind Träger einer remanenten Magnetisierung, einer sog. „chemischen Remanenz“ (Nagata 1961). Es dürfte sich bei diesen neuen Komponenten – zumindest teilweise – um Titanomaghemit handeln. Nun wurde bei den hier verwendeten Lavaproben mit dem Mikroskop erkannt, daß die Proben mit einem tiefen Curiepunkt bezüglich der ferrimagnetischen Erzkomponente vergleichbar sind mit den homogenen Titanomagnetiten der oben erwähnten Basalte. Weiterhin zeigen Messungen der Curie-Temperaturen, daß bei sämtlichen Lavaproben neben der Mineralkomponente mit tiefem Curiepunkt eine zweite Komponente mit einer Curie-Temperatur von etwa 500°C existiert. Ein Vergleich mit den oben erwähnten Experimenten an Basaltproben legt daher die Vermutung nahe, daß es sich dabei um Titanomaghemit handelt, der sich subsequent bei verhältnismäßig tiefen Temperaturen nach dem Ausfließen der Lava durch Oxydation der ursprünglichen, homogenen Titanomagnetite gebildet hat. Da diese Titanomaghemite eine Leerstellen-Struktur besitzen, haben sie die Tendenz, sich bei erhöhter Temperatur in Titanohämatit bzw. in ein Gemisch von Hämatit und Rutil umzuwandeln (Verhoogen 1962).

Wird die Gesteinsprobe nun im Experiment zur Erzeugung einer thermoremanenten Magnetisierung auf eine Temperatur oberhalb 500°C erhitzt, so ist anzunehmen, daß dabei ein gewisser Anteil der Titanomaghemit (mit großer Wahrscheinlichkeit diejenigen Komponenten, die bei verhältnismäßig niedrigen Temperaturen unterhalb 500°C gebildet wurden) in schwach magnetischen Hämatit umgewandelt wird. D. h., die Vergleichs-Thermoremanenz ist um diesen Anteil vermindert und täuscht so ein höheres Paläofeld vor.

2. Als zweite Möglichkeit ist zu nennen: Der Titanomaghemit ist durch Oxydation der primären Titanomagnetite bei verhältnismäßig tiefen Temperaturen unterhalb 500°C gebildet worden. Wenn dies unterhalb 500°C geschieht, so ist zu erwarten, daß dieser Titanomaghemit Träger einer chemischen Remanenz ist. Ist diese chemische Remanenz größer als die Vergleichs-Thermoremanenz, die dasselbe Material später im Laboratoriums-Versuch erhält, so wird ebenfalls ein höheres Paläofeld vorgetäuscht.

Für beide Erklärungen fehlen jedoch beweiskräftige Experimente.

Die Tatsache, daß sämtliche Proben mit entmischten Titanomagnetiten und nur einem Curiepunkt (bei 500 bis 550°C, Probengruppe C), hinreichend genau den Wert des Paläofeldes wiedergeben, zeigt, daß der Entmischungs- bzw. Oxydations-Prozeß in diesen Proben bereits bei Temperaturen oberhalb der Curie-Temperatur abgeschlossen war und so keine spätere Bildung von Titanomaghemit unterhalb der Curie-Temperatur eine Verzerrung der Thermoremanenz hervorrufen konnte. In diesem Zusammenhang erscheint es interessant, darauf hinzuweisen, daß die Entmischungs-Strukturen in diesen Proben (Gruppe C) deutlich im Mikroskop als Lamellierung erkennbar sind. Im Gegensatz dazu sind die Entmischungs-Strukturen in den Proben der Gruppe B sehr viel undeutlicher und unregelmäßig ausgebildet. Oft sind hier Teile der Erzkörper in Form einer „Granulation“ umgewandelt (vgl. hierzu Ade-Hall 1969), die so feinkörnig ist, daß sie an der Grenze des Auflösungs-Vermögens des Lichtmikroskops liegt (Abb. 13). Dieser Unterschied in der Form und Größe der Entmischungs-Strukturen kann vielleicht dazu verwendet werden, um ganz allgemein bei basaltischen Laven zu erkennen,

in welchen Proben eine subsequeute Tieftemperatur-Oxydation stattgefunden hat. Dies ist nicht nur für die Beurteilung des Betrages, sondern auch für die Richtung der natürlichen Remanenz wichtig.

Abb. 14 zeigt die Häufigkeitsverteilung der Werte der bestimmten Paläointensitäten. Es lassen sich deutlich drei Maxima erkennen, die der oben beschriebenen Verteilung in zu tiefe, richtige und zu hohe Werte entsprechen.

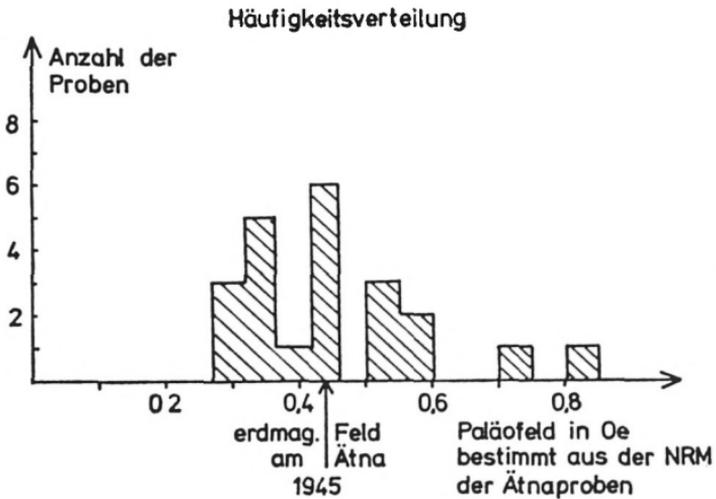


Abb. 14. Häufigkeitsverteilung der Werte der gemessenen Paläointensitäten

Schlußfolgerung

Die hier beschriebenen Experimente zur Bestimmung der Paläointensitäten des erdmagnetischen Feldes mit Hilfe von rezenten Laven des Ätna (Sizilien) zeigen, daß sich nur Proben mit einer einzigen Curie-Temperatur, und zwar größer oder mindestens gleich 500°C und mit Anzeichen für eine Hochtemperatur-Entmischung bzw. Oxydation für derartige Bestimmungen eignen. Diese Hochtemperatur-Entmischung bzw. Oxydation muß nach Erstarren der Lava aber vor Abkühlung der Lava bis zur Curie-Temperatur geschehen sein. Proben, die noch Anteile der primären Titanomagnetit-Komponente mit niedriger Curie-Temperatur enthalten, liefern Werte für das Paläofeld, die zu klein sind, wenn

das analysierte Temperatur-Intervall der Erhitzung der Probe im Labor tief (zwischen 50 und 300 °C) liegt; dagegen zu groß, wenn das analysierte Temperatur-Intervall hoch (zwischen 200 und 500 °C) liegt.

Die hier gezogenen Folgerungen gelten nur für Laven. Ob sie auch auf basaltische Intrusionen oder Gabbros übertragen werden können, kann ohne weitere Experimente nicht entschieden werden.

Danksagung

Wir möchten an dieser Stelle Herrn Prof. A. Rittmann, Direktor des Instituts für Vulkanologie der Universität Catania, unseren besonderen Dank zum Ausdruck bringen. Durch seine großzügige Unterstützung bei der Entnahme der Proben am Ätna wurde diese Arbeit wesentlich erleichtert. – Weiterhin danken wir Herrn K. Quast, Mitarbeiter von Prof. Rittmann, für seine wertvollen Dienste beim Auffinden der einzelnen Laven. – Herrn Prof. R. Hargraves danken wir für wertvolle Diskussionen. – Diese Arbeit wurde gefördert aus Mitteln der Bayerischen Akademie der Wissenschaften zu München.

Literatur

- Ade-Hall, J. M. (1969): Opaque petrology and the stability of natural remanent magnetism in basaltic rocks. *Geophys. J.* 18, 93–107.
- Briden, J. C. (1966): Estimates of direction and intensity of the palaeomagnetic field from the Mug a Mugga porphyry, Australia. *Geophys. J.* 11, 267–278.
- Buddington, A. F., D. H. Lindsley (1964): Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 5, 310–357.
- Carmichael, I. S. E., J. Nicholls (1967): Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* 72, 4665–4687.
- Chevallier, R. (1925): L'aimantation des laves de l'Étna et l'orientation du champ terrestre en Sicile du XII^e au XVIII^e siècles. *Ann. Phys.* 4, 5–162.

- Creer, K. M., N. Petersen (1969): Thermochemical magnetization in basalts. *Zeitschr. Geophys.* 35, 501-516.
- Königsberger, J. (1938): Natural residual magnetism of eruptive rocks, parts 1 and 2. *Terr. Mag. and Atm. Electricity* 43, 119-130 und 299-320.
- Lamoureux, C., J. Klerkx (1966): Etude paléomagnétique de laves de l'Etna. *Ann. Soc. Geol. Belgique*, 90, No 3, 261-277.
- McElhinny, M. W., M. E. Evans (1968): The strength of the geomagnetic field in the early precambrium *Phys. Earth Plan. Interiors* 1, 485-497.
- Nagata, T. (1961): *Rock magnetism*. Maruzen, Tokyo.
- Nagata, T., Y. Arai, K. Momose (1963): Secular variation of the geomagnetic field total force during the last 5000 years. *J. Geophys. Res.* 68, 5277.
- Petersen, N. (1970): Calculation of diffusion coefficient and activation energy of titanium in titanomagnetite. *Phys. Earth Planet. Interiors* 2, 175-178.
- Rittmann, A. (1963): Vulkanismus und Tektonik des Ätna. *Geol. Rundschau* 53, 788-799.
- Schwarz, E. J., D. T. A. Symons (1968): On the intensity of the paleomagnetic field between 100 million and 2500 million years ago. *Phys. Earth Plan. Interiors* 1, 122-128.
- Smith, P. J. (1967): The intensity of the ancient geomagnetic field: a review and analysis. *Geophys. J.* 12, 321-362.
- Tanguy, J. C. (1966): Les laves récentes de l'Etna. *Bull. Soc. Geol. de France* (7), VIII, 201-217. (1968): Relations entre les structures pétrographiques de quelques laves de l'Etna et les conditions volcanologiques de leur mise en place. *Bull. Volcanologique* XXXII-1, 177-187.
- Thellier, E. (1938): Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques. *Ann. Inst. Phys. Globe* 16, 157-302.
- Thellier, E., O. Thellier (1959): Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Geophys.* 15, 285-376.
- Verhoogen, J. (1962): Oxidation of iron-titanium oxides in igneous rocks. *J. Geol.* 70, 168-181.
- Wilson, R. (1961): Palaeomagnetism in Northern Ireland, part I. *Geophys. J.* 5, 45-58.
- Zeller, Cl., J. Bolfa, J. Cl. Reithler (1966): Sur le chimisme et la nature mineralogique des éléments responsables du ferromagnétisme de la coulée de 1928 et de quelques coulées historiques de l'Etna. *C. R.* 263, 849-851.