

DEUTSCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN ZU BERLIN

Forschungsbereich Kosmische Physik

**ZENTRALINSTITUT PHYSIK DER ERDE**

---

Veröffentlichungen des Zentralinstituts Physik der Erde

Nr. 5

**Gesteins- und paläomagnetische Untersuchungen an Gesteinsproben  
vom Territorium der DDR aus dem Präkambrium bis zum Tertiär und  
Folgerungen für die Veränderungen des geomagnetischen Hauptfeldes  
sowie für geologisch-geotektonische Interpretationsmöglichkeiten**

von

Klaus Rother

---

Als Manuskript gedruckt

Potsdam 1971

FG 037/13/71/1/16/46

Faint, illegible text at the top of the page, possibly a header or title.

Second block of faint, illegible text.

Large block of faint, illegible text in the middle of the page.

Small block of faint, illegible text.

Block of faint, illegible text near the bottom of the page.

Final block of faint, illegible text at the very bottom of the page.

Als Dissertation an der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Humboldt-Universität zu Berlin am 4. März 1970 vorgelegt.

### Zusammenfassung

Um das Spektrum der Methoden zur Lösung geologischer Probleme zu erweitern, werden in der vorliegenden Arbeit paläomagnetische sowie gesteinsphysikalische Untersuchungen durchgeführt, die Beiträge zur relativen Altersbestimmung, zum Nachweis von Bewegungen und zur Gesteinsgenese bringen sollen. Dabei werden aus 74 Aufschlüssen auf dem Territorium der DDR insgesamt 304 Proben unterschiedlicher Formationen bearbeitet, die den verschiedenen Gesteinstypen zuzuordnen sind. Die Entmagnetisierung fand im Wechselfeld statt, und für die Messungen stand mit dem in der ČSSR entwickelten Rockgenerator ein internationales Spitzengerät zur Verfügung. Erzmikroskopie, Röntgenographie sowie Untersuchungen auf der Thermomagnetwaage ergänzen die Methodik.

### Summary

As a contribution to methods for solving geological problems this paper deals with paleomagnetic and geophysical investigations for relative dating, for detection of movements and for the genesis of rocks. Using 74 open lodes from the territory of the GDR 304 samples of variant formations and different types of rocks were treated. The demagnetization was carried out by an alternating field. For the measurements a rock generator was used, an international high-class apparatus made in the ČSSR. Ore microscopy, roentgenography and investigations using a thermomagnetic scale complete the methodology.

### Sommaire

Pour compléter le spectre des méthodes pour la solution de problèmes géologiques, des recherches paléomagnétiques et de physique de roche sont présentées et discutées dans ce traité. Le but de ces recherches est d'obtenir des informations pour les déterminations relatives de l'âge, pour la preuve des mouvements et sur la genèse de roche. 304 échantillons de roche des formations différentes de 74 locations dans le territoire de la RDA sont étudiés, qui sont à coordonner aux types de roche différents. Les désaimantations sont produites par champs alternatifs et les mesurages sont réalisés au moyen d'un générateur de roche de précision (une production d'un rang suprême fabriquée dans la ČSSR). Des recherches microscopiques, radiographiques et thermomagnétiques complètent la méthodologie.

### Резюме

Для расширения спектра методов для решения геомагнитных проблем в данной статье проводятся палеомагнитные и породофизические исследования, цель которых, положить вклад в относительное определение возраста, доказательство перемещений и генезис пород. Из 74 обнажений на территории ГДР исследуются всего 304 образца различных формаций, которые должны быть привязаны к различным типам пород. Размагничивание происходило в переменном поле. Для измерений использовался рокгенератор, разработанный в ЧССР и имеющий в международном масштабе высокое качество. Рудная микроскопия, рентгенография и исследования на термомагнитных весах дополняют методику.

<u>Inhaltsverzeichnis</u>	Seite
Einleitung	7
1. Paläomagnetische Untersuchungen	9
1.1. Paläomagnetismus	9
1.1.1. Zur Geschichte	9
1.1.2. Der Gegenstand, die Aufgaben und die Anwendungsmöglichkeiten des Paläomagnetismus	9
1.1.2.1. Das Magnetfeld der Erde	9
1.1.2.2. Relative Altersbestimmung	10
1.1.2.3. Nachweis von Bewegungen	11
1.1.2.4. Aussagen zur Gesteinsgenese	12
1.2. Methodik	12
1.2.1. Probenentnahme	12
1.2.2. Probenaufbereitung	13
1.2.3. Die Messung der Magnetisierung	13
1.2.4. Die Auswertung der Messungen	13
1.2.4.1. Deklination, Inklinaton, Intensität	13
1.2.4.2. Bestimmung der Koordinaten des paläomagnetischen Poles	16
1.2.5. Fehlerdiskussion	17
1.2.5.1. Fehlerquellen, die bei der Gesteinsgenese und bei der Probenentnahme auftauchen können	17
1.2.5.2. Fehlerquellen bei der Aufbereitung und Messung des Probenmaterials	19
1.2.5.3. Fehlerquellen bei der Auswertung der Meßergebnisse	19
2. Paläomagnetische Ergebnisse	21
2.1. Der Vergleich der Polwanderungskurve aus Werten von DDR-Proben mit der aus Werten der internationalen Literatur für Europa	21
2.2. Nachweis von Bewegungen	31
2.3. Betrachtungen zum Paläoklima	32
3. Gesteinsphysikalische Untersuchungen	37
3.1. Gesteinsmagnetismus	37
3.1.1. Remanenz	37
3.1.1.1. Die isothermale remanente Magnetisierung (IRM)	38
3.1.1.2. Die thermoremanente Magnetisierung (TRM)	38
3.1.1.3. Die chemoremanente Magnetisierung (CRM)	39
3.1.1.4. Die Ablagerungsmagnetisierung	39
3.1.1.5. Die viskose remanente Magnetisierung (VRM)	40
3.1.1.6. Der Effekt des Blitzschlages	41
3.2. Die Träger der Magnetisierung	41
3.2.1. Magnetit	42
3.2.2. Hämatit	43
3.2.3. Ilmenit	43
3.2.4. Pyrrhotin	44
3.2.5. Maghemit, Ulvöspinell, Pyrit, Pseudobrookit	45
3.3. Stabilität	46
3.3.1. Physikalische Stabilität	46
3.3.1.1. Die Entmagnetisierung mit dem Wechselfeld	46

	Seite	
3.3.1.2.	Entmagnetisierung mit anderen Methoden	48
3.3.1.3.	Die Abhängigkeit der physikalischen Stabilität	49
3.3.2.	Die paläomagnetische Stabilität	49
3.4.	Messungen mit der Thermomagnetwaage	50
4.	Gesteinsphysikalische Ergebnisse	51
4.1.	Die Diskussion der Entmagnetisierungskurven	51
4.1.1.	Physikalisch stabile Proben	51
4.1.2.	Physikalisch metastabile Proben	51
4.1.3.	Physikalisch instabile Proben	54
4.1.4.	Besonderheiten an Entmagnetisierungskurven	54
4.2.	Diskussion der Deklinations- und Inklinationsstereogramme	57
4.3.	Träger der Magnetisierung in den untersuchten Gesteinen und Art der Remanenz	64
4.3.1.	Intrusiva	64
4.3.2.	Effusiva	67
4.3.3.	Ganggesteine	68
4.3.4.	Rote Sedimente	69
4.3.5.	Anders gefärbte Sedimente	72
4.3.6.	Kontaktmetamorphe Gesteine	74
4.4.	Das Inversionsproblem	75
4.4.1.	Feldumkehr	75
4.4.2.	Selbstumkehr	76
4.4.3.	Die Zuordnung der untersuchten Proben	78
5.	Zur Zeit bestehende Probleme und Ausblick auf die zukünftige Forschung	79
6.	Zusammenfassung der Ergebnisse	79
7.	Literatur	81
8.	Tafeln I - V	93

## Einleitung

Der wissenschaftliche Vorlauf für die Erkundung von Bodenschätzen wird in immer höherem Maße durch die komplexe Interpretation von Meßdaten, Bohr- und Kartierungsergebnissen, chemischen Analysen, röntgenographischen Untersuchungen usw. geschaffen. Das heißt, es bilden sich wissenschaftliche Grenzgebiete heraus. Zu ihnen gehören u. a. auch der Paläomagnetismus und die Gesteinsphysik. Die Aussagekraft dieser beiden Grenzgebiete liegt vor allen Dingen in den Bereichen

- a) der relativen Altersbestimmung,
- b) des Nachweises von Bewegungen, also der Tektonik,  
und
- c) von Beiträgen zur Gesteinsgenese.

So ergab sich das Ziel dieser Arbeit, für die genannte Problematik eine geeignete Methode zu erproben, die Ergebnisse hinsichtlich der Geschichte des geomagnetischen Hauptfeldes, zur Datierung von Gesteinen, zu deren Genese und zur Verlagerung von Gesteinsverbänden erbringen sollte.

Da für das Territorium der DDR nur ganz wenige paläomagnetische Ergebnisse vorliegen, wurde das Spektrum der Gesteinsvarietäten und Formationen möglichst groß gewählt. Über die regionale Verteilung der aus 74 Aufschlüssen entnommenen Proben gibt Abb. 1 Auskunft.

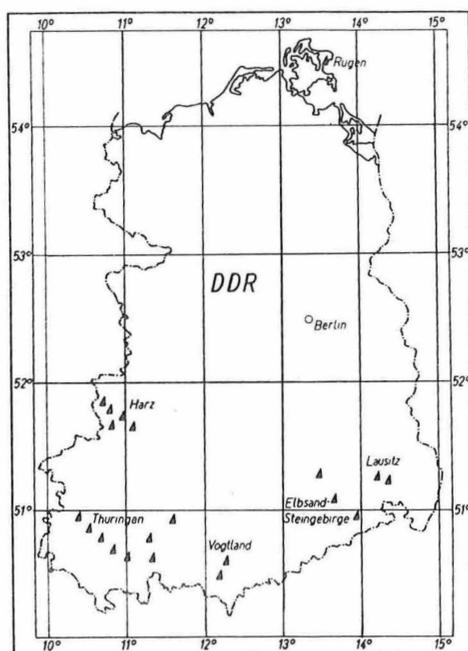


Abb. 1. Probenentnahme auf dem Territorium der DDR

Die Bearbeitung eines derart umfangreichen Probenmaterials zog natürlich die Konsequenz nach sich, schon aus zeitlichen Erwägungen von den sich anbietenden Meßmethoden nur eine geeignete auszuwählen und anzuwenden. Aus diesem Grunde wurden die Gesteine im Wechselfeld entmagnetisiert. Darüber hinaus tragen Röntgenographie, Erzmikroskopie sowie Messungen an der Thermomagnetwaage zur Interpretation der Ergebnisse bei. Ein wei-

teres Ziel dieser Arbeit ist es, die in großem Maße anfallenden Probleme zu erkennen, aufzudecken und eventuell der zukünftigen Forschung Hinweise für ihre Lösung zu geben.

## 1. Paläomagnetische Untersuchungen

### 1.1. Paläomagnetismus

#### 1.1.1. Zur Geschichte

Obwohl die gezielte Forschung auf dem Gebiet des Paläomagnetismus und dessen Anwendung in der Praxis erst seit 40 Jahren Bedeutung besitzen, erfolgten die ersten Untersuchungen zum magnetischen Verhalten der Gesteine viele Jahre früher. A. v. HUMBOLDT [1] stellte auf einer geologischen Expedition 1797 fest, daß das Gestein einer Gebirgskuppe an verschiedenen Stellen unterschiedliche Polarität besitzt. Er führte diese Erscheinung auf die Einwirkung von Blitzeinschlägen zurück. Ein sehr bedeutendes Ergebnis erzielte 1853 MELLONI [2]. Er erhitzte Gesteine im Labor und konnte nachweisen, daß die im Moment der Abkühlung entstandene Magnetisierung parallel zum äußeren Feld verläuft. Er hatte also einer weiteren relativen Altersbestimmung den Weg geöffnet. FOLGERHALTER [3] untersuchte 1899 Ziegelsteine römischer Bauten und stellte eine Streuung der Magnetisierungsrichtung der Ziegel verschiedener Entnahmepunkte fest. Der Nachweis einer Ortsveränderung der Meßobjekte nach dem Erwerb der Remanenz beim Abkühlen war somit geführt und die Bedeutung der magnetischen Stabilität herausgestrichen. Diese Arbeiten wurden von DAVID [4] und BRUHNES [5] 1904 bzw. 1906 fortgeführt, indem die Autoren Stabilitätstests an effusiven Gesteinen vornahmen und dabei Antiparallelitäten der Magnetisierungsrichtungen feststellten; damit war das Problem der Inversionen (Feld- oder Selbstumkehr) zur Diskussion gestellt. Über die Säkularvariation des Erdmagnetfeldes in den letzten 2000 Jahren machte CHEVALLIER 1925 [6] an Hand von Untersuchungen historischer Ergüsse des Ätna Aussagen. Schließlich untersuchte MERCATON 1926 [7] Proben von Spitzbergen, Grönland, Island und Australien, um auch Inversionen außerhalb Europas nachzuweisen. Seine positiven Ergebnisse ließen ihn auf Feldumkehr schließen.

Die hauptsächlichsten Probleme in bezug auf das magnetische Verhalten von Gesteinen (Stabilität, Inversion, Nachweis von Bewegungen oder relative Altersbestimmung) waren also bis etwa 1930 erkannt und zur Diskussion gestellt worden. Eine umfassende Literaturzusammenstellung der bis zu diesem Zeitpunkt veröffentlichten Arbeiten findet man bei CHEVALLIER [6] und KOENIGSBERGER [8].

Zu großer Entfaltung gelangte der Paläomagnetismus, vor allem auch auf gerätetechnischem Gebiet, erst in den 50er Jahren. Aus der großen Fülle der Arbeiten sollen hier nur die umfangreichsten genannt sein: NAGATA [9], IRVING [10], CHRAMOV [11] und COLLINSON u. a. [12].

#### 1.1.2. Der Gegenstand, die Aufgaben und die Anwendungsmöglichkeiten des Paläomagnetismus

##### 1.1.2.1. Das Magnetfeld der Erde

Als eine der bedeutendsten Aussagen, die aus der paläomagnetischen Forschung hervorgegangen sind, muß man die Tatsache ansehen, daß die Magnetisierung eine charakteristische Eigenschaft der Gesteine ist. Man kann also bei entsprechender Untersuchung des

magnetischen Verhaltens der Gesteine bestimmte Rückschlüsse auf ihre Geschichte und die des geomagnetischen Feldes ziehen. Grundvoraussetzung für die Glaubwürdigkeit aller Ergebnisse ist die Annahme, daß ebenso wie in der Gegenwart auch in der Vergangenheit die Konfiguration des Erdmagnetfeldes einem axialen geozentrischen Dipol entsprach. Auf diesen Fakt wird im weiteren Verlauf der Arbeit noch eingegangen werden. Das magnetische Moment des Dipols betrug 1945  $8,06 \cdot 10^{25}$  Gauß  $\text{cm}^3$ . Dem entspricht eine Horizontalintensität  $H$  am Äquator von 0,31 Gauß und eine Vertikalintensität  $Z$  an den Polen von 0,62 Gauß. Der magnetische Nordpol (eigentlich Südpol, da er den Nordpol der Magnetnadel anzieht) befand sich 1945 bei  $78,6^\circ \text{ N}$  und  $70,1^\circ \text{ W}$ . Er wanderte in der Zeit von 1904 bis 1952 um etwa 600 km [13].

#### 1.1.2.2. Relative Altersbestimmung

Die Gesteine erhalten durch das im Abschnitt 1.1.2.1. beschriebene Erdmagnetfeld eine Magnetisierung (Magnetisierungsarten siehe 3.1.), deren Richtung gemessen wird (siehe 1.2.3.). Die bisher erhaltenen Ergebnisse zeigen, daß die Magnetisierungsrichtung in den Gesteinen für die verschiedenen Formationen unterschiedlich ist, das heißt, daß die Pole des Erdmagnetfeldes relativ zu den Gesteinsverbänden gewandert sind. In natura stelle man sich vor, daß sich eine dünne Schicht der Erdkruste gegen den Erdkörper verschoben hat, während die Rotationsachse der Erde und die Dipolachse des Erdmagnetfeldes relativ zu den Gestirnen ihre Lage beibehalten haben. IRVING [14] hat mittels einer Statistik für die Meßwerte der ganzen Erde nachgewiesen, daß es sich nicht um zufällige Streuungen handelt, sondern daß die Werte in Abhängigkeit von Ort und Zeit variieren. Daraus ergibt sich für die Geologie die Möglichkeit, vor allen Dingen Gesteine zu datieren, auf die die herkömmlichen Methoden der relativen Altersbestimmung nicht anzuwenden sind, das heißt Sedimente altersmäßig zu erfassen, in denen keine Fossilien enthalten sind, oder magmatische Gesteine einzustufen, die wiederum in nicht einwandfrei datierte Ablagerungen eingeschaltet sind. So konnten z. B. HOWELL und MARTINEZ [15] in Nordamerika fossilere Sedimente datieren und De BOER [16] magmatische Gesteine ebenfalls Nordamerikas in den Jura einordnen.

Die Auflösung dieser Altersbestimmung ist zumindest für die älteren Formationen vorläufig noch relativ gering. Man kann also die untersuchten Gesteine höchstens einer Formation, nicht aber einer kleineren Zeiteinheit zuordnen. Für die jüngeren Ablagerungen ergeben sich schon bessere Möglichkeiten. So kann man z. B. mit Hilfe ganz eindeutig nachgewiesener Inversionen innerhalb des oberen Tertiärs eine Untergliederung dieser Formation vornehmen [17]. Umgekehrt ergeben sich natürlich aus Meßergebnissen ganz einwandfrei datierter Ablagerungen Schlußfolgerungen, die zur Charakterisierung des Erdmagnetfeldes in der Vergangenheit beitragen. In diesem Zusammenhang haben THELLIER und THELLIER [18] eine Meßmethode entwickelt, mit deren Hilfe die Intensität des Erdmagnetfeldes zur Zeit der Gesteinsgenese zu bestimmen ist. CHARMICHAEL [19] hat aus allen bisher errechneten Werten eine Kurve ermittelt [Abb. 2], aus der zu ersehen ist, daß sich die Intensität im Laufe der Erdgeschichte stark geändert hat. GRIFFITHS [20] hat die einzelnen Lagen pleistozäner Warventone gemessen und dabei die Säkularvariation des geomagnetischen Hauptfeldes nachweisen können.

An dieser Stelle sei noch einmal darauf hingewiesen, daß alle Interpretationen der Meßergebnisse nur dann Gültigkeit besitzen, wenn das Erdmagnetfeld auch in der Vergan-

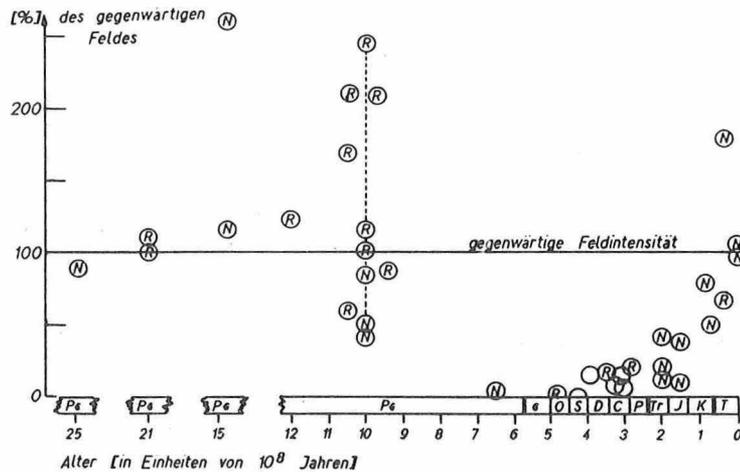


Abb. 2. Die Intensität des geomagnetischen Hauptfeldes in der Erdgeschichte

genheit Dipolcharakter besaß. Für Quartär und Tertiär wird er von HOSPERS [21] und NAIRN [22] mit großer Wahrscheinlichkeit angenommen.

### 1.1.2.3. Nachweis von Bewegungen

Eine weitere Möglichkeit, die magnetischen Meßergebnisse zu interpretieren, ist der Nachweis von postgenetischen Verlagerungen der Gesteine. Logischerweise muß eine genau datierte und stabile (siehe 3.3.) Probe einen ganz bestimmten "Paläopol" ergeben. Weicht der errechnete Wert aber entscheidend vom wahrscheinlichen ab, so muß (ist die primäre Magnetisierung nicht durch eine Metamorphose zerstört worden) eine postgenetische Bewegung stattgefunden haben.

Aus der Tatsache, daß für alle Kontinente die Polwanderungskurven unterschiedlich sind, ergibt sich das bekannteste Beispiel für postgenetische Bewegungen, die "Kontinentaldrift". FLOHN [23], RUNCORN [24] und WILSON [25] haben unter diesem Gesichtspunkt vor allem die Polwanderungskurven für Europa und Nordamerika verglichen und dabei festgestellt, daß sie vom Kambrium bis zur Trias nahezu parallel verlaufen und von der Trias an konvergieren. Die Kurve Nordamerikas liegt dabei um etwa 30° westlicher als die europäische. Durch dieses Ergebnis ist natürlich die Hypothese über die Kontinentalverschiebung von WEGENER [26] wieder aktuell geworden, in der er den Beginn der großräumigen Krustenbewegungen auch ins Mesozoikum stellte.

Im gleichen Maße sind Bewegungen geringeren Umfanges in vielen Fällen nachgewiesen worden. Demnach soll sich seit dem Eozän die Iberische Halbinsel um 20° gedreht haben

(WATKINS und RICHARDSON [27]). Auf Grund einer nicht unbeträchtlichen Abweichung des Paläopols für das Perm nehmen ASHWORTH und NAIRN [28] "postmagnetische" Bewegungen für Korsika an. Auch England soll laut Untersuchungen von CLEGG u. a. [29] seit der Trias um  $34^\circ$  im Uhrzeigersinn gedreht worden sein.

Nicht zuletzt kann man die Frage: Anstehendes oder Nichtanstehendes? manchmal mittels paläomagnetischer Untersuchungen beantworten. Ein Beispiel dafür wird im Abschnitt 2.2. behandelt.

#### 1.1.2.4. Aussagen zur Gesteinsgenese

Außer den oben angeführten Ergebnissen erhält man aus gesteinsphysikalischen Untersuchungen noch Aussagen, die über die Bedingungen bei der Gesteinsentstehung Aufschluß geben können. So kann man z. B. von der Art der remanenten Magnetisierung auf die Temperatur bei der Genese, auf die Abkühlungsgeschwindigkeit, auf eventuell erfolgte Metamorphose oder, wenn es sich um terrestrische Sedimente handelt, auf das Paläoklima schließen. Diese Dinge werden weiter unten noch ausführlich behandelt.

### 1.2. Methodik

#### 1.2.1. Probenentnahme

Hinsichtlich der zu lösenden Problematik sind bereits bei der Probenentnahme im Gelände Überlegungen anzustellen, um eventuelle Fehlerquellen, die das Material selbst oder dessen Entnahme betreffen, von vornherein zu eliminieren. So ist es klar, daß eine unveränderte primäre Magnetisierung im "frischen" (d. h. von der Verwitterung noch unberührten) Gestein viel eher zu erwarten ist als in Bereichen, die der exogenen Dynamik oder gar der Metamorphose ausgesetzt waren. Es empfiehlt sich aus diesem Grunde, soweit es möglich ist, das Probenmaterial in Steinbrüchen zu entnehmen. Derartige Aufschlüsse haben darüber hinaus den Vorteil, daß man vielleicht sogar ganze Profile überschaut und die Proben in einer gewissen zeitlichen Reihenfolge entnehmen kann. Ferner ist es in einem Steinbruch möglich, die tektonische Beanspruchung des Gesteinsverbandes genau einzuschätzen und somit zu garantieren, daß keine Proben entnommen werden, die bereits einer Verlagerung unterworfen wurden. Unter Berücksichtigung dieser Fakten werden dann im Aufschluß geeignete Stellen ermittelt, an denen die Proben von der Größe eines Handstückes entnommen werden. Da die Richtung der Magnetisierung im Gestein bestimmt werden soll, müssen die Proben orientiert entnommen werden, das heißt, es werden auf den Proben Markierungen angebracht, mit deren Hilfe es im Labor möglich ist, die Originallage des Handstückes zu rekonstruieren. Dabei verfährt man bei Sedimenten etwas anders als bei magmatischen Gesteinen. Im allgemeinen genügen zwei Bezugselemente, um die Probe exakt zu orientieren, nämlich eine horizontale Fläche und ein auf dieser nach Norden weisender Pfeil. Da man annimmt, daß sich die Sedimente zum überwiegenden Teil bei der Entstehung und damit auch im Stadium der Magnetisierung in horizontaler Lage befanden, wird als das eine Bezugselement die Schichtfläche verwendet. Auf dieser wird dann mit dem Geologenkompaß die Nordrichtung durch einen Pfeil gekennzeichnet. Streich- und Fallwerte werden aber für jede Probe einzeln notiert, um später (siehe 2.2.) eventuelle Tests durchführen zu können. Bei magmati-

schen Gesteinen muß die fehlende Schichtfläche durch eine künstliche, mit Gips angebrachte horizontale Fläche ersetzt werden, auf der wiederum der Nordpfeil aufgetragen wird. Diese Methode ist von SCHMUCKER 1957 [30] eingeführt worden.

### 1.2.2. Probenaufbereitung

Die orientierten Proben müssen nunmehr in die für das Meßverfahren geeignete Form gebracht werden. Zu diesem Zwecke werden sie mittels einer Diamanttrennscheibe zu Würfeln mit einer Kantenlänge von 2 cm geschnitten, wobei die obere Fläche des Würfels der horizontalen Fläche der Orientierung entspricht und die Kanten parallel der Nordrichtung verlaufen.

Darüber hinaus wird das Material zur Identifizierung der für die Magnetisierung verantwortlichen Minerale und zu deren weiterer Untersuchung (Röntgen, Thermomagnetwaage usw.) nach einem von SCHREITER und VOLLSTÄDT [31] beschriebenen Verfahren aufbereitet. In der Reihenfolge Balancier - Backenbrecher - Achatmühle - Laborschwingmühle wird das Material mit den genannten Geräten in mehrstündiger Arbeit von Handstückgröße bis zur Kornfeinheit von 10 - 30  $\mu\text{m}$  zerkleinert. Danach wird das Eisenerz durch Magnetscheidung unter Wasser (für Magnetit) oder durch Schwereretrennung mittels geeichter Schwereflüssigkeiten (für Hämatit usw.) von der magnetisch nicht wirksamen Matrix getrennt. Daneben werden für die Erzmikroskopie auch noch An- sowie Dünnschliffe angefertigt.

### 1.2.3. Die Messung der Magnetisierung

Die Messung von Richtung und Intensität der Magnetisierung wurde mit dem im Institut für Angewandte Geophysik Brno von JELINEK [32] entwickelten "Rockgenerator" durchgeführt. Dieses Instrument hat gegenüber einem astatischen Magnetometer den Vorteil, daß es wesentlich leistungsstärker ist (Empfindlichkeit  $5 \cdot 10^{-8}$  Oe) und durch äußere Störungen (mechanische Vibrationen, Temperaturschwankungen oder fremde Magnetfelder) weniger beeinflusst wird. Die Gesteinswürfel wurden jeweils in 6 Lagen gemessen.

### 1.2.4. Die Auswertung der Messungen

#### 1.2.4.1. Deklination, Inklination, Intensität

Aus der Messung des Würfels in 6 Lagen ergeben sich die drei senkrecht aufeinander stehenden Komponenten  $J_x$ ,  $J_y$ ,  $J_z$  [Abb. 3] der Magnetisierung. Dabei ist die x-Achse nordwärts, die y-Achse ostwärts und die z-Achse nach unten gerichtet.

Den Magnetisierungsvektor kennzeichnet man durch seinen Betrag  $J$  sowie durch seine Deklination  $D$  und Inklination  $I$ . Die Inklination ist der Winkel zwischen der Richtung der Magnetisierung  $J$  und der x-y-Ebene, nach unten positiv gemessen. Die Deklination ist der Winkel zwischen der x-Achse und der Projektion der Magnetisierungsrichtung auf die x-y-Ebene, im Uhrzeigersinn gemessen [10], [33], [34].

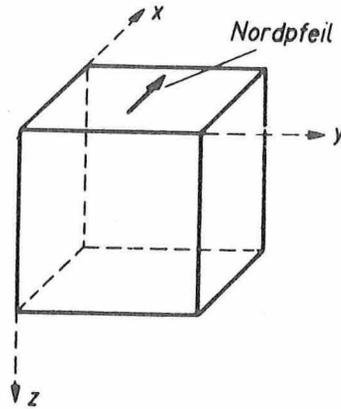


Abb. 3. Die Orientierung des Probenwürfels

Die drei Größen  $J$ ,  $D$  und  $I$  ergeben sich dann folgendermaßen aus den gemessenen Komponenten  $J_x$ ,  $J_y$ ,  $J_z$ :

$$(1) \quad J = \sqrt{J_x^2 + J_y^2 + J_z^2};$$

$$(2) \quad \tan D = \frac{J_y}{J_x} \quad (0^\circ \leq D \leq 360^\circ);$$

$$(3) \quad \tan I = \frac{J_z}{\sqrt{J_x^2 + J_y^2}} \quad (-90^\circ \leq I \leq 90^\circ).$$

Die Berechnung dieser drei Größen erfolgte mit dem Rechenautomaten SER 2c.

Zur Auswertung größerer Kollektionen paläomagnetischer Daten bedient man sich der "FISHER-Statistik" [35], die sich mit der Verknüpfung von Messungen auf einer Kugel beschäftigt. Man betrachtet eine Kollektion von  $N$  Beobachtungen (Magnetisierungsvektoren). Die  $r$ -te Beobachtung wird durch das Wertepaar  $(D_r, I_r)$ , ihre Deklination und Inklination, beschrieben. Ihre Richtungskosinus  $l_r, m_r, n_r$  ergeben sich dann zu

$$(4) \quad l_r = \cos I_r \cdot \cos D_r, \quad m_r = \cos I_r \cdot \sin D_r, \quad n_r = \sin I_r.$$

Wie FISHER zeigte, wird unter den Voraussetzungen des statistischen Modells, daß

- a) die Vektoren axialsymmetrisch um ihre mittlere Richtung verteilt sind und
- b) die Dichte der Vektoren mit wachsendem Winkelabstand  $r$  von der mittleren Richtung gemäß der Wahrscheinlichkeitsfunktion

$$(5) \quad P = \frac{k}{4\pi \sinh k} e^{-k \cos \Psi}$$

abnimmt,

die beste Näherung für die mittlere Richtung durch die Summe der  $N$  Einheitsvektoren der Beobachtungen gegeben.

Dadurch, daß die einzelnen Beobachtungen durch ihre Einheitsvektoren repräsentiert werden, zieht man die gemessenen Magnetisierungen unabhängig von ihrem Betrag  $J_r$  mit gleichem Gewicht zur Bestimmung der mittleren Richtung heran. Die Richtungskosinus ( $l, m, n$ ) der mittleren Richtung ergeben sich demnach als Quotient aus der Summe der einzelnen Richtungskosinus und dem Betrag  $R$  der sich als Summe der Einheitsvektoren ergebenden Resultierenden:

$$(6) \quad l = \frac{\sum_{r=1}^N l_r}{R}; \quad m = \frac{\sum_{r=1}^N m_r}{R}; \quad n = \frac{\sum_{r=1}^N n_r}{R}$$

$$\text{mit } R = \sqrt{\left(\sum_{r=1}^N l_r\right)^2 + \left(\sum_{r=1}^N m_r\right)^2 + \left(\sum_{r=1}^N n_r\right)^2}.$$

Daraus ergeben sich die Deklination  $D$  und die Inklinasion  $I$  des Mittelwertes der Kollektion durch

$$(7) \quad \tan D = \frac{m}{l}, \quad 0^\circ \leq D \leq 360^\circ;$$

$$(8) \quad \sin I = n, \quad -90^\circ \leq I \leq 90^\circ.$$

Der in dem Ausdruck für die Wahrscheinlichkeitsdichte (5) auftretende Präzisionsparameter  $k$  beschreibt die Verteilung der Endpunkte der Einheitsvektoren, die die einzelnen Beobachtungen repräsentieren, um die mittlere Richtung. Für  $k = 0$  sind sie gleichmäßig über die Kugel verteilt, und die Verteilung ist zufällig. Für große  $k$ -Werte sind sie auf einen kleinen Bereich um die mittlere Richtung beschränkt. FISHER [35] zeigte auch, daß

$$(9) \quad k = \frac{N-1}{N-R}$$

die beste Näherung für den Präzisionsparameter  $k$  ist. Eine andere Größe gibt über die Genauigkeit der berechneten mittleren Richtung Aufschluß. Nach FISHER liegt die mittlere Richtung eines Ensembles von  $N$  Beobachtungen mit einer Wahrscheinlichkeit von  $(1-P)$  innerhalb eines Kegels um die berechnete mittlere Richtung ( $D, I$ ), dessen halber Öffnungswinkel  $\alpha_{(1-P)}$  gegeben ist durch

$$(10) \quad \cos \alpha_{(1-P)} = 1 - \frac{N-R}{R} \left[ \left( \frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right].$$

In diesem Zusammenhang wurde für alle Werte  $\alpha_{95}$  berechnet, also der halbe Öffnungswinkel des Kegels um die mittlere Magnetisierungsrichtung ( $D, I$ ), in dem mit 95 % Wahrscheinlichkeit die tatsächliche mittlere Magnetisierungsrichtung liegt.

Die Berechnung von  $D, I, k, \alpha_{95}$  aus  $D_r, I_r$  erfolgte wiederum mit dem elektronischen Kleinrechner SER 2c. Dazu wurden die Werte für

$$\left[ \left( \frac{1}{P} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right]$$

benutzt, die bei IRVING [10] auf Seite 62 tabelliert sind.

## 1.2.4.2. Bestimmung der Koordinaten des paläomagnetischen Poles

Das Erdmagnetfeld wird durch einen axialen geozentrischen Dipol beschrieben, dessen Existenz für die vergangenen 5 Millionen Jahre mit Sicherheit angenommen wird [10], [21], [22]. Das Feld einer gleichmäßig magnetisierten Kugel ist, betrachtet an oder über der Oberfläche, das gleiche wie das eines Dipols, der im Mittelpunkt der Kugel sitzt. Die Feldrichtung (D, I) an einem Punkt der Kugeloberfläche mit der geographischen Breite  $\varphi$  ist dann gegeben durch [36]

$$(11) \quad D = 0^\circ, \quad \tan I = 2 \cot \Phi \quad (\Phi = 90^\circ - \varphi),$$

wobei  $\Phi$  die Poldistanz ist.

Wenn man die paläomagnetische Deklination bzw. Inklination aus Messungen an Gesteinen bestimmt (Berechnung des Mittelwertes wie gezeigt), dann kann man daraus und aus den geographischen Koordinaten des Beobachtungspunktes (also Fundpunktes) die Lage des paläomagnetischen Poles bestimmen (Abb. 4).

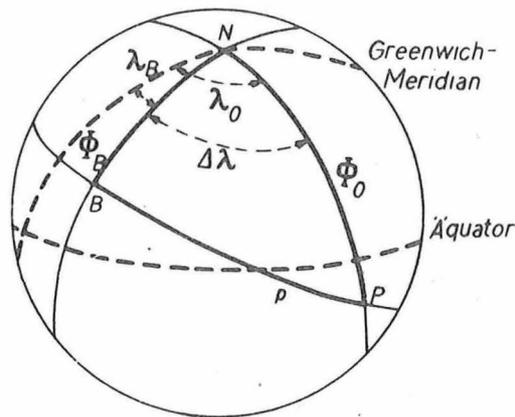


Abb. 4. Die Berechnung des paläomagnetischen Poles

B sei der Beobachtungspunkt (Probenentnahmestelle) mit der geographischen Breite  $\varphi_B$  und der geographischen Länge  $\lambda_B$ . N ist der geographische Nordpol und P der paläomagnetische Nordpol ( $\varphi_0, \lambda_0$ ), also der Punkt des Durchstoßes der paläomagnetischen Dipolachse durch die Erdoberfläche. Die Deklination kennzeichnet den Winkel zwischen geographisch Nord und dem paläomagnetischen Pol. Die Inklination ist mit der paläomagnetischen Poldistanz  $p$  der Probenentnahmestelle durch die oben angeführte Gleichung der Kraftlinie (11) verknüpft:

$$(12) \quad \cot p = \frac{1}{2} \tan I \quad (0^\circ \leq p \leq 180^\circ).$$

Die Koordinaten ( $\varphi_0, \lambda_0$ ) des paläomagnetischen Poles erhält man mit Hilfe der Sätze der sphärischen Trigonometrie [vgl. Abb. 4].

Die Poldistanz  $\Phi_0$  ( $\Phi_0 = 90^\circ - \varphi_0$ ) ergibt sich aus:

$$(13) \quad \cos \Phi_0 = \sin \varphi_0 = \cos \Phi_B \cdot \cos p + \sin \Phi_B \cdot \sin p \cdot \cos D$$

$$= \sin \varphi_B \cdot \cos p + \cos \varphi_B \cdot \sin p \cdot \cos D,$$

$$0^\circ \leq \Phi_0 \leq 180^\circ \quad \text{bzw.} \quad -90^\circ \leq \varphi_0 \leq 90^\circ.$$

Negatives  $\varphi_0$  bedeutet südliche Breite.

Für die geographische Länge erhält man:

$$(14) \quad \sin \Delta\lambda = \sin (\lambda_0 - \lambda_B) = \frac{\sin p \cdot \sin D}{\sin \Phi_0} = \frac{\sin p \cdot \sin D}{\cos \varphi_0}$$

bzw.

$$(15) \quad \cos \Delta\lambda = \cos (\lambda_0 - \lambda_B) = \frac{\cos p - \cos \Phi_0 \cdot \cos \Phi_B}{\sin \Phi_0 \cdot \sin \Phi_B}$$

$$= \frac{\cos p - \sin \varphi_0 \cdot \sin \varphi_B}{\cos \varphi_0 \cdot \cos \varphi_B};$$

$$0^\circ \leq \Delta\lambda \leq 360^\circ.$$

$$(16) \quad \lambda_0 = \Delta\lambda + \lambda_B;$$

$$0^\circ \leq \lambda_0 \leq 360^\circ \quad \text{positiv nach Osten gezählt.}$$

Da die mittlere Richtung ( $D, I$ ), aus der die Koordinaten des Poles auf die angegebene Weise berechnet werden, nur mit einer 95%igen Wahrscheinlichkeit innerhalb eines Kegels liegt, dessen halber Öffnungswinkel  $\alpha_{95}$  ist, gibt man auch für die Polposition Konfidenzparameter an. Dazu wählt man die Halbachsen der Konfidenzellipse um die errechnete Polposition aus.  $\delta p$  ist die Halbachse in Richtung des Großkreises, der den Beobachtungsort und den paläomagnetischen Pol verbindet,  $\delta m$  die in der dazu senkrechten Richtung. Diese Halbachsen errechnen sich dann folgendermaßen:

$$(17) \quad \delta p = \frac{1}{2} \alpha_{95} (1 + 3 \cos^2 p);$$

$$(18) \quad \delta m = \alpha_{95} \sin p / \cos I.$$

### 1.2.5. Fehlerdiskussion

#### 1.2.5.1. Fehlerquellen, die bei der Gesteinsgenese und bei der Probenentnahme auftauchen können

Um die Genauigkeit des paläomagnetischen Verfahrens einmal gründlich zu beleuchten, sollen im folgenden die wesentlichsten Fehlerquellen genannt und diskutiert werden, mit denen von der Gesteinsgenese über die Probenentnahme und Messung bis zur Auswertung der Meßdaten zu rechnen ist. Ein kleiner Teil davon ist bereits im Kapitel 1.2.1. erwähnt worden.

Grundvoraussetzung ist selbstverständlich die Anwesenheit von magnetisch wirksamen Mineralen. Aber auch ihre Konzentration und Verteilung in der magnetisch nicht wirksamen Matrix entscheiden über die Verwendbarkeit des Gesteins für paläomagnetische Untersuchungen. So darf die Menge des dispers verteilten Erzes nicht 7 % der Gesamtmasse überschreiten, da ansonsten magnetische Wechselwirkungen zwischen den magnetischen

Körnern auftreten, die die Ergebnisse völlig verfälschen können [37], [38]. Entstellt werden können die Ergebnisse auch dann, wenn die Gesteine Prozessen unterworfen werden, die den Mineralbestand verändern und somit auch die magnetischen Minerale umwandeln. Durch die Wirkung derartiger Vorgänge <sup>1)</sup> werden die Spuren der Gesteinsgenese und primären Magnetisierung zum großen Teil verwischt, so daß man bei einer Altersbestimmung bestenfalls das Alter der Metamorphose bestimmen kann. Die gleiche Wirkung besitzt die Verwitterung, so daß man, wie bereits erwähnt, darauf bedacht sein sollte, möglichst "frisches" Gestein zu entnehmen.

Eine weitere Fehlerquelle ist die magnetische Anisotropie der Gesteine. Sie kann dabei als Formanisotropie und als magnetokristalline Anisotropie auftreten. Die erstere, die durch die anisotropen entmagnetisierenden Felder der Körner verursacht wird, dominiert bei der Anwesenheit von Mineralen mit hoher Suszeptibilität, wie z. B. Magnetit. Im Gegensatz dazu wird bei Mineralen mit niedriger Symmetrie und Suszeptibilität (Hämatit, Ilmenit oder Pyrrhotin) die magnetokristalline Anisotropie wirksam. Labortests [39], [40] beweisen, daß einige Gesteine stark anisotrop sein können und somit die Richtung der remanenten Magnetisierung von der des erzeugenden Feldes erheblich abweichen kann, das heißt, daß die wahre Richtung des Paläofeldes in diesen Fällen nicht ermittelt werden kann. Andere Laboruntersuchungen aber zeigen, daß z. B. bei künstlich hergestellten roten Sedimenten, vorausgesetzt, die Anordnung des Hämatits ist rein zufällig, die Anisotropie vernachlässigt werden kann.

STACEY [42] untersuchte in diesem Zusammenhang Dolerite, Basalte und Porphyre und stellte dabei in jedem Falle eine durch die Anisotropie bewirkte Abweichung  $< 3^\circ$  fest. Auf Grund dieses Ergebnisses kann man für magmatische Gesteine ganz allgemein sagen, daß es (bis auf wenige Ausnahmen, z. B. Fluidaltextur) keine Übereinstimmung zwischen der Kornanordnung und der Lage der Kristallachsen gibt, das heißt, das Gestein verhält sich in seiner Gesamtheit magnetisch isotrop.

Bei Sedimenten allerdings verhält es sich anders, und gerade bei tektonisch stark beanspruchten Gesteinen kann eine ausgeprägte Anisotropie auftreten. Durch eine möglichst große Anzahl von Proben gleichen Alters, aber verschiedener Lokalitäten und unterschiedlicher Gesteinstypen (vor allem Sedimente und magmatische Gesteine) kann man durch den Vergleich aller Proben ohne weiteres die durch starke Anisotropie verzerrten Magnetisierungsrichtungen erkennen und diese Proben eliminieren. Ist die Möglichkeit eines Vergleiches auf Grund nur kleiner Probenkollektionen nicht gegeben, dann empfiehlt es sich, die magnetische Anisotropie des betreffenden Gesteines zu messen. Die Meßverfahren wurden von GIRDLER [43] und JANÁK [44] beschrieben.

In Laborversuchen [45], [46] ist nachgewiesen worden, daß sich bei der Entstehung einer isothermalen oder thermoremanenten Magnetisierung unter Druck die Richtung der remanenten Magnetisierung infolge des Druckes von der des äußeren Feldes unterscheidet, sich aber nach Entlastung in die des angelegten Feldes zurückdreht. Eine Anisotropie durch Druck ist demnach nicht zu erwarten.

KING [47] und GRIFFITHS [48] haben festgestellt, daß bei einem Teil der Sedimente die Inklination  $I$  um  $10 - 20^\circ$ , maximal um  $25^\circ$  zu klein ist. Sie deuteten diesen Fehler

1) beispielsweise Kontakt- und Regionalmetamorphose.

als Folge einer Unregelmäßigkeit der Oberfläche während der Sedimentation und auftretender turbulenter Strömungen, die die bereits orientierten magnetischen Körner wieder aus ihrer Lage brachten. VLASSOV u. a. [49] weisen mit Hilfe von rekonstruierten Sedimentationsbedingungen im Labor nach, daß u. a. die Korngröße und die Auflast eine Rolle spielen. So kamen sie zu dem Ergebnis, daß bei einer Korngröße von  $0,02 \mu$  die Auflast keinen Einfluß mehr auf die Lage der Partikeln hat. OPDYKE [50] untersuchte hinsichtlich des Inklinationsfehlers eine größere Anzahl von Sedimenten und verglich die Ergebnisse mit den Richtungsbestimmungen aus effusiven und intrusiven Gesteinen. Sein Ergebnis lautet, daß man auch in diesem Falle durch Vergleich vieler Proben und vor allen Dingen mit magmatischen Gesteinen extrem abweichende Sedimente eliminieren kann.

Weitere Fehler liegen in der tektonischen Beanspruchung des Gesteins verborgen. Folglich ist darauf zu achten, daß das zu entnehmende Gestein seit seiner Entstehung noch nicht bewegt worden ist.

Bei der Probenentnahme und -orientierung müssen weitere Fehlerquellen beachtet werden. Die Mißweisung des Kompasses wird von SCHMUCKER [30] mit maximal  $5^\circ$  angegeben. Hinsichtlich der Veränderung der Magnetisierungsrichtung durch Schlag und der Magnetisierungsintensität durch Abrieb der Meißel oder des Hammers hat ebenfalls SCHMUCKER Versuche gemacht, die keinen Einfluß dieser Faktoren aufdeckten.

#### 1.2.5.2. Fehlerquellen bei der Aufbereitung und Messung des Probenmaterials

Die im Kapitel 1.2.5.1. erwähnten Untersuchungen SCHMUCKERs hinsichtlich des Abriebes erstrecken sich auch auf die Einrichtungen zum Zerkleinern und Schneiden der Proben. Beim Schneiden der Handstücke in Würfel rechnet man mit einer Toleranz von  $1^\circ$ . Die Fehler, mit denen man beim Messen rechnen muß, richten sich in ihrer Größe nach der Empfindlichkeit der benutzten Meßgeräte. Wie bereits erwähnt, liegt die Empfindlichkeit des hier benutzten Rockgenerators bei  $5 \cdot 10^{-8}$  Oe.

Ganz besonderes Augenmerk ist darauf zu richten, daß während der Wechselfeldentmagnetisierung (siehe 3.3.1.1.) das Erdmagnetfeld innerhalb der Spule völlig kompensiert ist, da sonst Aufmagnetisierungen stattfinden können, die den gesamten Entmagnetisierungsvorgang verfälschen. Ebenso ist darauf zu achten, daß die Feldstärken zur Entmagnetisierung hoch genug gewählt werden, damit die sekundären Magnetisierungen (s. 3.1.1.4.), die die primären überlagern und den Magnetisierungsvektor verändern, eliminiert werden können.

#### 1.2.5.3. Fehlerquellen bei der Auswertung der Meßergebnisse

Die bei der Auswertung der Meßdaten eventuell auftretenden Fehler können vor allen Dingen durch die Vergrößerung der Probenkollektionen verringert werden. Weiterhin ist darauf zu achten, daß man sich zur Errechnung der Mittelwerte der statistischen Methoden bedient, die bislang in der internationalen Literatur den größten Anklang gefunden haben (wie z. B. die sogenannte "FISHER-Statistik" - 1.2.4.1.).

IRVING [10] gibt 3 Kriterien an, die für die Glaubwürdigkeit paläomagnetischer

Ergebnisse entscheidend sind: Ein Ergebnis ist wahrscheinlich, wenn

- a) mindestens 5 Proben die gleichen Ergebnisse zeigen,
- b) der halbe Öffnungswinkel  $\alpha_{95} < 12,5^\circ$  ist und
- c) die errechnete Magnetisierungsrichtung von Gesteinen, die aus dem Tertiär oder älteren Formationen stammen; deutlich von der Richtung des gegenwärtigen Feldes abweicht.

## 2. Paläomagnetische Ergebnisse

### 2.1. Der Vergleich der Polwanderungskurve aus Werten von DDR-Proben mit der aus Werten der internationalen Literatur für Europa

Unter Berücksichtigung der im Abschnitt 1.2.5. aufgeführten Punkte wurden von 74 Aufschlüssen in der DDR je 6 Proben entnommen, aufbereitet und gemessen. Die Ergebnisse sind in Tab. 1 zusammengefaßt und sollen im folgenden diskutiert werden. Über die Aussagekraft der in der Tabelle enthaltenen Werte (wie  $k$ ,  $\alpha_{95}$ ,  $\delta p$  oder  $\delta m$ ) wurde im Abschnitt 1.4. ausführlich berichtet. Im Vergleich zu den bereits existierenden Polpositionen für Europa wurden die Werte, die extreme Abweichungen zeigen (Abweichung  $> 20^\circ$ ), in der Tabelle als "unwahrscheinlich" gekennzeichnet und bei der Berechnung der mittleren Polposition für die einzelnen Formationen nicht berücksichtigt.

Die aus den Ergebnissen errechneten Paläopole für die DDR sind in Abb. 5 dargestellt und werden denen aus der internationalen Literatur, Abb. 6, gegenübergestellt. Die in Abb. 6 dargestellte Polwanderungskurve wurde aus den Ergebnissen der Arbeiten [10], [11], [13], [28], [34] und [51] - [73] ermittelt.

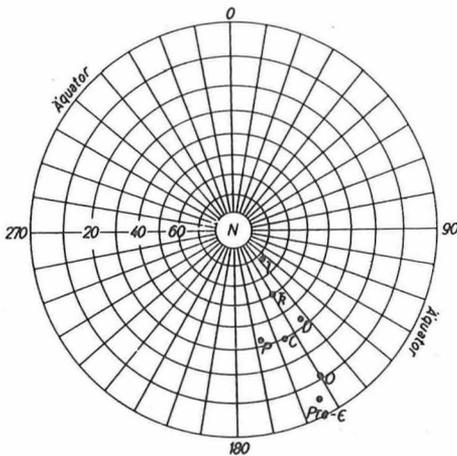


Abb. 5. Paläopole, errechnet aus den Werten von DDR-Proben

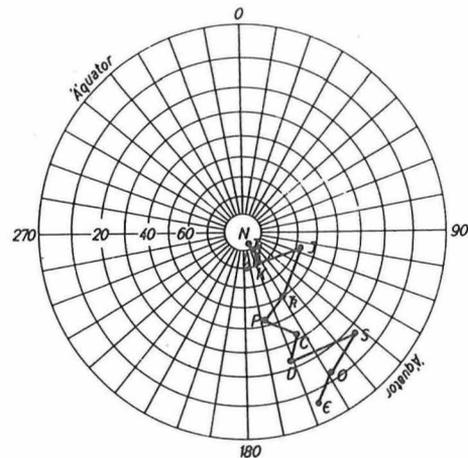


Abb. 6. Paläopole, errechnet aus den Werten der internationalen Literatur

Der Paläopol für das Präkambrium resultiert nur aus den Werten eines Aufschlusses der Grauwacke bei Kamenz. Das Alter dieses Gesteins ist in der Literatur [74], [75] mit jungalgonkisch angegeben. Da aber eindeutige Fossilien fehlen, ist diese Datierung noch umstritten. So hat z. B. TIMOFEJEV [76] auf Grund von Sporen- und Algenfunden spätkambrisches bis mittelkambrisches Alter vorgeschlagen. RUNCORN [64] hat aus paläomagnetischen Messungen eine große Anzahl präkambrischer Polpositionen ermittelt, mit denen verglichen das Alter der untersuchten Grauwacke an die Wende Präkambrium - Kambrium zu setzen wäre. Dieses Ergebnis steht mit den paläontologischen und geologischen Aussagen im Einklang.

Polpositionen für das *K a m b r i u m* konnten in der vorliegenden Arbeit nicht ermittelt werden. Einerseits sind die zutage tretenden Gesteine dieser Formation auf Grund zu hochgradiger Metamorphose oder zu schwacher Magnetisierung für paläomagnetische Untersuchungen nicht geeignet, andererseits sind einige kambrische Ablagerungen nur durch Bohrungen zugänglich, und in diesem Falle ist eine Bearbeitung ausgeschlossen, da die Proben nicht orientiert werden können.

Hellgraue bis violette Tonschiefer aus dem Vogtland, die altersmäßig der Phycodenserie zugeordnet werden, lieferten die Polpositionen für das *O r d o v i z i u m*. Dabei hat sich gezeigt, daß die eindeutigsten Ergebnisse aus den rotgefärbten Ablagerungen stammen. Dieser Umstand wird in den Abschnitten 2.2. und 4.3. näher begründet werden. Die aus der Kontaktzone des Bergener Granits entnommenen Fruchtschiefer von Theuma ergaben keine positiven Resultate.

Die ermittelte Lage des ordovizischen Poles deckt sich ausgezeichnet mit den Werten der internationalen Literatur, wobei besonders die  $\varphi$ -Werte mit denen der ČSSR im Einklang stehen [77], [78]. Die roten Tonschiefer aus dem Vogtland sind invers magnetisiert. Dieser Umstand bietet aber trotzdem keine Möglichkeit, die Ablagerungen dieser Formation einem bestimmten Zeitraum innerhalb des Ordoviziums zuzuordnen, da die paläomagnetische Methode für die ältesten Epochen der Erdgeschichte zur Zeit noch kein ausreichendes Auflösungsvermögen besitzt.

Die untersuchten Kieselschiefer aus dem *S i l u r* wurden ebenfalls im Vogtland entnommen. Die zur Verfügung stehenden Meßgeräte sprachen auf die außerordentlich schwache Magnetisierung dieser Gesteine nicht an, und deshalb konnte für diese Formation kein Paläopol errechnet werden.

Zur Ermittlung des Paläopols für das *D e v o n* wurden Diabase, Diabasporphyr und Keratophyr aus dem Harz herangezogen. Nur bei drei von acht Aufschlüssen erwies sich das Material als geeignet, so daß auch hier zur Ermittlung der Polpositionen nur ein kleines Ensemble von Werten zur Verfügung stand. Gemessen an den Werten der Literatur, liegt der bestimmte Pol durchaus im wahrscheinlichen Bereich, und speziell bei Vergleich mit den aus Eifelsandsteinen ermittelten Werten Westdeutschlands [22] kann man eine Differenz in  $\varphi$  von  $7^\circ$  und in  $\lambda$  von  $18^\circ$  feststellen, während die von KRS [67] untersuchten Eifel-Sedimente der ČSSR ein gleiches  $\varphi$  besitzen und  $\lambda$  um  $27^\circ$  abweicht. Die untersuchten Gesteine vom Gebiet der DDR sind ebenfalls wie die der ČSSR und Westdeutschlands invers magnetisiert.

Wesentlich reichhaltiger ist das Angebot an Gesteinen aus dem *K a r b o n*. Hier wurden nicht nur die verschiedensten Gesteinstypen zu Untersuchungen herangezogen, es wurde auch auf eine möglichst große regionale Verteilung der Probenentnahmestellen geachtet. So sind verschiedene Granitvarietäten, Arkosen, Grauwacken und Sandsteine aus dem Harz sowie Granite, Lamprophyr und Grauwacke aus der Lausitz und Granit aus dem Vogtland der paläomagnetischen Bearbeitung unterworfen worden. Auf Grund der größeren Menge der Meßwerte kann die Polposition für das Karbon schon als repräsentativer gelten als die der älteren Formationen. Ein Vergleich mit der "internationalen" Kurve läßt eine gute Übereinstimmung erkennen. Die Proben sind zum überwiegenden Teil invers magnetisiert. Zu den Werten der Nachbarländer ČSSR und Westdeutschland bestehen nur geringfügige Abweichungen [22], [67], [79].

Tab. 1. Probenverzeichnis und Meßergebnisse

Proben-Nr. Meßtbl.	Lokalität	Gestein	Alter	Magnetisierung [Oe]	Polarität
La 26-30 Kamenz	Steinbruch b. Kamenz 51°17'N; 14°05'E	Grauwacke	Jungalgonk.	9 · 10 <sup>-7</sup>	+
V 1 Oelsnitz	NE Stöckigt 50°28'N; 12°11'E	Tonschiefer	Ordovizium	2,7 · 10 <sup>-5</sup>	+
V 2 Oelsnitz	SE Stöckigt 50°26'N; 12°11'E	Tonschiefer	Ordovizium	1,5 · 10 <sup>-5</sup>	+
V 3 Oelsnitz	SE Stöckigt 50°26'N; 12°11'E	Tonschiefer	Ordovizium	3,7 · 10 <sup>-5</sup>	-
V 5 Oelsnitz	Steinbruch b. Theuma 50°25'N; 12°14'E	Fruchtschiefer	Ordovizium	1,7 · 10 <sup>-3</sup>	
V 6 Oelsnitz	Steinbruch b. Theuma 50°25'N; 12°14'E	Fruchtschiefer	Ordovizium	1,2 · 10 <sup>-4</sup>	-
V 8 Greiz	b. Netzschkau 50°36'N; 12°16'E	Tonschiefer	Ordovizium	7 · 10 <sup>-6</sup>	+
V 9 Treuen	Autobahn Treuen 50°33'N; 12°17'E	Tonschiefer	Ordovizium	3 · 10 <sup>-7</sup>	
V 10 Treuen	Autobahn Treuen 50°33'N; 12°18'E	Tonschiefer	Ordovizium	7 · 10 <sup>-6</sup>	+
V 4 Oelsnitz	SE Obermarxgrün 50°26'N; 12°12'E	Kieselschiefer	Silur	7 · 10 <sup>-7</sup>	
Ha 55-60 Hasselfelde	Steinbruch S Stiege 51°40'N; 10°53'E	Diabas	Devon	1 · 10 <sup>-5</sup>	-
Ha 61-65 Blankenburg	S Wienrode 51°45'N; 10°59'E	Diabasporphyrit	Devon	7 · 10 <sup>-6</sup>	+
Ha 66-70 Blankenburg	W Blankenburg 51°47'N; 10°56'E	Keratophyr	Devon	5 · 10 <sup>-5</sup>	-
Ha 76-80 Quedlinburg	Roßtrappenstraße 51°45'N; 11°01'E	Diabas	Devon	1 · 10 <sup>-5</sup>	+
Ha 100-103 Pansfelde	SW Königerode 51°36'N; 11°11'E	Diabas	Devon	5 · 10 <sup>-5</sup>	-
Ha 104-108 Pansfelde	W Schielo 51°37'N; 11°12'E	Diabas	Devon	6 · 10 <sup>-5</sup>	-
Ha 109-112 Pansfelde	Steinbruch Stammrod 51°39'N; 11°11'E	Diabas	Devon	5 · 10 <sup>-6</sup>	-
Ha 111-113 Pansfelde	Steinbruch Stammrod 51°39'N; 11°11'E	Diabas	Devon	8 · 10 <sup>-5</sup>	-
V 7 Oelsnitz	O Bergen 50°26'N; 12°18'E	Granit	varistisch	1 · 10 <sup>-4</sup>	+
Ha 1-5 Bad Harzburg	N Brocken 51°49'N; 10°37'E	Granit	varistisch	2,5 · 10 <sup>-4</sup>	+
Ha 6-10 Bad Harzburg	Gebbertsberg 51°51'N; 10°39'E	Granit	varistisch	1,5 · 10 <sup>-6</sup>	-
Ha 11-15 Bad Harzburg	Ilsenstein 51°51'N; 10°39'E	Granit	varistisch	1,5 · 10 <sup>-4</sup>	+
Ha 16-20 Wernigerode	Birkenkopf 51°49'N; 10°41'E	Granit	varistisch	2,5 · 10 <sup>-5</sup>	+
Ha 21-25 Elbingerode	Otto-Felsen 51°48'N; 10°42'E	Granit	varistisch	1 · 10 <sup>-5</sup>	+
Ha 26-30 Wernigerode	Thumkulenkopf 51°49'N; 10°43'E	Quarzdiorit	varistisch	1,5 · 10 <sup>-4</sup>	+
Ha 38-42 Elbingerode	Königshof 51°45'N; 10°46'E	Grauwacke	Kulm	4 · 10 <sup>-6</sup>	+
Ha 71-75 Quedlinburg	Hexentanzplatz 51°44'N; 11°02'E	Granit	varistisch	8 · 10 <sup>-7</sup>	+
Ha 81-83 Benneckenstein	Kahler Herz-Berg 51°37'N; 10°47'E	Grauwacke	Kulm	2 · 10 <sup>-5</sup>	-

$D_m$	$I_m$	$k$	$\alpha_{95}$	$\varphi_0$	$\lambda_0$	$\delta p$	$\delta m$
224,46 physikalisch stabil;	39,72	12,85 Polposition wahrscheinlich	19,43	6,48	153,47	14,00	23,32
233,79 physikalisch stabil;	21,91	235,29 Polposition wahrscheinlich	8,05	12,51	138,07	4,50	8,51
210,93 physikalisch stabil;	38,57	54,08 Polposition wahrscheinlich	34,64	12,83	162,86	24,45	41,16
303,60 physikalisch stabil;	32,48	60,85 Polposition unwahrscheinlich	15,94	34,73	267,14	10,17	18,01
- magnetisch zu schwach	-	-	-	-	-	-	-
331,77 physikalisch instabil;	35,49	168,21 Polposition unwahrscheinlich	9,53	51,95	238,53	6,38	11,03
189,17 physikalisch stabil;	2,40	20,43 Polposition unwahrscheinlich	23,56	37,61	180,67	11,80	23,58
- magnetisch zu schwach	-	-	-	-	-	-	-
202,93 physikalisch stabil;	- 4,51	8,15 Polposition unwahrscheinlich	46,31	37,97	162,86	23,26	46,41
- magnetisch zu schwach	-	-	-	-	-	-	-
245,47 physikalisch instabil;	39,47	4,61 Polposition unwahrscheinlich	31,56	3,47	313,45	22,64	37,80
219,24 physikalisch stabil u.	-18,33	3,51 metastabil; Polposition wahrscheinlich	47,87	36,97	139,62	25,85	49,75
277,26 physikalisch instabil;	32,73	7,72 Polposition unwahrscheinlich	25,76	18,35	286,67	16,50	29,16
232,94 physikalisch stabil;	1,81	159,74 Polposition wahrscheinlich	5,32	21,14	132,21	2,66	5,32
268,19 physikalisch instabil;	55,08	5,73 Polposition unwahrscheinlich	30,65	26,13	306,35	30,91	43,53
244,22 physikalisch instabil;	62,17	6,12 Polposition unwahrscheinlich	29,47	20,06	327,09	35,64	45,84
22,43 physikalisch metastabil;	24,20	1,31 Polposition wahrscheinlich	19,89	47,01	158,10	11,38	21,28
311,28 physikalisch instabil;	74,79	36,80 Polposition unwahrscheinlich	20,62	62,19	320,86	34,18	37,54
211,13 physikalisch instabil;	20,56	34,57 Polposition wahrscheinlich	21,29	23,19	158,70	11,73	22,35
224,12 physikalisch instabil;	14,22	2,74 Polposition wahrscheinlich	50,08	2,98	70,91	34,08	58,42
112,40 physikalisch stabil und metastabil;	36,49	2,74 Polposition unwahrscheinlich	50,08	2,98	70,91	34,08	58,42
225,35 physikalisch instabil und metastabil;	18,93	23,44 Polposition wahrscheinlich	16,14	17,15	143,44	8,76	16,81
209,51 physikalisch instabil;	-1,62	117,98 Polposition wahrscheinlich	6,20	33,30	154,58	3,10	6,20
247,47 physikalisch instabil;	15,87	5,48 Polposition wahrscheinlich	31,48	7,12	123,54	16,67	32,40
136,77 physikalisch instabil;	-16,95	277,01 Polposition unwahrscheinlich	4,61	34,31	245,78	2,46	4,76
196,46 physikalisch stabil und metastabil;	-12,58	8,75 Polposition wahrscheinlich	21,63	42,62	168,27	11,21	22,03
162,68 physikalisch stabil und metastabil;	35,16	1,96 Polposition unwahrscheinlich	93,57	17,27	208,13	62,27	107,95
292,67 physikalisch instabil;	46,49	12,29 Polposition unwahrscheinlich	27,30	35,24	282,32	22,54	35,08

Proben-Nr. Meßtbl.	Lokalität	Gestein	Alter	Magnetisierung [Oe]	Polari- tät
Ha 114-115 Leimbach	Großörner 51°38'N; 11°28'E	Arkose	Oberkarbon	$4 \cdot 10^{-5}$	+
Ha 116-118 Leimbach	Großörner 51°38'N; 11°28'E	Arkose	Oberkarbon	$5 \cdot 10^{-6}$	-
Ha 119-124 Mansfeld	Siebiggerode 51°35'N; 11°26'E	Sandstein	Oberkarbon	$5 \cdot 10^{-5}$	+
La 1-5 Ostritz	SE Kemnitz 51°03'N; 14°40'E	Granodiorit	varistisch?	$2,5 \cdot 10^{-6}$	+
La 6-10 Görlitz	Königshain 51°12'N; 14°51'E	Granit	varistisch	$1,5 \cdot 10^{-4}$	
La 11-15 Radeberg	b. Pulsnitz 51°09'N; 13°59'E	Zweiglimmer- granodiorit	varistisch	$1,5 \cdot 10^{-4}$	
La 16-20 Kamenz	N Häslich 51°15'N; 14°01'E	Granodiorit	varistisch	$2 \cdot 10^{-4}$	
La 21-25 Kamenz	N Häslich 51°15'N; 14°01'E	Lamprophyr	varistisch	$1 \cdot 10^{-5}$	-
La 31-35 Dresden	Plauenscher Grund 51°02'N; 13°42'E	Syenodiorit	varistisch	$5 \cdot 10^{-4}$	+
La 36-40 Meißen	N Meißen 51°11'N; 13°27'E	Granit	varistisch	$3 \cdot 10^{-4}$	+
W 52-57 Saalfeld	b. Saalfeld 50°38'N; 11°23'E	Kalkstein	Zechstein	$3 \cdot 10^{-6}$	-
H 1-5 Pirna	Steinbruch b. Dohna 50°57'N; 13°52'E	Quarzporphyr	Rotliegendes	$1,5 \cdot 10^{-4}$	+
Th 6-12 Eisenach	Siechenberg 50°58'N; 10°18'E	Arkose	Rotliegendes	$3,5 \cdot 10^{-5}$	
Th 13-20 Bad Salzungen	Etterwinden 50°53'N; 10°19'E	Quarzporphyr	Rotliegendes	$1 \cdot 10^{-4}$	+
Th 31-36 Ruhla	Kalte Haide 50°50'N; 10°29'E	Porphyrtuff	Rotliegendes	$2 \cdot 10^{-5}$	+
Th 37-44 Ruhla	W Leuchtenburg 50°52'N; 10°29'E	Orthoklas- porphyr	Rotliegendes	$2,5 \cdot 10^{-5}$	+
Th 46-50 Ruhla	W Tabarz 50°53'N; 10°31'E	Sandstein	Rotliegendes	$2,5 \cdot 10^{-4}$	+
Th 51-55 Tambach	Nesselhof 50°46'N; 10°34'E	Tuff	Rotliegendes	$3 \cdot 10^{-4}$	+
Th 57-61 Tambach	Die tharz 50°47'N; 10°38'E	Quarzporphyr	Rotliegendes	$1,2 \cdot 10^{-3}$	+
Th 63-67 Waltershausen	Regenberg 50°51'N; 10°33'E	Quarzporphyr	Rotliegendes	$4 \cdot 10^{-3}$	+
Th 68-72 Waltershausen	Regenberg 50°51'N; 10°33'E	Schieferton	Rotliegendes	$1 \cdot 10^{-5}$	+
Th 73-78 Waltershausen	Georgenthal 50°50'N; 10°38'E	Glimmer- porphyr	Rotliegendes	$4 \cdot 10^{-3}$	+
Th 80-83 Tambach	N Tambach 50°49'N; 10°37'E	Sandstein	Rotliegendes	$3 \cdot 10^{-5}$	+
Ha 31-34 Elbingerode	Voigt-Stieg-Berg 51°48'N; 10°48'E	Enstatit- porphyr	Rotliegendes	$3 \cdot 10^{-6}$	+
Ha 45-49 Elbingerode	E Elbingerode 51°46'N; 10°48'E	Granitpor- phyr	Rotliegendes	$5 \cdot 10^{-6}$	
Ha 50-54 Elbingerode	E Elbingerode 51°46'N; 10°48'E	Syenitporphyr	Rotliegendes	$3 \cdot 10^{-4}$	
Ha 84-88 Schwenda	Auerberg 51°35'N; 11°01'E	Quarzporphyr	Rotliegendes	$2 \cdot 10^{-6}$	
Ha 89-93 Schwenda	N Schwenda 51°34'N; 11°01'E	Felsitporphyr	Rotliegendes	$3 \cdot 10^{-5}$	-

$D_m$	$I_m$	k	$\alpha_{95}$	$\varphi_0$	$\lambda_0$	$\delta p$	$\delta m$
200,95	0,04	51,34	12,94	35,41	165,44	6,47	12,95
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
14,32	67,45	9,08	23,50	80,90	104,52	32,61	39,15
physikalisch stabil und metastabil; Polposition unwahrscheinlich							
208,11	-13,09	20,39	15,20	39,42	154,15	7,90	15,50
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
192,38	-10,41	9,25	26,57	43,05	177,68	13,62	26,90
physikalisch instabil; Polposition unwahrscheinlich							
-	-	-	-	-	-	-	-
zur Berechnung ungeeignet							
-	-	-	-	-	-	-	-
zur Berechnung ungeeignet							
-	-	-	-	-	-	-	-
zur Berechnung ungeeignet							
1,54	52,95	26,86	15,03	72,20	189,81	14,38	20,80
physikalisch instabil; Polposition unwahrscheinlich							
164,10	-51,50	8,55	24,31	67,97	231,57	22,48	33,06
physikalisch metastabil; Polposition unwahrscheinlich							
202,80	10,85	10,20	22,03	30,06	166,99	11,32	22,33
physikalisch instabil; Polposition wahrscheinlich							
311,08	68,47	15,10	17,81	59,89	302,81	25,38	30,07
physikalisch instabil u. metastabil; Polposition unwahrscheinlich							
222,50	10,00	8,69	24,09	23,23	146,78	12,32	24,37
physikalisch stabil und instabil; Polposition wahrscheinlich							
-	-	-	-	-	-	-	-
zur Berechnung ungeeignet							
211,40	49,80	14,47	18,23	3,84	163,64	16,24	24,33
physikalisch instabil und metastabil; Polposition unwahrscheinlich							
162,94	38,25	16,99	19,11	16,11	206,99	13,41	22,64
physikalisch metastabil und instabil; Polposition unwahrscheinlich							
196,25	-7,60	22,08	14,58	41,01	168,77	7,39	14,68
physikalisch stabil und metastabil; Polposition wahrscheinlich							
205,35	12,66	168,92	9,17	28,68	161,50	2,68	5,27
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
195,57	-11,43	179,73	5,01	43,16	169,09	2,58	5,09
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
204,87	-31,45	38,50	10,94	50,82	151,11	6,87	12,46
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
193,91	14,36	271,15	4,08	30,62	174,46	2,14	4,18
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
199,05	20,46	12,31	19,88	26,39	169,56	10,94	20,86
physikalisch instabil und metastabil; Polposition wahrscheinlich							
204,36	25,44	13,75	8,97	22,35	164,92	5,21	9,66
physikalisch stabil und instabil; Polposition wahrscheinlich							
194,49	25,28	16,22	17,15	24,66	175,08	9,93	18,46
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
188,54	-8,56	10,47	21,72	41,97	179,31	11,04	21,90
physikalisch stabil und metastabil; Polposition wahrscheinlich							
-	-	-	-	-	-	-	-
zur Berechnung ungeeignet							
-	-	-	-	-	-	-	-
zur Berechnung ungeeignet							
-	-	-	-	-	-	-	-
zur Berechnung ungeeignet							
273,76	48,06	23,60	16,08	24,61	297,47	13,74	21,02
physikalisch instabil; Polposition unwahrscheinlich							

Proben-Nr. Meßtbl.	Lokalität	Gestein	Alter	Magnetisierung [Oe]	Polarität
Ha 94-98 Wippra	Großbreitungen 51°31'N; 11°13'E	Sandstein	Rotliegendes	$3,5 \cdot 10^{-5}$	+
W 1-5 Königsee	Pennewitz 50°40'N; 11°04'E	Sandstein	unterer Bunt- sandstein	$6 \cdot 10^{-6}$	-
W 6-10 Königsee	Mühlenberg 50°40'N; 11°06'E	Sandstein	unterer Bunt- sandstein	$8 \cdot 10^{-6}$	-
W 11-15 Stadt Remda	N Teichel 50°48'N; 11°19'E	Kalkstein	unterer Muschelkalk	$5 \cdot 10^{-6}$	-
W 16-20 Stadt Remda	S Teichel 50°46'N; 11°19'E	Sandstein	mittlerer Buntsandstein	$7 \cdot 10^{-6}$	-
W 21-25 Bad Blankenburg	E Ottenbühl 50°42'N; 11°14'E	Sandstein	unterer Bunt- sandstein	$7 \cdot 10^{-6}$	-
W 28-33 Stadt Remda	N Schmala 50°43'N; 11°18'E	Kalkstein	mittlerer Muschelkalk	$1,5 \cdot 10^{-6}$	+
W 36-38 Bad Blankenburg	Heidenberg 50°42'N; 11°14'E	Sandstein	mittlerer Buntsandstein	$9 \cdot 10^{-6}$	-
W 39-44 Rudolstadt	Marienturm 50°42'N; 11°21'E	Sandstein	mittlerer Buntsandstein	$5 \cdot 10^{-6}$	-
W 62-66 Bad Blankenburg	N Watzdorf 50°41'N; 11°14'E	Sandstein	unterer Bunt- sandstein	$7 \cdot 10^{-6}$	-
Th 1-5 Eisenach	Wartenberg 50°59'N; 10°19'E	Kalkstein	oberer Mu- schelkalk	$8 \cdot 10^{-7}$	+
Th 21-25 Bad Salzungen	Allendorf 50°50'N; 10°15'E	Sandstein	mittlerer Buntsandstein	$1,5 \cdot 10^{-5}$	-
Th 26-30 Wutha	N Wutha 50°58'N; 10°24'E	Kalkstein	unterer Mu- schelkalk	$7 \cdot 10^{-6}$	-
Th 85-88 Bürgel	Bürgel 50°56'N; 11°45'E	Sandstein	mittlerer Buntsandstein	$1,2 \cdot 10^{-4}$	-
H 13-18 Pirna	Lohmgrund 50°55'N; 13°58'E	Sandstein	Kreide	$2,5 \cdot 10^{-5}$	-
R 1-3 Sagard	Saßnitz 54°31'N; 13°38'E	Kreide	Kreide	$5 \cdot 10^{-8}$	
R 4-10 Sagard	N Saßnitz 54°31'N; 13°39'E	Kreide	Kreide	$5 \cdot 10^{-8}$	
R 11-14 Sagard	Buddenhagen 54°32'N; 13°38'E	Kreide	Kreide	$5 \cdot 10^{-8}$	
R 15-16 Sagard	Königstuhl 54°35'N; 13°40'E	Kreide	Kreide	$5 \cdot 10^{-8}$	
H 7-12 Pirna	Cottaer Spitzberg 50°54'N; 13°58'E	Basalt	Tertiär	$4 \cdot 10^{-2}$	-

$D_m$	$I_m$	$k$	$\alpha_{95}$	$\varphi_0$	$\lambda_0$	$\delta p$	$\delta m$
202,30	33,01	86,51	7,25	17,81	168,95	4,66	8,22
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
307,65	63,23	10,18	19,88	55,03	292,20	24,72	31,35
physikalisch instabil und metastabil; Polposition unwahrscheinlich							
11,62	49,24	19,25	15,67	67,69	163,79	13,75	20,76
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
42,74	37,95	1265,82	1,88	45,56	126,75	1,32	2,23
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
34,02	35,25	13,55	21,73	48,79	138,11	14,49	25,09
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
93,81	62,76	11,19	23,91	30,59	67,49	29,36	37,47
physikalisch stabil; Polposition unwahrscheinlich							
235,75	-34,76	6,06	29,64	36,18	115,94	19,60	34,09
physikalisch stabil und instabil; Polposition wahrscheinlich							
17,65	13,64	9,32	26,46	43,82	166,57	13,80	27,03
physikalisch instabil und metastabil; Polposition wahrscheinlich							
3,94	26,91	27,02	13,13	53,38	184,95	7,75	14,27
physikalisch instabil und metastabil; Polposition wahrscheinlich							
349,26	37,76	37,41	11,10	59,31	211,13	7,72	13,09
physikalisch stabil und instabil; Polposition unwahrscheinlich							
231,47	-24,87	14,78	18,02	33,88	123,69	10,39	19,35
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
13,79	9,05	4,99	38,10	42,30	171,52	19,41	38,46
physikalisch stabil; Polposition wahrscheinlich							
301,46	40,47	7,05	27,14	37,38	271,29	-	-
physikalisch instabil und metastabil; Polposition unwahrscheinlich							
7,24	63,07	66,72	8,26	81,98	151,67	10,23	13,01
physikalisch stabil; Polposition unwahrscheinlich							
292,92	48,25	8,95	27,05	36,41	287,12	23,22	35,45
physikalisch instabil; Polposition unwahrscheinlich							
-	-	-	-	-	-	-	-
magnetisch zu schwach							
-	-	-	-	-	-	-	-
magnetisch zu schwach							
-	-	-	-	-	-	-	-
magnetisch zu schwach							
-	-	-	-	-	-	-	-
magnetisch zu schwach							
23,25	56,09	3,14	45,28	68,14	135,67	46,83	65,12
physikalisch instabil; Polposition wahrscheinlich							

Die Sedimente und Effusiva des *P e r m s*, besonders die des Rotliegenden, sind auf Grund ihrer Mannigfaltigkeit und ihres magnetischen Verhaltens (siehe 4.3.) zur Ermittlung eines Paläopols besonders geeignet. Untersucht wurden eine Reihe von Quarzporphyren sowie Sandsteine, Schiefertone, Tuffe, Orthoklasporphyr und Glimmerporphyr aus dem Thüringer Wald und verschiedene Porphyre und Sandsteine aus dem Harz. Relativ zu anderen Formationen lag der Prozentsatz der Gesteine, die sich für paläomagnetische Untersuchungen eignen, mit 73 % am höchsten. Verglichen mit den Ergebnissen der Arbeiten benachbarter Länder, ergibt sich in  $\lambda$  eine völlige Übereinstimmung, während  $\phi$  aus westdeutschen Proben [22], [54], [80], [81] um  $10^\circ$  höher und aus Proben der ČSSR um  $7 - 8^\circ$  höher ermittelt wurde [79], [80]. Eine Untersuchung an Mineralparagenesen des Freiburger Lagerstättenbezirkes [68] ergab den gleichen Pol, der in vorliegender Arbeit errechnet wurde. Das etwas zu niedrige  $\phi$  des für die DDR erhaltenen Poles liegt nicht an einem eventuellen "Inklimationsfehler" (siehe 1.5.) der Sedimente, da eine Untersuchung in dieser Hinsicht für die Effusiva die gleichen Werte ergab. Besonders interessant ist das Rotliegende durch die Tatsache geworden, daß sämtliche bisher gemessenen Proben aller Kontinente invers magnetisiert sind, das heißt, daß während dieser Epoche keine Feldumkehr stattgefunden hat und eventuell auftretende normal magnetisierte Gesteine eine Selbstumkehr erfahren haben dürften. Auch die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Proben sind sämtlich invers magnetisiert.

Verschieden gefärbte Sandsteine und Kalke aus Thüringen wurden zur Ermittlung des Paläopols für die *T r i a s* untersucht. Auch für diese Formation lag der Prozentsatz der zu paläomagnetischen Messungen geeigneten Gesteine sehr hoch. Die für das Gebiet der DDR ermittelte Polposition deckt sich genau mit der aus der internationalen Literatur. Der Vergleich mit den Werten Westdeutschlands [22] und der ČSSR [67], [77] erbringt nur geringfügige Unterschiede. Der überwiegende Teil der Proben ist normal magnetisiert. Die beiden einzigen inversen Proben stammen aus dem Muschelkalk.

Die Ablagerungen des *J u r a* treten auf dem Gebiet der DDR kaum zutage. Die wenigen Vorkommen (Grimmen, Dobbertin und Hohnstein) sind entweder Schollen, die durch den Transport im Pleistozän völlig desorientiert wurden, oder Aufpressungen, die durch tektonische Vorgänge ebenfalls eine gänzlich neue Lage erhalten haben. Aus diesen Gründen konnte für den *J u r a* keine Polposition errechnet werden.

Die untersuchten Proben der *K r e i d e* stammen von der Insel Rügen und aus dem Elbsandsteingebirge. Die Schreibkreide erwies sich als zu schwach magnetisiert und die Quadersandsteine aus dem Elbtal als instabil. Deshalb wurde auch für die Kreide keine Polposition ermittelt.

Das *T e r t i ä r* ist die Formation, für die das meiste Meßmaterial existiert. Die Wahrscheinlichkeit, möglichst unverfälschte Ergebnisse zu erhalten, also von Metamorphose, Verwitterung und tektonischen Prozessen noch unberührte Gesteine vorzufinden, ist bei den jüngsten Ablagerungen am größten. Aus diesem Grunde wurde gerade das Tertiär zum Gegenstand der internationalen paläomagnetischen Forschung gemacht. Da für diese Formation auch aus DDR-Proben umfangreiche Ergebnisse vorliegen [70], wurde an dieser Stelle auf eine eingehende Untersuchung tertiärer Gesteine verzichtet. Lediglich von einem Basaltvorkommen (Cottaer Spitzberg) wurden Proben entnommen und gemessen. Der erhaltene Pol ist durchaus wahrscheinlich, besitzt aber verglichen mit den Werten der Literatur ein um  $10^\circ$  zu kleines  $\phi$ . Diese Abweichung steht mit dem nicht idealen magnetischen Verhalten dieses Basaltes (siehe 4.3.) im Zusammenhang.

## 2.2. Nachweis von Bewegungen

Aus den ermittelten Polpositionen kann man wiederum die Paläogradnetze für die einzelnen Gebiete der Erde berechnen, um etwas über das Klima während der Gesteinsgenese aussagen zu können. Dies ist schon in großem Rahmen [10], [83] durchgeführt worden. Allerdings birgt die Extrapolation der Ergebnisse bestimmter Gebiete auf andere eine große Gefahr in sich. Man setzt in diesem Falle automatisch voraus, daß zwischen dem Gebiet, aus dem die Werte stammen, und dem, auf das man die Aussagen auszudehnen versucht, keinerlei Bewegungen gegeneinander stattgefunden haben. Es liegen aber genügend Ergebnisse vor, die derartige Bewegungen nachweisen. So bestätigten z. B. WATKINS [27], ASHWORTH [28] und CLEGG u. a. [29] in ihren Arbeiten Bewegungen einiger Inseln und Halbinseln. Doch auch innerhalb einer Kontinentalmasse erhält man völlig verschiedene Magnetisierungsrichtungen, die auf Verschiebungen einzelner Teile der zusammenhängenden Landmasse gegeneinander schließen lassen. Eindrucksvoll wird diese Tatsache von der von CHRAMOV [11] veröffentlichten Karte über die Richtungen der Paläomeridiane und Paläobreiten auf dem Territorium der UdSSR im Ordovizium unterstrichen.

Da sich die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit hinsichtlich der Polwanderungskurve mit denen der benachbarten Länder und auch mit denen des europäischen Teils der Sowjetunion decken, ist anzunehmen, daß keine Horizontaldeformationen der Erdkruste großräumiger Natur zwischen den genannten Gebieten stattgefunden haben.

Wie schon im Abschnitt 1.1.2.3. erwähnt, ist es möglich, mit der paläomagnetischen Methode Bewegungen auf kleinstem Raume nachzuweisen, das heißt, unter Umständen sogar zwischen Anstehendem und Nichtanstehendem zu unterscheiden. So wurden im Vogtland, südlich der Ortschaft Stöckigt, rotgefärbte Tonschiefer aus dem Ordovizium entnommen. Die in der Tab. 1 unter V 1, V 2 und V 3 aufgeführten Sedimente sind erwiesenermaßen gleichaltrig (Phycodenserie) und zeigen auch in ihrem magnetischen Verhalten keine Unterschiede. Sie sind sehr stabil, enthalten das gleiche Erz als Träger der Magnetisierung, sind gleich stark magnetisiert und wurden auch auf dieselbe Art und Weise entnommen, aufbereitet und gemessen. V 1 und V 2 ergeben eine wahrscheinliche ordovizische Polposition und sind invers magnetisiert, während die errechnete Polposition der normal magnetisierten Probe V 3 den Zahlenwerten nach undeutbar ist. In diesem Falle besteht einmal die Möglichkeit, daß das Gestein zuerst gefaltet und danach durch bestimmte Einflüsse (Kontakt oder chemische Veränderungen) ummagnetisiert wurde und somit das Alter und damit die Polposition nur für den Zeitpunkt einer derartigen Ummagnetisierung ermittelt werden können. Andererseits wäre es möglich, daß der Gesteinsverband, aus dem die Probe entnommen wurde, außer einer Faltung auch noch einer Drehung unterworfen war, so daß seine ursprüngliche Lage für den Paläomagnetiker nicht rekonstruierbar ist. Dies zu unterscheiden, wurde von GRAHAM [84] ein Test entwickelt. Ist die Probe stabil, dann hat sie trotz einer Dislokation ihre primäre Magnetisierungsrichtung beibehalten, und man braucht nur (für den Fall einer Faltung) rechnerisch die einzelnen Proben wieder in die Horizontale zu überführen, um für sie die unverfälschten Werte zu erhalten. Gleichen sich diese ohne eine Glättung, so wurde das Gestein nach der Faltung neu magnetisiert. Weist diese sekundäre Magnetisierung auf den heutigen Pol, so handelt es sich um eine viskose Magnetisierung, die instabil ist. Im vorliegenden Falle verhält sich die Probe V 3 stabil und zeigt nach der Glättung einheitliche Werte, die aber im Stereogramm erheblich von den Werten der aus anderen Aufschlüssen ermittelten Polpositionen abweichen. Es muß angenommen werden, daß der Gesteinsverband, aus dem die Probe V 3 stammt, zu einer Kippung auch noch zusätzlich gedreht wurde.

### 2.3. Betrachtungen zum Paläoklima

Die Ergebnisse der paläomagnetischen Forschung erhalten erst dann besondere Bedeutung, wenn sie durch Resultate von Untersuchungen aus anderen Wissenschaftszweigen wahrscheinlich gemacht oder gar bestätigt werden. Im folgenden werden die paläomagnetischen Ergebnisse der vorliegenden Arbeit einem Vergleich mit den Aussagen der Petrographie unterzogen.

Der Petrograph bestimmt auf Grund der Gesamtheit der Merkmale eines Gesteins in seinem jetzigen Zustand dessen Fazies. Er ist dann in der Lage, auf die Bedingungen zu schließen, die bei der Bildung dieses Gesteins herrschten, also das Milieu zu charakterisieren. Zum Komplex der Bedingungen, die zur Gesteinsbildung führen (Stoff, Gefüge, Raum, Zeit und Dynamik [85]), gehört unter anderem auch das Klima (Klimadynamik). Die errechneten Polpositionen lassen die Konstruktion von Paläogradnetzen zu, aus denen zu ersehen ist, in welcher Breite, also auch in welcher Klimazone sich das untersuchte Gestein zur Zeit seiner Entstehung befand. Aus der Paläoklimatologie liegen schon eine Reihe von Ergebnissen vor, von denen hier die wichtigsten genannt werden sollen.

Die Abscheidung von Evaporaten beschränkt sich in der Gegenwart auf vorwiegend tropische Gebiete mit Temperaturen arider Verhältnisse und liegt zwischen Breiten von 10° und 50°. Die Verbreitung der mesozoischen Evaporate entspricht ungefähr der heutigen, während die paläozoischen Ablagerungen sich etwas mehr nach Norden erstrecken. Der Gesamtbereich umfaßt 31° S bis 83° N, wobei 70 % zwischen 30° und 60° N liegen [10], [25].

Karbonate sind in allen Formationen vorhanden; ihre gegenwärtige Verbreitung zeigt ein Maximum bei 48° N. Die paläozoischen Karbonate dominieren zwischen Äquator und 30°, während die mesozoischen und tertiären etwas höher und um ca. 10° niedriger als die heutigen liegen [10].

95 % aller Dolomitablagerungen sind auf Breiten < 35° konzentriert. Da Dolomit aber im allgemeinen durch Umwandlung aus Kalkstein entsteht, und zwar kurz nach der Ablagerung, treffen für ihn im wesentlichen auch die Breiten der Karbonate zu [86], [87].

90 % aller im Paläozoikum vorkommenden Korallen liegen zwischen dem Äquator und 20° N bzw. 20° S [10], [25]. Organische Riffe sind symmetrisch zum Äquator verteilt, wobei 75 % aller Vorkommen in Breiten < 20° liegen.

Ebenso ist von den ökologischen Betrachtungen zu den Fossilfunden auf die klimatischen Verhältnisse früherer Epochen zu schließen. So sind z. B. die permischen Fusulinen von STEHLI [88] als typische Warmwasserformen erkannt worden.

Die Kohlen der nördlichen Halbkugel enthalten Fossilien, die gewöhnlich mit feuchtem gemäßigttem oder heißem Klima in Verbindung gebracht werden [25]. Die karbonischen Kohlen liegen in Breiten < 30°, während die permischen und postpermischen alle in etwas höheren Breiten auftreten.

Graue Sedimente sprechen für gemäßigte Klimate, rote dagegen und mächtige Kalke für tropisches Wüsten- oder semiarides Klima [89], [90].

Die Deutung der Verbreitung glazialer Ablagerungen z. B. während des Karbons und des Perms bringt viele Probleme mit sich und ist noch nicht entschieden. Für die genannten zwei Formationen sind in Südamerika, in der Antarktis, in Afrika, Indien und auch Australien Spuren einer Vereisung gefunden worden. Für diese globale Verteilung stellt IRVING [10] drei Deutungsmöglichkeiten zur Diskussion:

- a) asymmetrisches Klima,
- b) eine besonders starke Polwanderung während des Karbons und des Perms  
oder
- c) die von WEGENER [26] entwickelte Hypothese über die Drift der Kontinente.

Im folgenden werden die in der vorliegenden Arbeit ermittelten Ergebnisse paläoklimatologisch ausgewertet.

Die aus dem Jungalgonkium stammende Grauwacke der Lausitz allein läßt natürlich noch keinerlei detaillierte Aussagen über das Klima des Präkambriums zu. Auf jeden Fall spricht ihre Farbe gegen arides Klima, und da im mittleren Skandinavien durch mächtige Tillite für diese Zeit eine Vereisung nachgewiesen wurde [74], ist auch im Höchsthalle mit einem gemäßigten bis kalten Klima zu rechnen. Abb. 7 läßt erkennen, daß das Gebiet der DDR während des Präkambriums auf der Südhalbkugel gelegen hat.

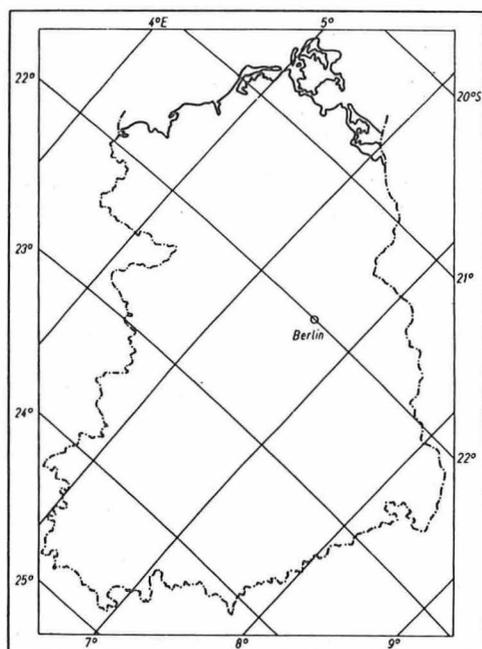


Abb. 7. Die Lage des Untersuchungsgebietes im Präkambrium

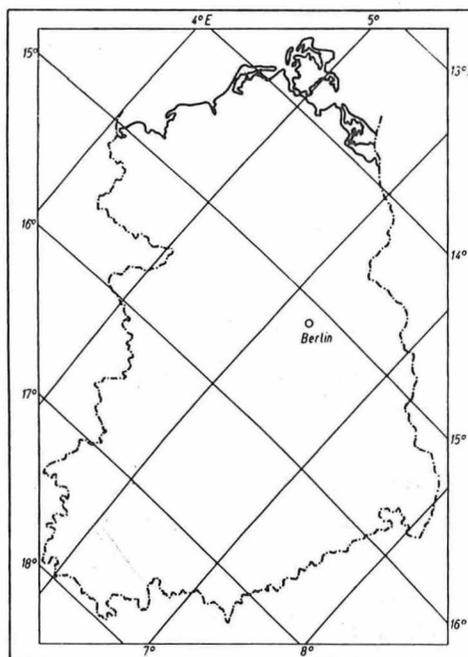


Abb. 8. Die Lage des Untersuchungsgebietes im Ordovizium

Abb. 8 zeigt die Lage des Gebietes der DDR im Ordovizium. Trotz einer Wanderung des Poles seit dem Präkambrium um etwa  $10^\circ$  nach Norden liegt das Gebiet noch auf der Südhalbkugel. Der Pol befindet sich ungefähr in der Nähe des heutigen Äquators im Stillen Ozean und die Tropen demzufolge in den heutigen Polargebieten. Daraus ergibt sich für das Untersuchungsgebiet etwa subtropisches Klima. Das ist allerdings aus den Gesteinen

des Vogtlandes und Thüringens schwierig abzulesen.

In Anlehnung an die oben genannten paläoklimatologischen Erfahrungswerte ist das Klima des Devons aus der Entstehung seiner Sedimente und den Lebensgewohnheiten der in ihnen vorkommenden Fossilien abzulesen. Die im Mittel- und Oberdevon auftretenden Korallenriffe sprechen für warme Wassertemperaturen. Die in den Grauwacken des Oberdevons enthaltenen Pflanzenreste lassen auf hohe Feuchtigkeit auf dem Festlande schließen [74]. Das in Abb. 9 dargestellte Paläogradnetz rückt das Gebiet der DDR im Devon in unmittelbare Nähe des Äquators.

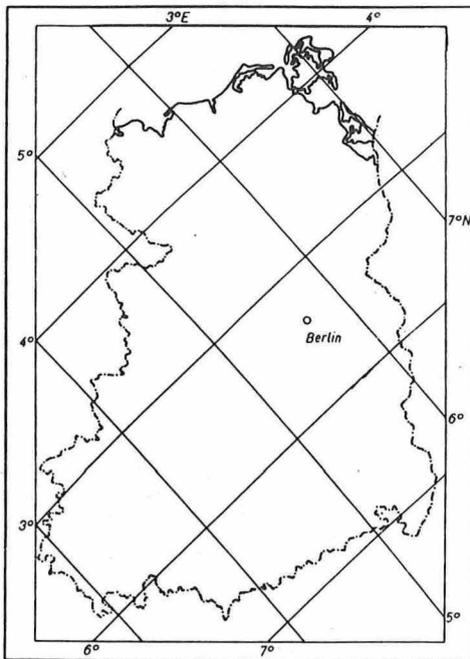


Abb. 9. Die Lage des Untersuchungsgebietes im Devon

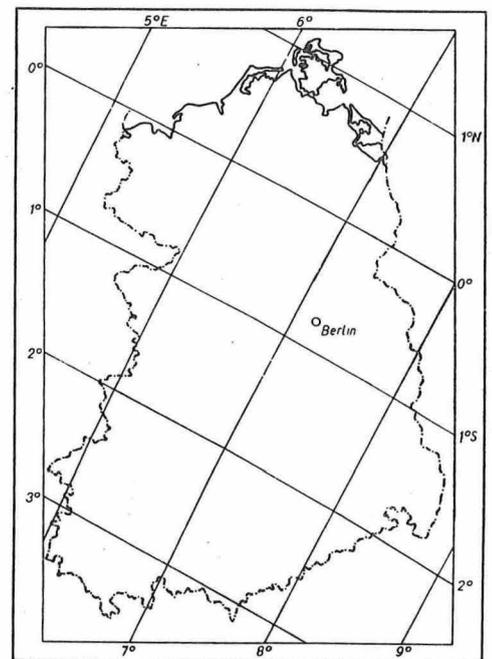


Abb. 10. Die Lage des Untersuchungsgebietes im Karbon

Diese Werte, die aus den devonischen Diabasen des Harzes ermittelt wurden, stehen mit den paläoklimatologischen Aussagen bezüglich der Entstehung der Sedimente und der Ökologie der Fossilien dieser Formation durchaus im Einklang.

Die im Atlas lithologisch-paläogeographischer Karten [83] publizierten Werte des Karbons ergeben für das Gebiet der DDR im Oberkarbon eine Lage innerhalb des 2. und 7. nördlichen Breitengrades. Die aus dem Harz, der Lausitz und dem Vogtland entnommenen Proben, die allerdings das gesamte Karbon umfassen, ergeben Werte, die für diese Zeit den Äquator auf dem Gebiet der DDR vermuten lassen. Es ist also eine Übereinstimmung festzustellen. Die gesamte Flora des Karbons und die Entstehung von Kohlenkalk und Kohlen selbst sprechen für warm-feuchtes Klima. Zu den paläoklimatologischen Aussagen steht die errechnete Lage des Untersuchungsgebietes für das Karbon nicht im Widerspruch, siehe Abb. 10.

Die hier ermittelte Lage des Gebietes für das Perm (Abb. 11) unterscheidet sich von der von BRIDEN und IRVING [91] errechneten nur um 5°, das heißt, das untersuchte Gebiet liegt immer noch in Äquatornähe. Dafür sprechen auch die Flora des Perms und die Rot-

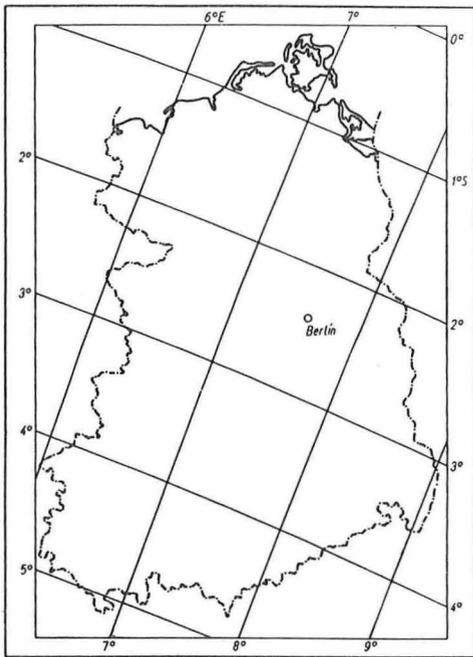


Abb. 11. Die Lage des Untersuchungs-  
gebietes im Perm

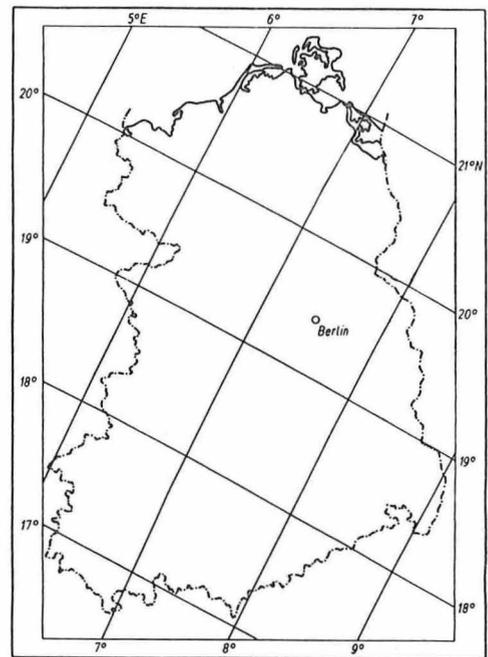


Abb. 12. Die Lage des Untersuchungs-  
gebietes in der Trias

färbung der Sedimente. Bei hohen Temperaturen wechselten Trocken- und Regenperioden [74]. Die Entstehung der terrestrischen Rotliegendensedimente des Thüringer Waldes läßt darauf schließen, daß die episodisch auftretenden Niederschläge erheblich waren. Die im Zechstein entstandenen mächtigen Salinarabscheidungen sprechen für die Zunahme der Trockenzeiten und für semiaride Bedingungen.

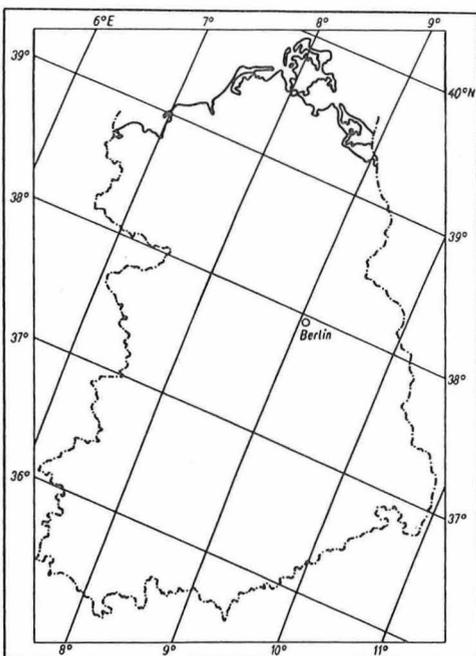


Abb. 13. Die Lage des Untersuchungs-  
gebietes im Tertiär

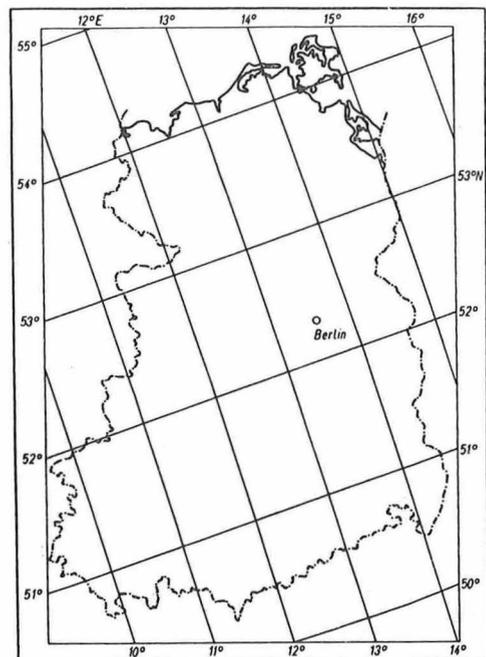


Abb. 14. Das magnetische Gradnetz  
nach dem Stand von 1945

Das in Abb. 12 dargestellte Paläogradnetz für die Trias versetzt das Gebiet bereits um  $20^\circ$  nach Norden. Es müssen also subtropische bis semiaride Klimate geherrscht haben. Einzelne Salinarabscheidungen und vor allen Dingen die Bildung mächtiger Kalke sprechen dafür.

Abb. 13 zeigt die Lage des Untersuchungsgebietes im Tertiär. Für diese Formation sind es besonders die paläobotanischen Ergebnisse, die die klimatischen Verhältnisse charakterisieren können. So haben KRUTZSCH und MAI [74] keinerlei Anzeichen dafür gefunden, daß das Klima arid oder semiarid gewesen sein könnte. Es ist anzunehmen, daß ein warm-gemäßigtes Klima vorherrschend war [74].

Zum Vergleich stellt Abb. 14 das magnetische Gradnetz nach dem Stand von 1945 dar.

Eine Gegenüberstellung der Kurve IRVINGS [10] mit der aus den Werten der vorliegenden Arbeit ermittelten Breitenabhängigkeit Berlins in den verschiedenen Formationen bringt Abb. 15.

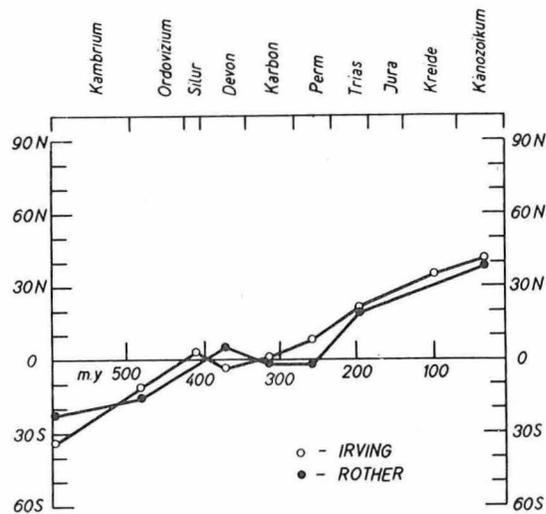


Abb. 15. Die Breitenabhängigkeit Berlins im Laufe der Erdgeschichte

### 3. Gesteinsphysikalische Untersuchungen

#### 3.1. Gesteinsmagnetismus

##### 3.1.1. Remanenz

Die Eindeutigkeit der im Abschnitt 2. diskutierten Ergebnisse wird aber erst dann unterstrichen, wenn auch das physikalische Verhalten der an der Magnetisierung des Gesteins beteiligten Minerale einer genauen Prüfung und Interpretation unterzogen wurde. Aus diesem Grunde soll auf die Grundlagen des Gesteinsmagnetismus eingegangen werden.

Die Gesteine erhalten bei ihrer Entstehung infolge der Einwirkung des erdmagnetischen Feldes, soweit magnetisierbare Minerale (siehe 3.2.) vorhanden sind, eine Magnetisierung, deren Remanenz gemessen werden kann. Auf Grund irreversibler Prozesse (Drehprozesse der magnetischen Momente [92]) verbleibt von der Magnetisierung  $I$ , die durch das anliegende Feld  $H$  (in diesem Falle das Erdmagnetfeld) im Gestein erzeugt wurde, eine Remanenz  $I_R$  erhalten. Diese wird im allgemeinen als natürliche remanente Magnetisierung bezeichnet und im weiteren Text mit NRM abgekürzt. Um die Remanenz wieder zu tilgen, bedarf es einer Gegenfeldstärke, der sogenannten Koerzitivkraft  $H_c$  (siehe Abb. 16). Vom Verlauf der aus der Tilgung der Remanenz erhaltenen Kurve kann man auf die Art und Entstehung der Magnetisierung schließen. Die unterschiedlichen magnetischen Eigenschaften der Gesteine resultieren aus mehreren Faktoren:

- Zusammensetzung des Magmas oder Menge und Zustand der am Sedimentationsprozeß beteiligten magnetischen Minerale,
- Abkühlungsgeschwindigkeit des magmatischen Gesteins oder Sedimentationsgeschwindigkeit und Bodenbeschaffenheit während der Sedimentation,
- physikalische und chemische Vorgänge während der verschiedenen Stadien der Gesteinsgenese und
- Metamorphose.

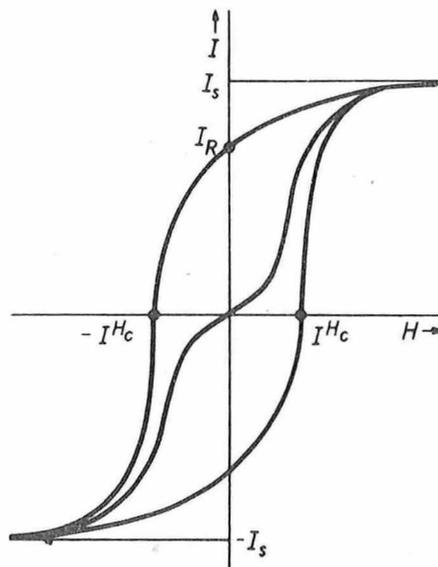


Abb. 16. Die Magnetisierungsschleife

Diese Faktoren bewirken die Entstehung zum Teil grundsätzlich verschiedener Magnetisierungsarten, die oft sehr schwierig auseinanderzuhalten sind, zumal sie sich gegenseitig überlagern können und in diesem Falle voneinander getrennt werden müssen (siehe 3.3.).

#### 3.1.1.1. Die isothermale remanente Magnetisierung (IRM)

Herrscht während des gesamten Magnetisierungsprozesses Zimmertemperatur, so entsteht eine isothermale remanente Magnetisierung (IRM). Diese Bedingung ist bei der Entstehung der meisten Sedimente erfüllt, vorausgesetzt, daß die sedimentierten magnetischen Minerale nicht schon eine anders geartete Magnetisierung besitzen (siehe 4.3.). Entsteht die IRM in einem schwachen Feld, also im Falle der Gesteinsmagnetisierung im Erdfeld, dann unterscheidet sie sich von anderen Magnetisierungsarten dadurch, daß sie bei steigenden Temperaturen oder bei einem anwachsenden Gegenfeld sehr rasch abnimmt, mit anderen Worten, gegenüber äußeren Einflüssen nicht sehr resistent, nicht "stabil" ist [9], [93]. ROQUET [94] stellte fest, daß mit zunehmender Korngröße auch die IRM zunimmt.

#### 3.1.1.2. Die thermoremanente Magnetisierung (TRM)

Erhitzt man ein ferromagnetisches Mineral, so ist festzustellen, daß die Magnetisierung mit steigender Temperatur abnimmt, um an einem Punkt ganz zu versiegen. Bei dieser Temperatur (CURIE-Temperatur  $T_C$ ), die für jedes Material einen anderen Wert hat, geht der Stoff in den paramagnetischen Zustand über. Kühlt das erhitzte Material wieder ab und durchläuft dabei  $T_C$ , so wird ihm bei Anwesenheit eines magnetischen Feldes eine Magnetisierung aufgeprägt, die man als thermoremanente Magnetisierung (TRM) bezeichnet. In schwachen magnetischen Feldern (1 - 2 Oe), also auch im Erdfeld, ist die TRM dem Feld direkt proportional [95]. Da die TRM bei der Abkühlung aller magmatischen Gesteine entsteht und sich darüber hinaus gegenüber äußeren Einflüssen als sehr stabil erweist, besitzt sie für die paläomagnetische und gesteinsphysikalische Forschung eine große Bedeutung.

NEEL [96] versuchte, die hohe Stabilität der TRM dadurch zu erklären, daß er annahm, im Falle der TRM handele es sich bei den ferromagnetischen Mineralkörnern nur um Einbereichsteilchen. Spätere ausführliche Untersuchungen der Gesteine ergaben aber, daß die Erzkörner in den meisten Gesteinen größer sind. Daraufhin nahmen NEEL [97], STACEY [98] und EVERITT [99] an, es seien die Wandbewegungen der Multidomänen für die Stabilität verantwortlich zu machen. Doch OZIMA und OZIMA [100] stellten fest, daß Wandbewegungen wesentliche Faktoren bei der Bildung der IRM sowie der inversen und partiellen TRM darstellen, für die Stabilität der totalen TRM aber die Rotation der magnetischen Momente von Einbereichsteilchen unter dem Einfluß der thermischen Agitation und des angelegten Feldes entscheidend ist. Die Einbereichsmomente sollen dabei in kleinen Subbereichen der ferromagnetischen Körper existieren. Hinsichtlich der Abhängigkeit der Intensität der TRM von der Korngröße stellte NAGATA [101] fest, daß die Intensität der TRM von Magnetitkörnern annähernd proportional zur Koerzitivkraft ist. Diese wiederum ist umgekehrt proportional zur Korngröße. Folglich kann gelten, daß die TRM umgekehrt proportional zur Korngröße ist. FLOHN [23] stellte fest, daß im allgemeinen die TRM eine etwas größere Intensität besitzt als die Ablagerungsmagnetisierung der Sedimente,

und gibt als Leitwert  $10^{-4}$  bis  $10^{-2}$  Oe an.

Kühlt ein ferromagnetisches Mineral von einer Temperatur  $T_1$  (unterhalb  $T_C$ ) auf eine Temperatur  $T_2$  ab, so wird unter Einwirkung eines Feldes ebenfalls eine Remanenz erzeugt, die partielle thermoremanente Magnetisierung (PTRM) genannt und von anderen Magnetisierungen, die außerhalb des Temperaturintervalls  $T_1 - T_2$  liegen, nicht beeinflusst wird. Für die verschiedenen PTRMen gilt das Gesetz der Additivität [102].

Untersuchungen des magnetischen Verhaltens von Magnetit bei tiefen Temperaturen haben gezeigt [103], daß bei  $-143$  °C die Kristallanisotropie und die Koerzitivkraft Null werden. Erwärmt man den Magnetit wieder auf Zimmertemperatur, so wird auch eine remanente Magnetisierung erzeugt, die auf Grund der gegenläufigen Temperaturänderung im Unterschied zur normalen TRM als "inverse" TRM bezeichnet wird.

### 3.1.1.3. Die chemoremanente Magnetisierung (CRM)

Die remanente Magnetisierung, die durch Veränderung oder Neubildung magnetischen Materials mittels chemischer oder physiko-chemischer Prozesse unterhalb der CURIE-Temperatur entsteht, nennt man chemoremanente Magnetisierung (CRM). KOBAYASHI [104] erzeugte eine derartige CRM im Labor, indem er durch Erhitzen aus  $Fe_2O_3$  Magnetit gewann und eine Remanenz nachweisen konnte, die dem während des Oxydationsprozesses angelegten Feld parallel war. Er kam, wie auch HAIGH [105], zu dem Ergebnis, daß die CRM eine ähnliche Stabilität wie die totale TRM aufweist, aber im Gegensatz zu ihr (so auch CHAMALAUN [106]) eine um eine Größenordnung geringere Intensität der Magnetisierung besitzt. Dies gilt nur für Felder bis zu 1 Oe, sind sie stärker, so ist die Intensität dem angelegten Feld proportional. Da bereits Veränderungen in Mikrostrukturbereichen für wesentliche Umwandlungen makroskopischer Größen (CURIE-Temperatur, Sättigungsmagnetisierung [95]) ausreichen und die Unterscheidung der TRM von der CRM wegen ihrer gleichartigen Stabilität und oft nicht möglichen Identifizierung hinsichtlich der unterschiedlichen Intensität der Magnetisierung sehr schwierig ist, macht sich gerade in diesem Falle eine komplexe Untersuchung der strukturinternen Verhältnisse des Materials notwendig. Die Schwierigkeit dieser Problematik sei nur an einem von AKIMOTO und KATSURA [107] bearbeiteten Beispiel gezeigt, bei dem ein Ulvöspinell, der bei konstanter Temperatur einer fortschreitenden Oxydation unterliegt, eine Remanenz erhält, nicht weil er unter den CURIE-Punkt abkühlt, sondern weil durch chemische Prozesse ein Material mit höherer CURIE-Temperatur entsteht. Diese Remanenz verhält sich genauso wie die totale TRM. STOTT und STACEY [45] haben festgestellt, daß im Gegensatz zur IRM und zur TRM die CRM durch Druckeffekte beeinflusst werden kann. Die Bedeutung der CRM wird durch die Tatsache unterstrichen, daß sie in allen Gesteinstypen auftreten kann, und viele Autoren, z. B. COLLINSON [108] und BLUNDELL [109], vertreten die Auffassung, daß die für den Paläomagnetismus so wichtigen roten Sedimente eine chemoremanente Magnetisierung tragen (siehe Abschnitt 4.3.).

### 3.1.1.4. Die Ablagerungsmagnetisierung

Das durch Wind oder Wasser zu den Sedimentationsräumen transportierte Material der Gesteinsverwitterung enthält ebenfalls - wenn auch nur in einem Umfang von wenigen

Prozent der Gesamtmasse - magnetische Minerale, die die Träger der Magnetisierung in dem neu entstehenden Gestein sind. Die beim Vorgang der Sedimentation vor der Diagenese entstehende Magnetisierung wird Ablagerungsmagnetisierung (DRM) genannt<sup>1)</sup>. Zum überwiegenden Teil besitzen die sedimentierten Erzkörner bereits von ihrem früheren Gestein her eine Magnetisierung. Aus diesem Grunde wird ihr magnetisches Moment während des Absinkens parallel zum herrschenden Feld ausgerichtet, und die Körner werden in einer Vorzugsrichtung abgelagert. Minerale, die durch ihre Formanisotropie z. B. in ihrer Längsachse am stärksten magnetisiert sind, würden sich demnach parallel zum Feld ablagern. Diese Einregelung ist von vielen Faktoren abhängig und durch viele Umstände beeinflussbar. Allein die Wasserbewegung am Sedimentationsraum kann, ist sie sehr turbulent, eine systematische Ablagerung verhindern. IRVING [10] gibt an, daß eine Strömungsgeschwindigkeit von 5 - 30 cm/s einen Ablenkungswinkel bis zu 10° erzeugen kann. Darüber hinaus spielt die Menge des absinkenden Materials eine Rolle, da sich die Körner untereinander durch gegenseitige Berührung auch aus der feldparallelen Lage bringen können. Ein wesentlicher Faktor ist die Gestalt der Oberfläche des Sedimentationsraumes. Ist sie horizontal und werden formanisotrope (z. B. nadelförmige) Kristalle abgelagert, so entsteht ein systematischer Fehler, der daraus resultiert, daß durch die horizontale Ablagerung der Körner zwar  $D$  den richtigen Wert besitzt,  $I$  aber bis maximal 25° zu klein ist (siehe 1.2.5.). Diese Abweichung wird Inklinationsfehler genannt. Ist die Oberfläche jedoch uneben (etwa durch Faltungen oder Rutschungen), dann entsteht ein unsystematischer Fehler ("bedding error") [10], dessen Korrektur nahezu ausgeschlossen ist. Die Einregelung der magnetischen Partikeln ist nicht nur während des Absinkens möglich ("depositional DRM"), sondern auch nach der Ablagerung, wenn das Sediment durch extrem hohen Wassergehalt im Gefüge noch völlig gelockert ist und die Korngröße der nichtmagnetischen Minerale möglichst klein ist ("post-depositional DRM"). Theoretische Betrachtungen zum Magnetisierungsprozeß während der Sedimentation stellten NAGATA [110] und STACEY [111] an. Laborversuche zu diesem Problem machten KING [47], GRIFFITHS u. a. [112] und COLLINSON [113]. Der DRM kommt auch deshalb eine besondere Bedeutung zu, weil man aus lückenlosen und viele Millionen Jahre umfassenden Profilen wesentliche Aussagen zur Geschichte des Erdmagnetfeldes erhält. HARRISON [114] gibt die Sedimentationsgeschwindigkeiten für kontinentale Sedimente mit 1 cm pro 100 Jahre und für Tiefseesedimente mit 1 cm pro 1000 Jahre an.

### 3.1.1.5. Die viskose remanente Magnetisierung (VRM)

Im Laufe der Zeit wird die einem Gestein aufgeprägte Magnetisierung, gleich welcher Art, abgebaut. Dieser Zerfall, viskose Demagnetisierung genannt, macht sich besonders bei Gesteinen mit kurzer Relaxationszeit, also physikalisch instabiler Magnetisierung, bemerkbar. Im gleichen Maße, in dem die primäre Magnetisierung abnimmt, entsteht eine dem Erdmagnetfeld parallel gerichtete neue Magnetisierung, die als viskose remanente Magnetisierung (VRM) bezeichnet wird. Es gibt zwei Arten von VRM: Die erste bildet sich bei Zimmertemperatur durch Zerfall der primären und gleichzeitiges Anwachsen der sekundären Magnetisierung, wobei diese VRM im allgemeinen eine physikalisch sehr instabile Magnetisierung darstellt, die leicht zu eliminieren ist (siehe 3.3.). Die zweite Art entsteht durch Anwachsen der Temperatur im Gestein (z. B. infolge Absinkens der Schichten, Bedeckung des Gesteins durch andere oder vulkanischer Aktivität) auf mäßige

<sup>1)</sup> DRM = detrital remanent magnetization.

Temperaturen, in jedem Fall unterhalb  $T_C$ . Letztere unterscheidet sich von der ersten dadurch, daß bei der Abkühlung des Gesteins (z. B. infolge Hebung der Schichten, Erosion des Hangenden oder nachlassender vulkanischer Tätigkeit) die Magnetisierung stabilisiert wird, ja sogar stärker werden kann als die primäre und dann von einer PTRM kaum noch zu unterscheiden ist. Es ist experimentell gezeigt worden, daß die VRM proportional zum Logarithmus der Zeit anwächst [115], [116], [117]. Beispielweise ist die bei normalen Temperaturen und einem Feld von 0,5 Oe im Laufe von einer Million Jahren entstehende VRM in einem Feld von 106 Oe zu entmagnetisieren [118]. Im Gegensatz zu den Sedimenten sind magmatische Körper in der Lage, über eine Zeitspanne von  $10^5 - 10^6$  Jahren in ihrem Inneren Temperaturen von mehreren 100 Grad zu konservieren; sie besitzen demzufolge eine wesentlich stärkere sekundäre Magnetisierung. Darauf wird noch im Abschnitt 4.3.1. eingegangen. Ein Beispiel für eine stabile sekundäre Komponente in Sedimenten wurde von CHAMALAUN und CREER [119] gegeben, die in devonischen Ablagerungen eine dem Feld des Perms parallele Magnetisierungsrichtung fanden und daraus auf eine Erwärmung dieser Gesteine während der varistischen Zeit schlossen. HIBBERD [120] versuchte, alle Werte, die nicht zu der von ihm konstruierten Polwanderungskurve auf der Nordhalbkugel paßten, einer sekundären Magnetisierungskurve zuzuordnen, und lehnte jegliche Kontinentalverschiebung ab. Diese Hypothese konnte mittels geologischer, geophysikalischer und physikalischer Argumente von CREER [121] und IRVING [122] widerlegt werden. Da jedoch jedes Gestein mehr oder weniger eine sekundäre Magnetisierung besitzt, ist es in jedem Falle notwendig, die entsprechenden Tests durchzuführen, die über die Art der Remanenz Auskunft geben oder die sekundäre von der primären Magnetisierung trennen.

#### 3.1.1.6. Der Effekt des Blitzschlages

Bei der magnetischen Untersuchung von an der Erdoberfläche entnommenen Gesteinen waren im Gegensatz zu denen aus tieferen Bereichen, aber von gleichem Material sehr oft eine extrem stärkere Magnetisierung und eine völlig unsystematische Polaritätsänderung auf engstem Raume zu verzeichnen. So hat REICH [123] die Klippen am Rande des Brockenplutons untersucht, derartige Abweichungen festgestellt und auf Blitzschlageinwirkung geschlossen. Die hohe Suszeptibilität der Randpartien rührt allerdings vom höheren Magnetitgehalt des Granites her. SCHMUCKER [30], der Messungen mit der Feldwaage durchführte, gibt an, daß Magnetisierungen über 1500 "blitzschlagverdächtig" sind. Eingehende magnetische Untersuchungen solchen Materials [125], [126] ergaben, daß das Verhältnis NRM/TRM im Gegensatz zu Proben ohne Blitzschlag mit nur einfacher TRM wesentlich größer als 1 ist. Die Vermutungen, daß diese Abweichungen auch eine Folge von Verwitterungseinflüssen, thermischem Wechsel oder Magnetostriktion sein könnten, wurden von Laboruntersuchungen GRAHAMs [127] widerlegt. Er ermittelte, daß die magnetischen Verhältnisse in diesen Gesteinen von Strömen bis zu 50 000 Ampere erzeugt worden sind. Dieses Ergebnis spricht eindeutig für Blitzschlag. Ebenso eindeutig ist die Feststellung, daß derartige Proben für paläomagnetische Zwecke nicht geeignet sind und eliminiert werden müssen.

#### 3.2. Die Träger der Magnetisierung

Die in den Gesteinen für die Speicherung der Magnetisierung verantwortlichen Minerale sind zum überwiegenden Teil Eisenoxide. Da ihre chemische Konstitution, ihre Kon-

zentration sowie Korngröße und Anordnung der Partikeln entscheidenden Einfluß auf das magnetische Verhalten der Gesteine ausüben können, sollen die wesentlichen Vertreter dieser Minerale im folgenden besprochen werden.

### 3.2.1. Magnetit

Magnetit  $\text{Fe}^{3+} \{ \text{Fe}^{3+} \text{Fe}^{2+} \} \text{O}_4$  ist ein Inversspinell, das heißt, in hochtemperierten Bildungen kann  $\text{Fe}^{2+}$  durch Mg, Mn, Zn, Ni und Ti, und  $\text{Fe}^{3+}$  durch Al, Ti, V und Cr ersetzt werden, wobei die Plätze des B-Untergitters sowohl von zweiwertigen als auch von dreiwertigen Ionen besetzt sein können. Er kristallisiert kubisch-hexakisoktaedrisch und kann liquidmagmatisch, liquidmagmatisch-pneumatolytisch, kontakt-pneumatolytisch sowie regionalmetamorph (in diesem Falle aus Hämatit) entstehen. Sein CURIE-Punkt liegt bei 585 °C [10], die Temperatur der Umwandlung zur paramagnetischen Phase im Tieftemperaturbereich bei -145 °C [10] und die Sättigungsmagnetisierung bei Raumtemperatur bei 92 - 93 emu/g [9]. Die Härte des Magnetits beträgt 5,5 und die Dichte 5,2 g/cm<sup>3</sup>. Optisch ist er isotrop, magnetisch dagegen anisotrop, wobei (111) die Richtung der leichtesten und (100) die Richtung der schwersten Magnetisierung ist. Er ist ferrimagnetisch, das heißt, die beiden existierenden Untergitter A und B sind nicht gleichwertig, so daß sich eine resultierende Spontanmagnetisierung ergibt. Reiner Magnetit kommt jedoch in den Gesteinen äußerst selten vor. Meist ist er als Titanomagnetit vorhanden, der im Temperaturintervall von 1150 ° bis 1250 °C ausgeschieden wird [128]. Bei der Bildungstemperatur liegt unbegrenzte Mischbarkeit vor, und die Temperatur der Lava, die Abkühlungsgeschwindigkeit, der partielle Druck des Sauerstoffs, die chemische Zusammensetzung der Lava und die Anwesenheit flüchtiger Bestandteile beim Ausfließen der Lava geben den Ausschlag, in welchem Mischungsverhältnis der Titanomagnetit vorliegt [107]. BASTA [129] vertritt die Auffassung, daß es einen einphasigen Titanomagnetit aus der Reihe  $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{FeTiO}_3$  in der Natur nicht gibt, da bislang immer ein Anteil  $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$  gefunden werden konnte. Diese Titanomagnetite sind zum großen Teil Verwachsungen von Magnetit und Ilmenit, die nach BASTA [129] durch Entmischung einer festen Lösung von  $\text{Fe}_3\text{O}_4 - \text{Fe}_2\text{TiO}_4$  bei hohen Temperaturen oder durch Oxydation oder Zersetzung bei tieferen Temperaturen entstehen können. BUDDINGTON [130] ist der Auffassung, daß derartige Verwachsungen von Magnetit und Ilmenit nicht aus Entmischung, sondern aus einer Oxydation des Titanomagnetits resultieren. Die Geschwindigkeit dieser Prozesse hängt von einer Anzahl Faktoren ab. So können sie in den Fällen, in denen das Gestein zerklüftet ist, sowie bei Anwesenheit von radioaktiven Mineralen [95] im geologischen Sinne "schnell" verlaufen. KRUGLJAKOV [131] stellt fest, daß einige Minerale, soweit Pyrit vorhanden ist (Pyrit schafft oxydationsgünstige Bedingungen), im Laufe weniger Monate oxydieren können. Langsame Abkühlung wiederum führt zur Abscheidung von Hämatit, dessen Löslichkeit in Magnetit bei niedrigen Temperaturen sehr gering ist [132].

Auf Grund der genannten Bildungsmöglichkeiten und des unterschiedlichen magnetischen Verhaltens bei verschiedener Zusammensetzung des Magnetits macht sich eine genaue erzmikroskopische und röntgenographische Untersuchung der magnetischen Komponenten in jedem Falle notwendig. Über die Stellung des Magnetits innerhalb der mischbaren Eisenoxide gibt Abb. 17 Auskunft.

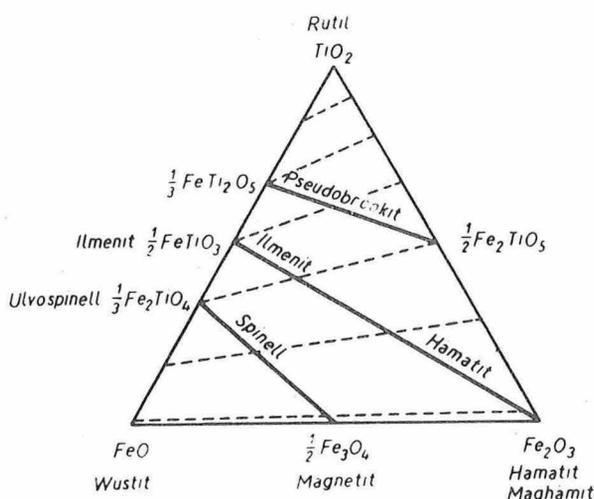


Abb. 17. Die Mischbarkeit der Eisenoxide

### 3.2.2. Hämatit

Hämatit ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ), auch Spekularit, Eisenglanz oder Roteisenstein genannt, kristallisiert ditrigonal-skalenoedrisch, besteht aus 69,9 % Fe  $\pm$  Ti, Al, Mn und findet sich liquidmagmatisch, auf hydrothermalen Gängen, metasomatisch an Kalksteinen, sedimentär sowie regionalmetamorph [133]. Seine Härte beträgt 6,5, die Dichte 4,9 - 5,3 g/cm<sup>3</sup> (reinste Kristalle 5,2 g/cm<sup>3</sup>), und sein Strich ist rot. Optisch wie magnetisch verhält er sich anisotrop, und seinem magnetischen Charakter nach ist er antiferromagnetisch, das heißt, die magnetischen Momente innerhalb eines Untergitters sind parallel, die Untergitter untereinander jedoch antiparallel ausgerichtet, so daß Kompensation erreicht ist. Der Hämatit kann aber einen schwachen parasitären Ferromagnetismus besitzen, über dessen Ursache noch keine völlige Klarheit besteht und verschiedene Theorien existieren [95]. Äquivalent zum CURIE-Punkt des Magnetits gibt es auch eine Temperatur, bei der der Antiferromagnetismus des Hämatits verschwindet. Sie wird NEEL-Temperatur genannt und liegt bei 675 °C. Der Umwandlungspunkt bei tiefen Temperaturen, als MORIN-Übergang bezeichnet, liegt bei -15 °C. BASTA [129] wies nach, daß bei 1050 °C zwischen Ilmenit und Hämatit eine lückenlose Mischbarkeit existiert. Bei schneller Abkühlung tritt eine Entmischung in zwei feste Lösungen ein, und zwar in Ferriilmenit (Ilmenit mit  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) und Titanohämatit (Hämatit mit  $\text{TiO}_2$  in Lösung). Das Vorhandensein von anderen Ionen außer  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$  und  $\text{Ti}^{4+}$  kann bei schneller Abkühlung eine Entmischung behindern. Auf die hervorragende Bedeutung des Hämatits für den Paläomagnetismus hinsichtlich seiner Entstehung aus Magnetit und der Bildung einer CRM wird im Abschnitt 4.3.4. eingegangen werden.

### 3.2.3. Ilmenit

Ilmenit ( $\text{FeTiO}_3$ ), auch Titaneisenerz genannt, kristallisiert trigonal-rhomboedrisch. Er besteht aus 52,6 %  $\text{TiO}_2$  (39,6 % Ti), 36,8 % Fe  $\pm$   $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Mg, Al [135], seine Härte ist 6, und die Dichte beträgt 4,72 - 4,76 g/cm<sup>3</sup>. Optisch und magnetisch

ist Ilmenit anisotrop. Seine Magnetisierung ist vom Mischungsverhältnis mit Hämatit abhängig (siehe Tab. 2). Desgleichen besteht diese Abhängigkeit hinsichtlich des CURIE-Punktes (siehe Tab. 3) [134].

Tab. 2. Spezifische Magnetisierung

<u>x FeTiO<sub>3</sub> (1-x) - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></u>	
x	
0	antiferromagnetisch
0,1	schwach ferrimagnetisch
0,2	schwach ferrimagnetisch
0,3	schwach ferrimagnetisch
0,4	schwach ferrimagnetisch
0,5	schwach ferrimagnetisch
0,6	ferrimagnetisch
0,7	ferrimagnetisch
0,8	paramagnetisch
0,9	paramagnetisch
1,0	paramagnetisch

Tab. 3. Abhängigkeit der CURIE-Temperatur

<u>x FeTiO<sub>3</sub> (1-x) - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub></u>		
x	T <sub>C</sub>	[°C]
0	670	
0,1	587	
0,2	500	
0,3	412	
0,4	325	
0,5	237	
0,6	150	
0,7	65	
0,8	0	
0,9	-140	
1,0	-220	

Man findet häufiger die FeTiO<sub>3</sub>-reichen Glieder als die unentmischten Ilmenite mit höheren Gehalten an Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Jedoch sind letztere aus vulkanischen Tuffen oder Einschlüssen von Ergußgesteinen (also aus Gesteinen mit sehr schneller Abkühlung bei der Entstehung) bekannt [135]. Der Ilmenit entsteht meist bei hohen, in jedem Fall aber 500 °C überschreitenden Temperaturen und kann in den magmatischen Gesteinen sowohl Früh- als auch Spätausscheidung sein. Auf Grund seiner Widerstandskraft gegenüber der Verwitterung findet man ihn auch in den Sedimenten.

### 3.2.4. Pyrrhotin

Pyrrhotin (FeS<sub>1+x</sub>), auch Magnetkies genannt, ist ein Schwefelerz, das sowohl liquidmagmatisch, pegmatitisch-pneumatolytisch, hydrothermal als auch metamorph entstehen kann. Es ist optisch und magnetisch anisotrop und kristallisiert dihexagonal-dipyramidal. Seine Härte beträgt 4, seine Dichte liegt bei 4,6 g/cm<sup>3</sup>. FeS enthält ca. 36 % S [133] und hat einen Überschuß an Fe im Gitter. Mit diesem Fe-Überschuß wechseln die physikalischen, physikalisch-chemischen und mikroskopischen Eigenschaften. Aus diesem Verhältnis resultiert auch sein spezifisches magnetisches Verhalten (siehe Tab. 4).

Der CURIE-Punkt beträgt 300 - 325 °C, er fällt mit anwachsendem x [9]. Ni, Co und Mn können Fe bis zu 1 % vertreten. Auf Grund seines niedrigen CURIE-Punktes und seiner hohen Anisotropie sind die Meßergebnisse von pyrrhotinführenden Gesteinen für den Paläomagnetismus nur bedingt zu verwenden.

Tab. 4. Spezifische Magnetisierung

Fe S <sub>1+x</sub>	
x	
0	antiferromagnetisch
0,1	ferrimagnetisch
0,2	ferrimagnetisch (abnehmend)
0,3	ferrimagnetisch (zunehmend)
0,4	ferrimagnetisch (zunehmend)
0,5	antiferromagnetisch
0,6	
0,7	
0,8	
0,93	
0,95 - 1,0	paramagnetisch

### 3.2.5. Maghemit, Ulvöspinell, Pyrit, Pseudobrookit

Im folgenden sollen noch einige Minerale erwähnt werden, die auf Grund mehrerer Faktoren (z. B. seltenes Auftreten in der Natur oder ungünstiges magnetisches Verhalten) für den Gesteinsmagnetismus zwar nur von zweitrangiger Bedeutung sind, zum magnetischen Gesamtverhalten einiger Gesteine aber beitragen können und deshalb bekannt sein müssen.

Maghemit ( $\gamma - \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) kristallisiert kubisch und ist ferrimagnetisch. In der Natur entsteht er durch Oxydation aus  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ . Sein Sauerstoffgitter ist identisch mit dem des Magnetits, während 1/9 der Fe-Plätze unbesetzt sind. Auf Grund dieser Fehlordnung im Spinellgitter tritt bei Erwärmung (zwischen 200 und 700 °C [133]) ein Übergang der ferrimagnetischen Phase zur antiferromagnetischen ( $\alpha - \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) ein [136]. Deshalb kann dabei nur von einer Umwandlungstemperatur, nicht aber von einem CURIE-Punkt gesprochen werden. Die Härte beträgt 5, die Dichte 4,4 g/cm<sup>3</sup>.

Ulvöspinell ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ) besteht zu 35,7 % aus  $\text{TiO}_2$  (21,4 % Ti) und zu 49,9 % aus Fe  $\pm$  Fe<sup>2+</sup>, Fe<sup>3+</sup>, Mg, Mn, Al, V [133]. Er kristallisiert kubisch, kommt aber in der Natur in Kristallform kaum vor, sondern viel häufiger entmischt als feines Netzwerk im Magnetit. Reiner Ulvit ist paramagnetisch. Der CURIE-Punkt hängt von der vorhandenen Magnetitmenge ab (siehe Tab. 5).

Der Pyrit ( $\text{FeS}_2$ ), auch Schwefel- oder Eisenkies genannt, kommt in der Natur sehr rein vor. Er besteht zu 53,4 % aus Schwefel  $\pm$  Ni, Co, An und Ptn. Er kann als typischer "Durchläufer" liquidmagmatisch und auch hydrothermal entstehen. Seine Härte beträgt 6 - 6,5, die Dichte ist 5,1 g/cm<sup>3</sup>, und das magnetische Verhalten ist paramagnetisch.

Pseudobrookit ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_5$ ) kristallisiert orthorhombisch. Seine Härte ist 6, die Dichte beträgt 4,39 g/cm<sup>3</sup>. Er entsteht in der Natur durch Oxydation aus Titanomagnetit.

Tab. 5. Abhängigkeit der CURIE-Temperatur

x Fe <sub>2</sub> TiO <sub>4</sub> (1 - x) Fe <sub>3</sub> O <sub>4</sub>	
x	T <sub>C</sub> [°C]
0	580
0,1	515
0,2	450
0,3	375
0,4	315
0,5	250
0,6	190
0,7	125
0,8	70
0,85	0
1,0	-150

### 3.3. Stabilität

#### 3.3.1. Physikalische Stabilität

Eine der Grundvoraussetzungen für die paläomagnetische Forschung ist die Durchführung der Tests, die über "Geeignetsein" oder "Nichtgeeignetsein" des Probenmaterials entscheiden. Ein wesentlicher Faktor dabei ist die Resistenz der untersuchten Gesteine gegenüber äußeren Einflüssen, die die Magnetisierung, die während der Gesteinsgenese entstand und somit über das Alter Aufschluß geben kann, verändern oder zerstören können. Dabei treffen die schon oben erwähnten Richtungsmessungen der Magnetisierung gewisse Entscheidungen. Vergleicht man Proben gleichen Alters, aber aus verschiedenen geologischen Einheiten, oder Proben gleichen Alters mit unterschiedlicher Polarität und stellt dabei fest, daß die Magnetisierungsrichtungen übereinstimmen, dann kann man schon von einer gewissen Stabilität sprechen [137]. Ebenso kann man den Konglomerat- und den Faltungstest von GRAHAM [84] zur Lösung von Stabilitätsfragen heranziehen. Proben gelten auch dann als stabil, wenn an einem Kontakt das aufgestiegene und das erhitze Gestein die gleiche Magnetisierungsrichtung aufweisen.

Doch diese relativ allgemeinen Feststellungen können nicht ausreichen, die zum Teil sehr komplizierten magnetischen Verhältnisse in den Gesteinen zu interpretieren. Allein die Tatsache, daß sich verschiedene Magnetisierungsarten, die zu ganz verschiedenen Zeitpunkten entstehen können, in den Gesteinen überlagern und unterschiedliche Stabilität aufweisen, macht es notwendig, die Proben Laboruntersuchungen zu unterziehen, mit deren Hilfe man die verschiedenen Magnetisierungsarten voneinander trennen kann. Die gebräuchlichsten Tests sollen im folgenden beschrieben werden.

##### 3.3.1.1. Die Entmagnetisierung mit dem Wechselfeld

Das Wesen dieser Entmagnetisierungsmethode besteht darin, daß durch die Wirkung eines Wechselfeldes auf das Gestein eine echte Gleichverteilung der natürlichen remanenten Magnetisierung erreicht wird. Durch den ständigen Richtungswechsel des äußeren Feldes und durch die kontinuierliche Abnahme der Feldamplitude wird eine Drehung der

magnetischen Momente erreicht, die eine Unordnung letzterer zur Folge hat und die Probe als entmagnetisiert erscheinen läßt. Es ist darauf zu achten, daß verfälschende Einflüsse schon apparativ ausgeschaltet werden. Bei Anwesenheit anderer Felder ist es möglich, daß eine anhysterese Magnetisierung entsteht, die die wahren magnetischen Verhältnisse im Gestein völlig maskiert. Aus diesem Grunde wird der Platz, an dem die Probe während der Entmagnetisierung liegt, durch HELMHOLTZ-Spulen nach außen hin abgeschirmt und feldfrei gemacht. Durch die Wirkung der geraden höheren Harmonischen wird parallel der Achse der Entmagnetisierungsspule eine neue Magnetisierung induziert. Dieser Fehlerquelle wirkt man dergestalt entgegen, daß man die Proben rotieren läßt [138]. Im vorliegenden Falle wurde eine Apparatur benutzt, die im Prinzip den von CREER [139] und GRAHAM [127] beschriebenen gleicht. In einer Spule werden mit Hilfe eines Wechselstromes (50 Hz) magnetische Feldstärken bis zu 1000 Oe erzeugt. Die Proben werden stufenweise entmagnetisiert, das heißt, sie werden jeweils nach der Entmagnetisierung bei 50, 100, 200, 400 und 800 Oe auf dem Rockgenerator gemessen, um die Feldstärke feststellen zu können, bei der die schwachen Magnetisierungen verschwinden. Dieser Vorgang des Eliminierens weicherer Magnetisierungsarten ist in die Literatur [140] als "magnetic cleaning" eingeführt worden. Die schwächere Magnetisierung wird in diesem Zusammenhang auch meist als "sekundäre" und die stabilere als "primäre" Magnetisierung bezeichnet. ZIJDERVELD [141] weist allerdings darauf hin, daß auch die primäre sehr schwach sein kann und daß sekundäre Magnetisierungen (TRM, CRM) die stabileren sein können, also nur im Idealfall die primäre auch die stabilere ist. Er schlägt deshalb vor, die Bezeichnungen "stabil" und "instabil" nur anzuwenden, wenn es sich um die Beibehaltung der Magnetisierungsrichtung über längere Zeitepochen oder gegenüber der Entmagnetisierung handelt. Die Magnetisierung, die bei Entmagnetisierungsvorgängen andere Arten überdauert, bezeichnet er als die "charakteristische", die hart ist, im Gegensatz zu den früher verschwindenden weicheren. Als ein Beispiel sollen die Ergebnisse von BRIDEN [142] angeführt werden, bei denen sich in Untersuchungen an Graniten und Syeniten nur 1 % der Magnetisierung der Gesteine als stabile Komponente erwies und die Richtung beibehielt.

In der vorliegenden Arbeit sollen die von ZIJDERVELD mit "hart" und "weich" benannten Komponenten als "physikalisch stabil" und "physikalisch instabil" und die mit "stabil" und "instabil" als "paläomagnetisch stabil" und "paläomagnetisch instabil" bezeichnet werden. In Anlehnung an die Einteilung von PETROVA [145] gelten dann Proben, die bei einem äußeren Feld von 400 Oe noch über 50 % der ursprünglichen Magnetisierung besitzen, als physikalisch stabil, solche, die > 20 % und < 50 % besitzen, als physikalisch metastabil und die, die < 20 % besitzen, als physikalisch instabil.

An Hand der zahlreichen bisher durchgeführten Untersuchungen haben sich eine Reihe von Erfahrungswerten herauskristallisiert, die die Interpretation der Entmagnetisierungskurven wesentlich erleichtern. So stellte z. B. UYEDA [143] fest, daß sich Glieder aus der Reihe Hämatit-Ilmenit gegenüber der Wechselfeldentmagnetisierung als physikalisch sehr stabil erweisen. ZIJDERVELD [141] gibt an, daß Magnetisierungen, die im Intervall von 0 bis 1000 Oe Feldstärke verschwinden, von Magnetit getragen werden, während die, welche bei Feldstärken von mehr als 1000 Oe noch bestehen, von Hämatitpartikeln stammen. Magnetisierungsarten, die mit bis zu 250 Oe entfernt werden können, bezeichnet er als sekundär und viskos entstanden.

Ein wesentlicher Vorteil der Wechselfeldentmagnetisierungsmethode ist der, daß der

durch die Anisotropie (Formanisotropie) bei der Aufmagnetisierung entstehende Winkel zwischen dem Feld und der Richtung der NRM während der Entmagnetisierung verkleinert wird. Es wird also ein wegen der Anisotropie möglicher Richtungsfehler automatisch vermindert [42]. Oft wird das Probenmaterial zur Identifizierung des Charakters der NRM nach der Entmagnetisierung erneut auf- und wieder abmagnetisiert. Auch in diesem Falle erweist sich die Wechselfeldmethode als vorteilhaft, da sie das Material nicht verändert, im Gegensatz zur Methode der thermischen Entmagnetisierung, bei der durch Erhitzen des Materials bis über den CURIE-Punkt Oxydation oder Entmischung das Material irreversibel verändern können [144].

### 3.3.1.2. Entmagnetisierung mit anderen Methoden

Eine ebenso häufig angewandte Methode wie die Wechselfeldentmagnetisierung ist die Entmagnetisierung der Proben durch Erhitzen, also mit steigender Temperatur. Genauso schrittweise wie bei dem oben beschriebenen Verfahren werden die Proben auf 50, 100, 200, 400 und 800 °C erhitzt und danach (nach Abkühlung im Null-Feld) die Richtung und Intensität der Magnetisierung gemessen. Da die Magnetisierung mit steigender Temperatur abnimmt und das Material bei der dafür jeweils charakteristischen CURIE-Temperatur in den paramagnetischen Zustand übergeht, ergibt sich auch bei diesem Verfahren eine abfallende Kurve, aus der die physikalische Stabilität und auch die Art des Materials ersichtlich sind. Hier wird ebenfalls eine Gleichverteilung der magnetischen Momente in der Probe erreicht, die das Gestein am CURIE-Punkt entmagnetisiert erscheinen läßt. Eine physikalisch stabile Probe wird also erst kurz vor dem CURIE-Punkt eine plötzliche und starke Abnahme der Magnetisierung zeigen. Der große Vorteil dieser Methode besteht darin, daß alle Proben völlig entmagnetisiert werden können, während bei der Wechselfeldentmagnetisierung Feldstärken von mehreren 1000 Oe notwendig sind, um beispielsweise rote Sedimente gänzlich zu entmagnetisieren. Eine "magnetic cleaning", also eine Eliminierung der physikalisch instabilen Komponenten, ist auch mit dieser Methode möglich. OZIMA, OZIMA und NAGATA [146] haben sogar eine derartige magnetische Reinigung bei tieferen Temperaturen durchgeführt. THELLIER und THELLIER [18], [147] haben ein Verfahren entwickelt, bei dem den Proben nach der Entmagnetisierung eine künstliche Thermoremanenz aufgeprägt wird und durch einen Vergleich der NRM mit der TRM sowie der ersten Entmagnetisierungskurve mit der Entmagnetisierung der künstlichen TRM Rückschlüsse auf den Charakter der Magnetisierung und die Intensität des äußeren Feldes bei der Gesteinsbildung gezogen werden können.

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Entmagnetisierungsmethoden wird bei der "Gleichfeldmethode" in den Proben nicht eine Gleichverteilung der magnetischen Momente angestrebt, sondern ein der Magnetisierung des Gesteines entgegengesetztes Feld erzeugt, das die NRM kompensieren soll. Da die als  $H_c$ , gemessene Gegenfeldstärke im gleichen Maße auch die neu erzeugte Magnetisierung charakterisiert, ist diese Methode nur mit Vorbehalt heranzuziehen [70].

Mit chemischer Entmagnetisierung beschäftigt sich COLLINSON [148], der poröse Gesteine, also z. B. Sedimente, mit HCl trinkt und dabei die magnetischen Komponenten herausöst. Eine schrittweise Behandlung der Proben ergibt ebenfalls eine Entmagnetisierungskurve. Bedeutung erlangt diese Methode dann, wenn im Gestein mehrere Varietäten magnetischer Substanzen vorhanden sind, die man einzeln herauslösen kann. In diesem Falle

ist es möglich, eine Aussage darüber zu machen, welche Fraktion der Träger der NRM ist.

### 3.3.1.3. Die Abhängigkeit der physikalischen Stabilität

Auf Grund der Bedeutung, die die physikalische Stabilität für die paläomagnetische Forschung besitzt, macht es sich erforderlich, deren Ursachen und Abhängigkeiten genau zu ermitteln, nicht zuletzt deshalb, weil bei genauer Kenntnis diesbezüglicher Verhältnisse eine Entscheidung darüber möglich ist, um was für eine Magnetisierungsart (auch ob primär oder sekundär) es sich dabei handelt. Wie bereits erwähnt, können magnetische Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Partikeln die paläomagnetischen Ergebnisse in Frage stellen, wenn der Erzgehalt in einem Gestein 7 % überschreitet [37], [38]. Unterhalb dieser Grenze erweist sich dasjenige Gestein als physikalisch stabil, das magnetische Partikeln mit hoher Koerzitivkraft besitzt. Diese Koerzitivkraft  $H_c$  wiederum steigt mit abnehmender Korngröße und fällt mit steigender Temperatur. Sie ist nicht materialspezifisch, sondern hängt von der Stärke der Entstehungsfelder und von der Art der Entstehung ab. VERHOOGEN [93] stellt in diesem Zusammenhang fest, daß der Verlauf von Entmagnetisierungskurven der Proben, die in unterschiedlich starken Feldern magnetisiert wurden, auch völlig unterschiedlich ist. Außerdem kommt er zu der Erkenntnis, daß die Stabilität der TRM der Zahl der Versetzungen direkt proportional ist. Das bedeutet, daß sie bei Gesteinen, die schnell abkühlen, viel größer ist als beispielsweise bei Plutoniten. Am größten ist sie demnach in den Randzonen der Effusiva. WILSON u. a. [149] und LARSON u. a. [150] sind der Auffassung, daß die allgemeine magnetische Stabilität mit dem Grad der Oxydation wächst. Nach VOLLSTÄDT [70] begünstigen xenomorphe magnetische Partikeln die Bildung von Ummagnetisierungskeimen und können somit Anlaß zur Instabilität geben. STILLER [95] führt aus, daß alle Prozesse, die zu einer geringen magnetostatischen Energiedichte an den Grenzflächen führen und die eine hohe Energie der Domänenwände zur Folge haben, die Stabilität der Remanenz vergrößern. Derselbe Autor erklärt die Stabilität der TRM durch das Vorhandensein magnetisch sehr stabiler Quasieinbereichsteilchen in großen Vielbereichskörnern (siehe 3.1.1.2.).

### 3.3.2. Die paläomagnetische Stabilität

Im Gegensatz zur physikalischen Stabilität gibt die paläomagnetische darüber Auskunft, ob eine Probe trotz schnell abnehmender Intensität während der Entmagnetisierung die Richtung der NRM beibehält oder nicht. Sie ist für die Altersbestimmung von ausschlaggebender Bedeutung. Bei der Auswertung der Meßergebnisse hat es sich gezeigt, daß das physikalische und das paläomagnetische Verhalten in einer Probe nicht den gleichen Charakter zu haben brauchen, sondern alle Kombinationen von stabil, metastabil und instabil möglich sind. Daraus ist zu ersehen, daß die Ursachen für die Stabilitätsarten nicht die gleichen sind. Für die paläomagnetische Stabilität ist z. B. die Anordnung der magnetischen Partikeln in Sedimenten von großer Wichtigkeit. Selbst wenn sie noch von den Gesteinen her, denen sie vor der Sedimentation angehörten, eine TRM besitzen und physikalisch stabil sind, können sie nur dann paläomagnetisch verwendbar sein, wenn sie während der Sedimentation ausgerichtet wurden. Andererseits kann bei einer physikalisch instabilen Probe 1 % der Gesamt magnetisierung (eine schwache TRM)

noch die richtige Magnetisierungsrichtung angeben und damit paläomagnetisch stabil sein [142]. Einzelne Beispiele werden im Abschnitt 4. diskutiert.

#### 3.4. Messungen mit der Thermomagnetwaage

Aus dem bisher Gesagten geht ganz klar hervor, wie wesentlich die Kenntnis des Materials, seiner Erscheinungsform und seiner magnetischen Parameter für Interpretation von  $V_d$  Meßergebnissen ist. Aus diesem Grunde sind zur Erweiterung des Spektrums der Untersuchungsmöglichkeiten auch auf der Thermomagnetwaage Messungen durchgeführt worden, über deren Ergebnisse im Abschnitt 4.3. berichtet wird.

Das Gerät selbst ist am Geomagnetischen Institut Potsdam der DAW zu Berlin in Zusammenarbeit mit dem IfG entwickelt worden. Der genaue Aufbau und die Arbeitsweise des Gerätes werden von FRÖLICH [151] beschrieben.

Nach STILLER und FRÖLICH [152] besteht zwischen Temperatur und quantitativer Zusammensetzung der magnetisch wirksamen Minerale ein enger Zusammenhang. Man kann also aus der Höhe des mit der Thermomagnetwaage ermittelten CURIE-Punktes der Ferrimagnetika bzw. des NEEL-Punktes der Antiferromagnetika auf die Anteile der Beimengungen (Ti, Co, Ni, Mn, Al, Cr oder V) schließen (siehe auch Tab. 3 u. 5). Außerdem ermöglicht das Gerät die Bestimmung der Höhe der Sättigungsmagnetisierung des jeweiligen untersuchten Materials. Schließlich besteht die Möglichkeit, aus der mit einem XY-Koordinatenschreiber aufgezeichneten Kurve Phasenumwandlungen in ihrem thermischen und zeitlichen Verlauf abzulesen und demzufolge etwas über die Oxydationsstabilität des Gesteins und somit über seine geologische Geschichte auszusagen [153].

#### 4. Gesteinsphysikalische Ergebnisse

##### 4.1. Die Diskussion der Entmagnetisierungskurven

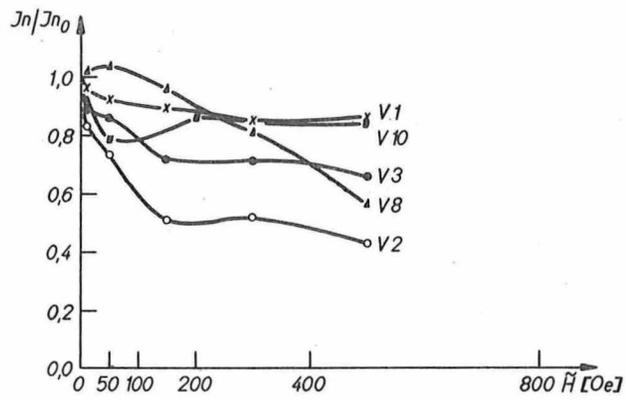
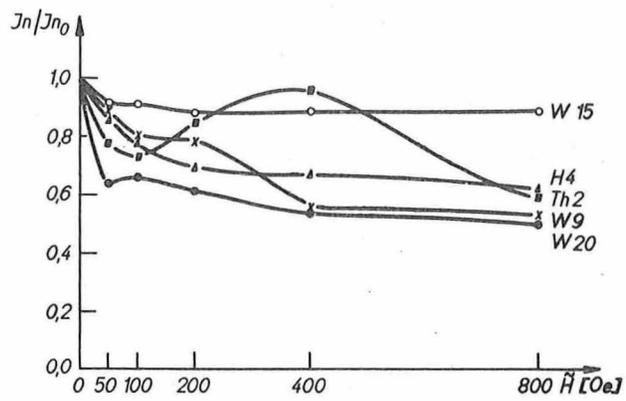
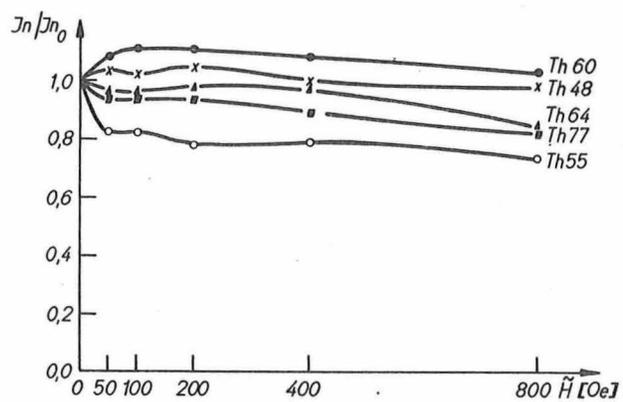
Die in vorliegender Arbeit bisher aufgeführten physikalischen Grundlagen haben deutlich gemacht, daß aus dem Verlauf der Entmagnetisierungskurven charakteristische Eigenschaften der Proben abzulesen sind und über die Eignung der Gesteine für paläomagnetische Untersuchungen entschieden werden kann. Da die Problematik der Arbeit sich nicht nur mit dem Wesen der Methode und deren Anwendbarkeit befaßt, sondern in einem speziellen Teil auch das magnetische Verhalten bestimmter Gesteine zur Diskussion steht, sollen im folgenden die Entmagnetisierungskurven aller untersuchten Gesteinsproben dargestellt und diskutiert werden.

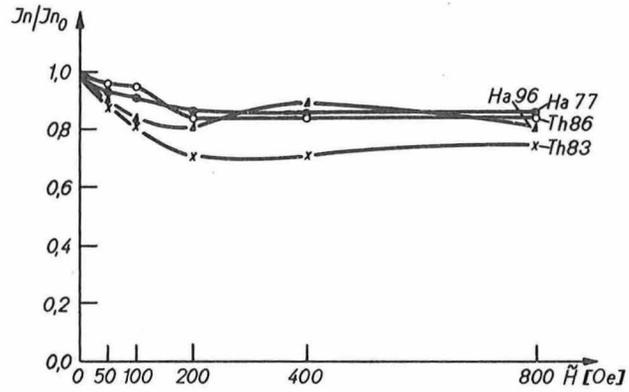
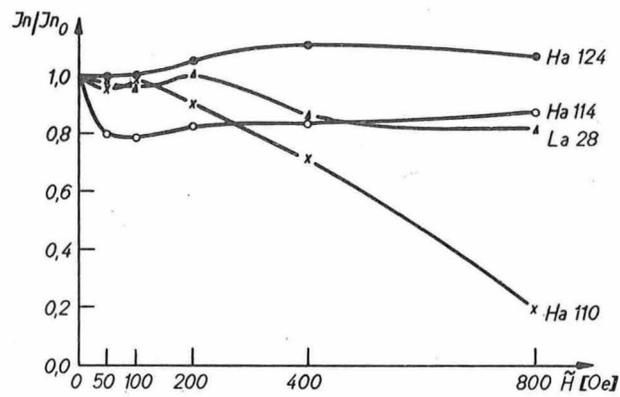
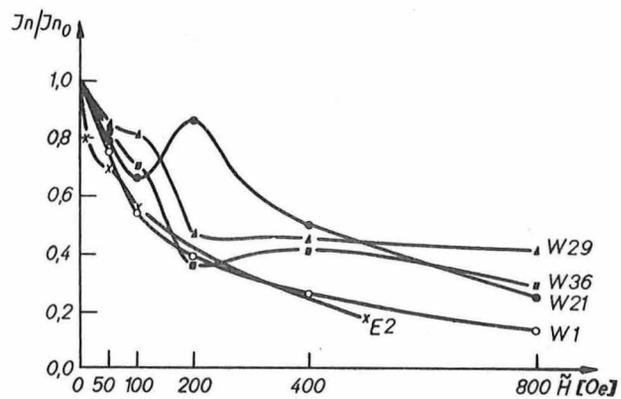
##### 4.1.1. Physikalisch stabile Proben

Als physikalisch stabile Proben gelten, wie schon erwähnt, diejenigen, die gegenüber äußeren Feldern widerstandsfähig sind und keine oder nur geringe Änderungen zeigen, wenn sie unter deren Einwirkung gestanden haben. In der vorliegenden Arbeit wird eine Probe als physikalisch stabil bezeichnet, wenn sie nach Entmagnetisierung in einem Feld von 400 Oe noch mindestens 50 % der vorher vorhandenen Magnetisierung besitzt. Dieser Test ist also in gewissem Sinne ein Kriterium dafür, ob sich die Magnetisierung der Probe im Laufe der Erdgeschichte vom Erdmagnetfeld beeinflussen ließ oder nicht. Ebenso sagt die Kurve etwas über den Charakter und den Träger der Magnetisierung aus. Unter diesen Gesichtspunkten betrachtet, sind die in den Abb. 18 - 22 dargestellten Entmagnetisierungskurven als physikalisch stabil zu bezeichnen. Die Nummern der Kurven entsprechen den in Tab. 1 zusammengestellten Probennummern. Der Kurvenverlauf ist, ganz gleich ob es sich um eine physikalisch stabile oder instabile Probe handelt, von großer Bedeutung. Je ruhiger und geradliniger eine Kurve verläuft, um so eindeutiger liegen die magnetischen Verhältnisse und um so leichter fällt die Interpretation. Im Abschnitt 4.4.1. wird auf einige Besonderheiten hinsichtlich des Kurvenverlaufes eingegangen. Die in Abb. 20 dargestellten Kurven sind also die für die Interpretation günstigsten. Man kann aus ihnen entweder starke CRM bzw. TRM oder  $\alpha$  -  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  als Träger der Magnetisierung ablesen. CHAMALAUN [154] gibt an, daß ein starker Abfall der Kurve zwischen 200 und 400 Oe auf  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  als Magnetisierungsträger schließen läßt. Diesem entspräche also der Kurvenverlauf der Probe Ha 110 in Abb. 22, die tatsächlich Magnetit enthält.

##### 4.1.2. Physikalisch metastabile Proben

Die Ursachen für eine physikalische Metastabilität liegen ebenfalls in der Art und Beschaffenheit des magnetisierten Materials. Auch Typ der Magnetisierung und Anwesenheit überlagerter Magnetisierungen spielen eine große Rolle. Eine Probe, die nach der Entmagnetisierung in einem Feld von 400 Oe noch über 20 %, aber weniger als 50 % der vorher vorhandenen Magnetisierung verfügt, gilt als physikalisch metastabil. Es hat sich gezeigt, daß aus solchen Proben noch durchaus gute paläomagnetische Ergebnisse erhalten werden können. Es besteht aber auch die Möglichkeit, daß die Ergebnisse nicht mehr zu interpretieren sind. Über den Kurvenverlauf in Beziehung zum Magnetisierungs-

Abb. 18. WechselfeldmagnetisierungAbb. 19. WechselfeldmagnetisierungAbb. 20. Wechselfeldmagnetisierung

Abb. 21. WechselfeldmagnetisierungAbb. 22. WechselfeldmagnetisierungAbb. 23. Wechselfeldmagnetisierung

träger der einzelnen Proben wird im Abschnitt 4.3. Genauer gesagt. Als physikalisch metastabil haben sich die Proben erwiesen, deren Entmagnetisierungskurven in den Abb. 23 - 26 dargestellt sind.

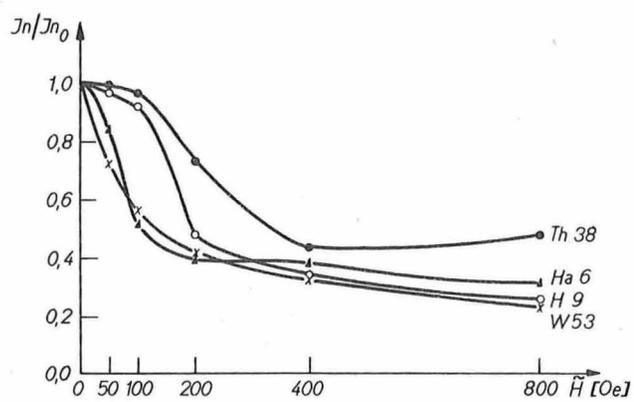
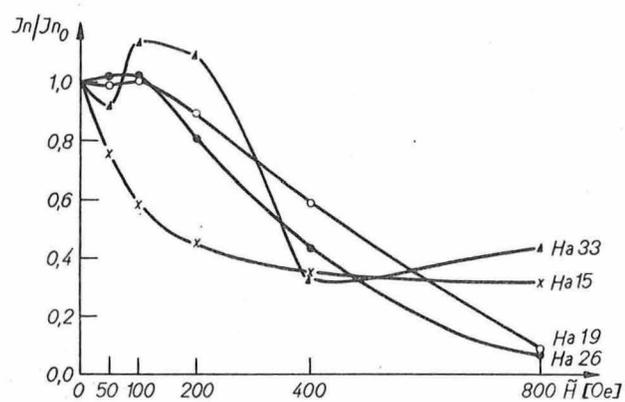
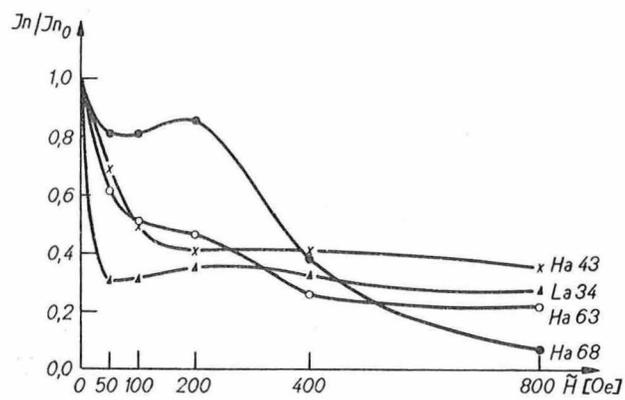
#### 4.1.3. Physikalisch instabile Proben

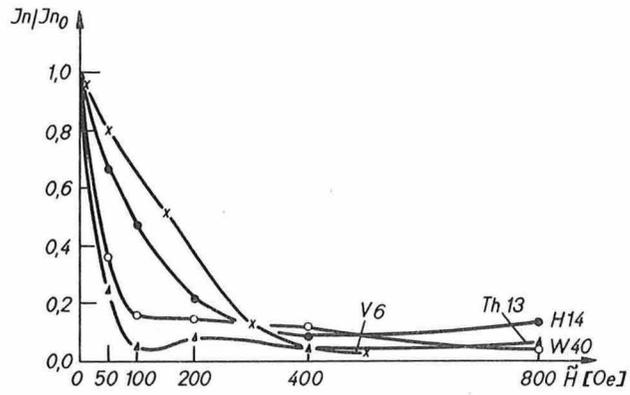
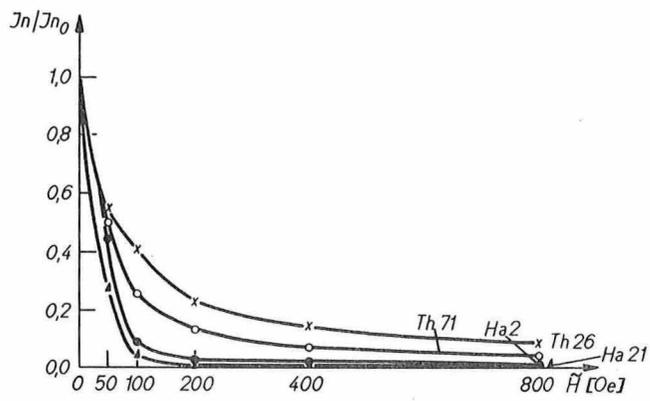
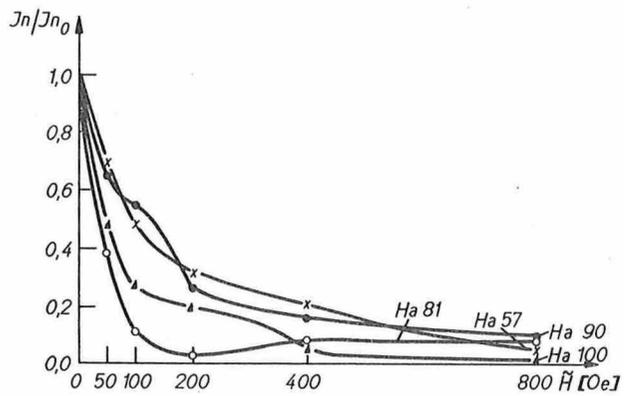
Als physikalisch instabil bezeichnet man diejenigen Proben, die nach einer Entmagnetisierung in einem Feld von 400 Oe mehr als 80 % der vorher vorhandenen Magnetisierung verloren haben. Der Prozentsatz, bei dem auch physikalisch instabile Proben noch einwandfreie Ergebnisse erbringen, ist so klein, daß man ganz allgemein sagen kann, die physikalisch instabilen Gesteine sind für paläomagnetische Untersuchungen nicht geeignet. Eine genaue mineralogisch-optische sowie röntgenographische Untersuchung wird ermitteln (siehe 4.3.), ob die physikalische Instabilität an der chemischen Beschaffenheit des Materials, an der Gestalt der Partikeln oder an der Art der Magnetisierung liegt. Die in den Abb. 27' - 30 dargestellten Entmagnetisierungskurven sind instabil und haben auch bis auf ganz wenige Ausnahmen keine verwendbaren paläomagnetischen Ergebnisse erbracht.

#### 4.1.4. Besonderheiten an Entmagnetisierungskurven

Bei der Auswertung des Meßmaterials hat es sich gezeigt, daß es Entmagnetisierungskurven gibt, die vom Normalverlauf der eben geschilderten drei Möglichkeiten erheblich abweichen, oder daß innerhalb desselben Materials alle drei Varianten auftreten können. Die Kenntnis der Ursachen für derartige anomale Verhaltensweisen des magnetisierten Materials ist für die Verwendbarkeit der Proben und die Aussagekraft der Ergebnisse unerlässlich. Aus diesem Grunde sollen im folgenden solche Besonderheiten diskutiert werden.

Die in Abb. 31 dargestellten Entmagnetisierungskurven der Proben W 1, W 65 und H 15 zeigen zu Beginn der Entmagnetisierung einen ganz deutlichen Anstieg der Intensität. Dieser Effekt wird dadurch erreicht, daß der charakteristischen Magnetisierung des Gesteins noch eine viskose überlagert ist, die der ersteren entgegengerichtet ist und schon bei geringen Feldstärken verschwindet. Das resultierende Moment aus beiden Magnetisierungen ist also kleiner als die charakteristische allein, und die Abnahme der viskosen Magnetisierung bewirkt eine scheinbare Zunahme der Intensität der Probe. Etwas anders liegen die Verhältnisse bei der Kurve von Probe W 62 in Abb. 31. Nach anfänglicher Abnahme der Intensität nimmt sie noch einmal zwischen 100 und 200 Oe zu, um dann endlich in den normalen Kurvenverlauf überzugehen. Für dieses Verhalten ergibt sich folgende plausible Erklärung: Die rasche Abnahme der Intensität bis zur Entmagnetisierungsfeldstärke von 100 Oe ist dadurch begründet, daß die überlagerte viskose Magnetisierung der charakteristischen parallel verläuft und somit die Summe beider schnell kleiner wird. Nach dem Verschwinden der ersten, viskosen Magnetisierung richtet sich zwischen 100 und 200 Oe eine etwas härtere zweite, darübergelagerte Magnetisierung der charakteristischen entgegen, und der Zustand, der jetzt erreicht ist, gleicht der Ausgangsposition der Kurven W 1, W 65 und H 15. Bis zur Entmagnetisierungsfeldstärke von 200 Oe verschwindet auch die zweite, darübergelagerte Magnetisierung (die z. B. eine schwache PTRM sein kann), und die Intensität nimmt noch einmal scheinbar zu.

Abb. 24. WechselfeldentmagnetisierungAbb. 25. WechselfeldentmagnetisierungAbb. 26. Wechselfeldentmagnetisierung

Abb. 27. WechselfeldentmagnetisierungAbb. 28. WechselfeldentmagnetisierungAbb. 29. Wechselfeldentmagnetisierung

Bei allen derartigen Effekten ist das wichtigste, daß sie nur bis zu Entmagnetisierungsfeldstärken von 300 Oe auftreten, da sonst von viskosen und weichen, darübergelagerten Magnetisierungen nicht mehr gesprochen werden kann.

Einen weiteren Sonderfall stellen die in den Abb. 32 und 34 gezeigten Kurven dar. In beiden Abbildungen stammen alle drei Kurven aus jeweils demselben Material und zeigen sowohl physikalisch stabiles als auch meta- und instabiles Verhalten. Bei der Deutung dieses Effektes ist die genaue Kenntnis des Gesteines und seiner Entstehung notwendig. In diesem Falle (genaue Ausführung der Verhältnisse noch im Abschnitt 4.3.) sprechen die Umstände der Gesteinsentstehung dafür, daß tatsächlich in jedem Würfel desselben Gesteins eine andere materielle Zusammensetzung vorliegt, die auch für die verschiedenen physikalischen Verhaltensweisen verantwortlich zeichnet. Während die in Abb. 31 dargestellten Proben durchaus für paläomagnetische Untersuchungen geeignet sind, haben sich die im letzteren Falle beschriebenen als ungeeignet erwiesen. Ebenso verhält es sich mit den Proben, deren Entmagnetisierungskurven in den Abb. 33, 35 und 36 dargestellt sind. Diese zeichnen sich dadurch aus, daß die Intensität nach anfänglichem Abfall oder Anstieg und darauf folgendem Abfall meist bei Entmagnetisierungsfeldstärken von 400 Oe sprunghaft zunimmt, um bei 800 Oe ein Vielfaches der ursprünglichen Magnetisierung zu erreichen. Diese Werte sind für jegliche weitere Auswertung ungeeignet und lassen höchstens Schlüsse hinsichtlich des physikalischen Zustandes der Magnetisierungsträger zu. Die Ursachen für ein solches Verhalten können einerseits apparativen und andererseits materialspezifischen Charakter tragen. Bei nicht vollständiger Kompensierung des Erdmagnetfeldes während des Entmagnetisierungsvorganges oder durch Einwirkung der geraden höheren Harmonischen kann sich eine anhysterese oder ideale Magnetisierung bilden, die einen derartigen Kurvenverlauf verursacht [92]. SCHWARZ [155] hat mittels Versuchen im Labor festgestellt, daß eine anhysterese Magnetisierung dann entsteht, wenn nicht eliminierte Gleichfeldanteile (Störpegel längerer Perioden bis zu 100  $\gamma$  im Labor) vorhanden sind und die NRM der Proben schon bei geringen Feldstärken Null geworden ist. Da die in der vorliegenden Arbeit beobachteten Kurven sich nur auf ganz bestimmte Gesteine beschränken und innerhalb dieser Gesteinstypen bei jedem gemessenen Würfel auftraten und ferner zur gleichen Zeit gemessene Proben anderen Materials völlig normale Kurven ergaben, kann man darauf schließen, daß es sich hier nicht um gerätetechnische Mängel handelt, sondern der Zustand der magnetisierten Minerale die Entstehung einer idealen Magnetisierung ermöglicht und aus diesem Grunde derartige Gesteine für paläomagnetische Untersuchungen nicht zu verwenden sind.

#### 4.2. Diskussion der Deklinations- und Inklinationsstereogramme

Wie bereits erwähnt, wird die Fähigkeit, die Richtung der Magnetisierung gegenüber entmagnetisierenden Feldern beizubehalten, paläomagnetische Stabilität genannt. Wie noch gezeigt wird, sind nicht alle physikalisch stabilen Proben auch paläomagnetisch stabil und nicht alle physikalisch instabilen auch paläomagnetisch instabil, so daß es sich als erforderlich erweist, die Richtungsänderung der Magnetisierung während der Entmagnetisierung von der Änderung der Intensität der Magnetisierung getrennt darzustellen. Dies geschieht, indem man die Deklinations- und Inklinationswerte (D- und I-Werte), die den Vektor  $J$  beschreiben, für jede Entmagnetisierungsstufe in ein Stereogramm einträgt und dann die Auswahl der Werte zur anschließenden Polpositionsberechnung trifft. Es empfiehlt sich, diejenigen Werte auszuwählen, die bei der jeweiligen

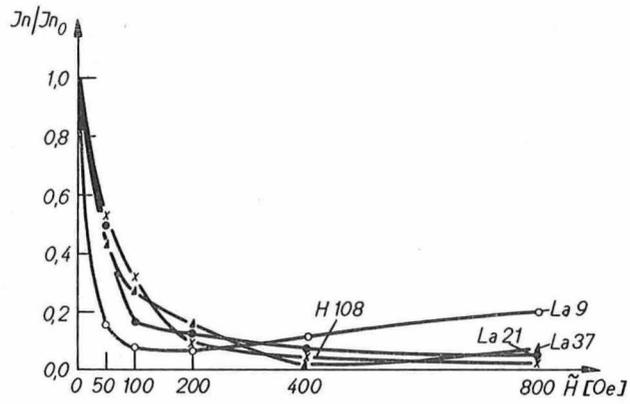


Abb. 30. Wechselfeldentmagnetisierung

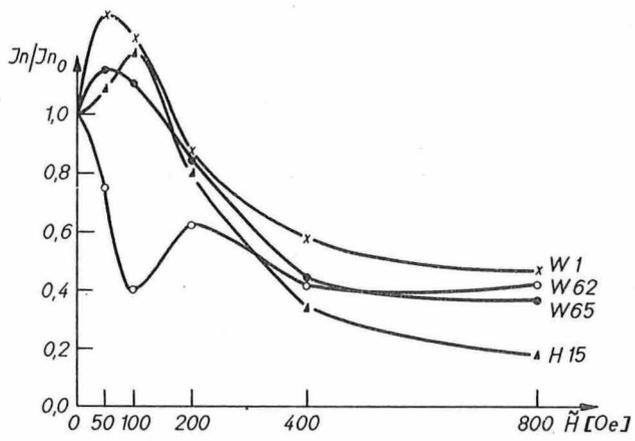


Abb. 31. Wechselfeldentmagnetisierung

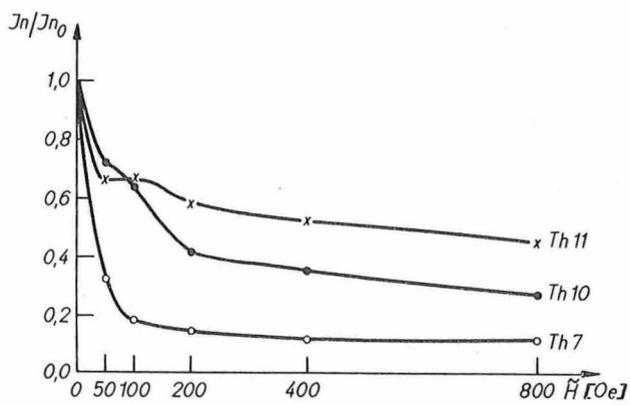


Abb. 32. Wechselfeldentmagnetisierung

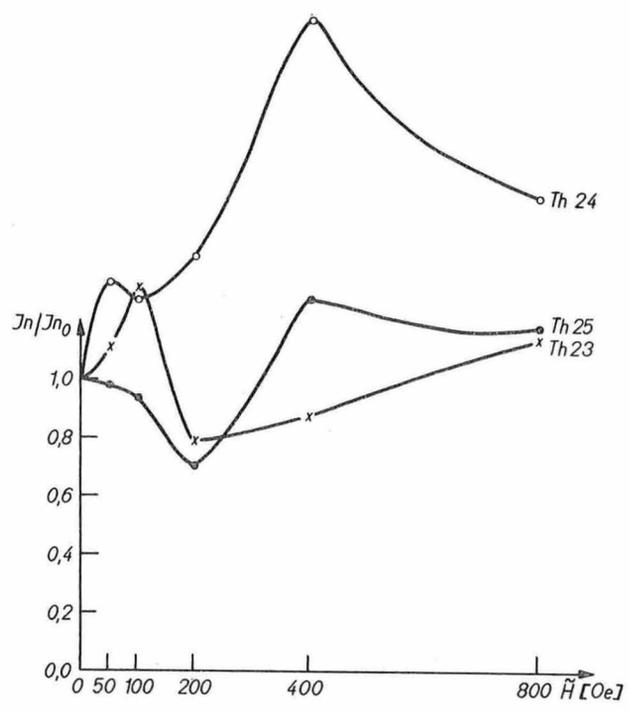


Abb. 33. Wechselfeldmagnetisierung

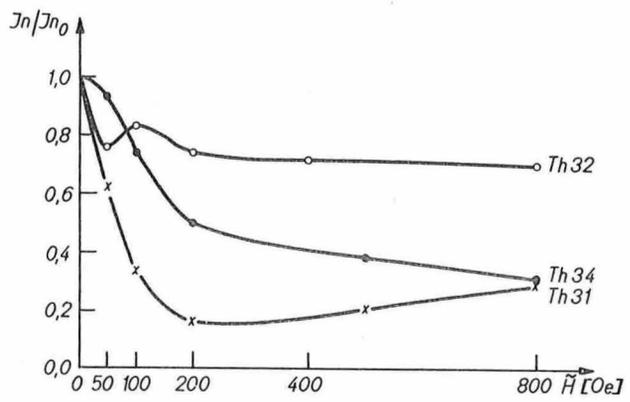
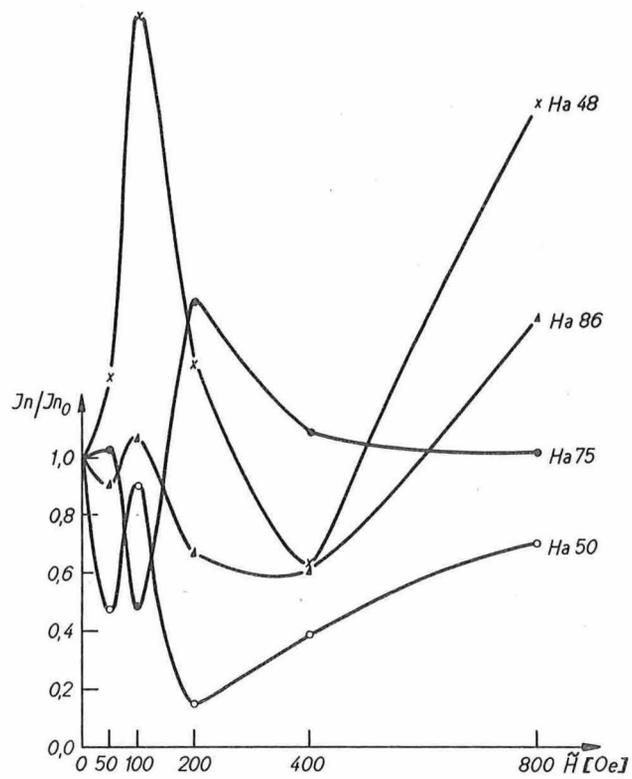
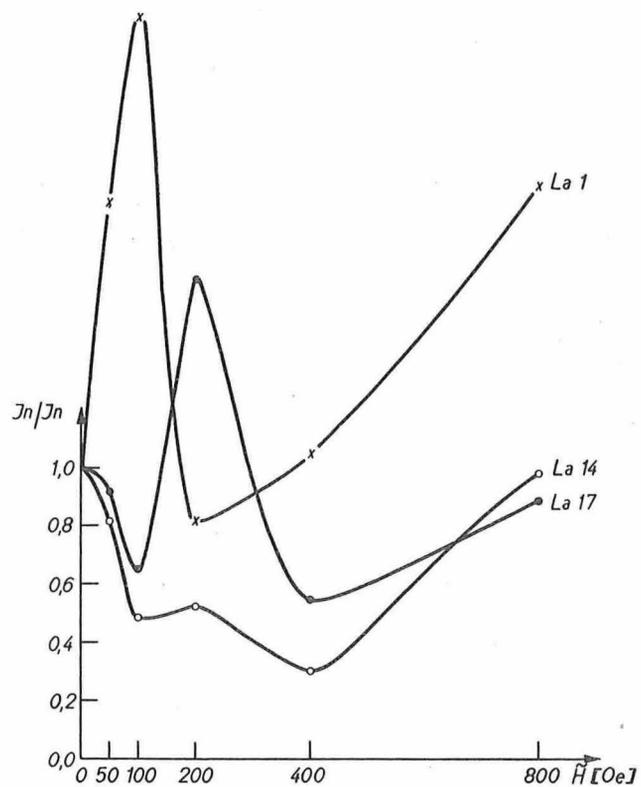


Abb. 34. Wechselfeldmagnetisierung

Abb. 35. WechselfeldentmagnetisierungAbb. 36. Wechselfeldentmagnetisierung

Entmagnetisierungsstufe die geringste Streuung aufweisen, unabhängig davon, ob die Entmagnetisierung beendet ist oder nicht. Es ist also beispielsweise möglich, daß nach der Entmagnetisierung in einem Feld von 100 Oe die Werte verschiedener Proben dicht beieinander liegen und bei 800 Oe eine große Streuung zeigen.

Im folgenden werden einige D- und I-Stereogramme und ihre Aussagekraft diskutiert.

In Abb. 37 ist die Richtungsänderung der Probe W 11a bei einer Entmagnetisierung mit 0 - 800 Oe dargestellt. Sie ist als paläomagnetisch stabil zu bezeichnen. Ebenso liegen die Werte anderer Proben gleichen Materials nach der Entmagnetisierung in einem Feld von 800 Oe in der Nähe des entsprechenden Wertes dieser Probe.

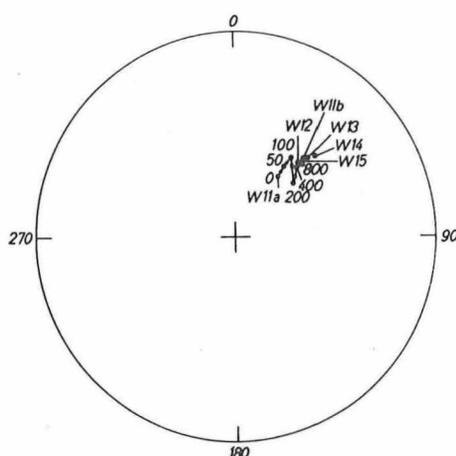


Abb. 37 D- und I-Stereogramm der Proben W 11 - W 15

Als nahezu ideal erscheint die paläomagnetische Stabilität der Proben Th 63 - Th 67 in Abb. 38. Hier fällt besonders auf, daß die Probe Th 65 während der gesamten Entmagnetisierung ihre Magnetisierungsrichtung kaum ändert. Proben mit solchen Eigenschaften sind zur Lösung paläomagnetischer Fragen bevorzugt heranzuziehen.

Die in Abb. 39 dargestellten Punkte charakterisieren die D- und I-Werte nach einer Entmagnetisierung mit 800 Oe für sechs Basaltproben vom selben Aufschluß. Dieses Material ist durchaus noch als paläomagnetisch stabil zu bezeichnen und zur Errechnung von Polpositionen geeignet, während es physikalisch instabil ist. An Hand dieses Beispiels sei noch einmal darauf hingewiesen, wie wichtig es ist, die Proben so komplex wie möglich zu untersuchen und auch die Auswertung des Meßmaterials in verschiedenen Richtungen vorzunehmen.

Abb. 40 stellt den bereits im Abschnitt 2.2. besprochenen Fall dar, bei dem Proben gleichen Materials und gleicher physikalischer sowie paläomagnetischer Stabilität völlig verschiedene Polpositionen ergeben. Schon vor der rechnerischen Auswertung der D- und I-Werte wird aus dem Stereogramm ersichtlich, daß die Probe V 3 entschieden von den anderen abweicht und zur Ermittlung einer mittleren Polposition nicht zu verwenden ist.

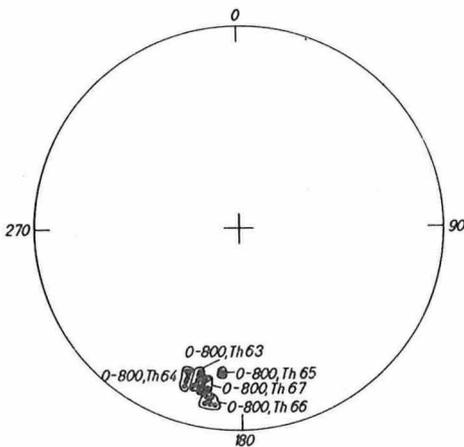


Abb. 38. D- und I-Stereogramm der Proben Th 63 - 67

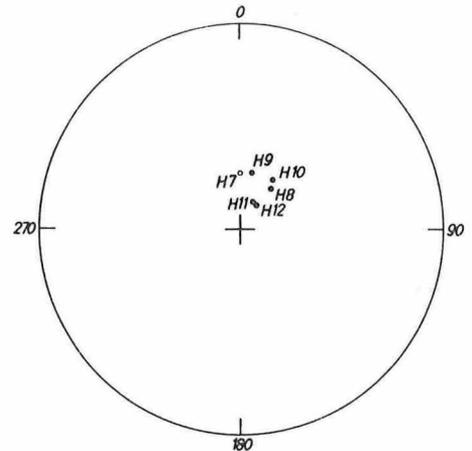


Abb. 39. D- und I-Stereogramm der Proben H 7 - 12

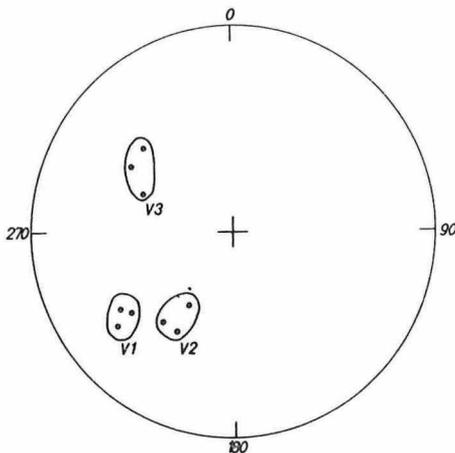


Abb. 40. D- und I-Stereogramm der Proben V 1 - 3

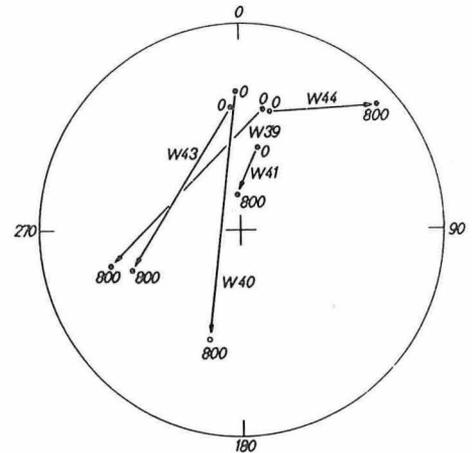


Abb. 41. D- und I-Stereogramm der Proben W 39 - 44

Für die Unabhängigkeit der paläomagnetischen Stabilität von einem Mindestmaß an Entmagnetisierung spricht Abb. 41. Es ist die Lage der D- und I-Werte der Proben W 39 - 44 vor der Entmagnetisierung und nach der Entmagnetisierung mit 800 Oe dargestellt. Man kann erkennen, daß die Punkte der Messung ohne Magnetisierung relativ eng beieinander liegen und die von 800 Oe eine große, unregelmäßige Streuung aufweisen. Tatsächlich erbrachten die Werte von 0 Oe auch die wahrscheinliche Polposition. Es handelt sich hier um eine schwache Ablagerungsmagnetisierung (DRM), zu deren Veränderung das Erdmagnetfeld zu schwach war. Die erste Stufe der Entmagnetisierung, nämlich 50 Oe, reichte aber schon aus, um die charakteristische Magnetisierung dieses Gesteins zu zerstören.

Ein anderer Fall wird in Abb. 42 gezeigt. Hier ist zu erkennen, daß die D- und I-Werte der Proben H 1, H 5 und H 6 sowohl nach einer Entmagnetisierung von 200 Oe als auch nach einer von 400 Oe und 800 Oe beieinanderliegen. Allerdings liegen die Gruppen der einzelnen Entmagnetisierungsstufen relativ weit voneinander entfernt. Die aus Abb. 41 abgeleitete

Tatsache, daß mit zunehmender Entmagnetisierung die Verwendbarkeit der Werte für weitere Untersuchungen nicht unbedingt besser zu werden braucht, bestätigt sich hier. Da die Streuung innerhalb der einzelnen Stufen etwa gleich groß ist, ergab sich für die Auswahl kein besonderer Anhaltspunkt, und so wurden für alle drei Entmagnetisierungsstadien Polpositionen errechnet. Die wahrscheinlichste Polposition wurde aus den Werten der Stufe von 200 Oe ermittelt. Derartige Erscheinungen erschweren die Interpretation außerordentlich und sind für Altersbestimmungen nur bedingt heranzuziehen.

Abb. 43 erbringt den Beweis dafür, daß auch physikalisch stabile Proben nicht immer paläomagnetisch stabil zu sein brauchen. Die Entmagnetisierungskurven der Proben La 11 - La 15 verlaufen zwar unruhig, zeichnen das Material aber doch als stabil aus. Im Gegensatz dazu steht das vorliegende Stereogramm, das diese Proben von einer weiteren paläomagnetischen Verwendung ausschließt. Auf die Ursachen dieses Verhaltens soll im Abschnitt 4.3. noch eingegangen werden.

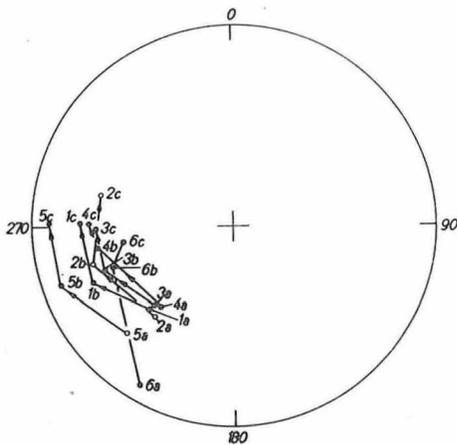


Abb. 42. D- und I-Stereogramm der Proben H 1, H 5 und H 6

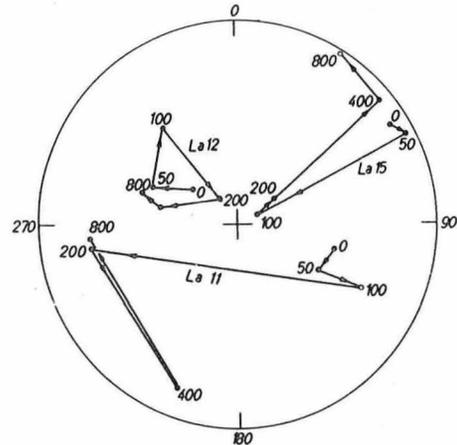


Abb. 43. D- und I-Stereogramm der Proben La 11, La 12 und La 15

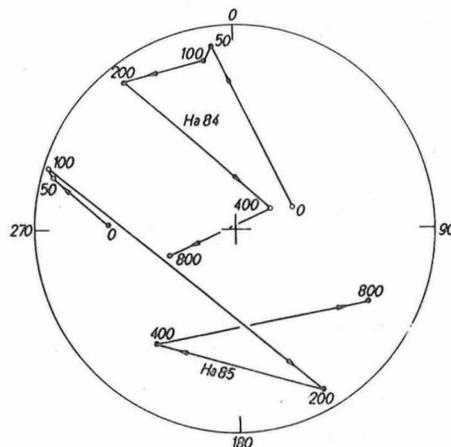


Abb. 44. D- und I-Stereogramm der Proben Ha 84 und Ha 85

Als ein Gegenstück zu Abb. 38 soll Abb. 44 diskutiert werden. Hier liegt ein Gestein vor, das während der Entmagnetisierung eine anhysterese Magnetisierung aufgeprägt bekam und sowohl physikalisch als auch paläomagnetisch instabil ist. Eine rechnerische Verwendung dieser Werte ist ausgeschlossen.

#### 4.3. Träger der Magnetisierung in den untersuchten Gesteinen und Art der Remanenz

Die endgültige Entscheidung über die Eindeutigkeit der Ergebnisse erbringen aber erst nach erfolgter physikalischer Untersuchung der Gesteine die Erzmikroskopie, die Röntgenographie und die Messung mit der Thermomagnetwaage. Nach dieser komplexen Untersuchung ist es dann in den meisten Fällen möglich, Aussagen über die Eignung des Gesteins für paläomagnetische Zwecke, über die Art und damit auch über den Zeitpunkt des Erwerbs der Remanenz und nicht zuletzt über mögliche Selbstinversion zu machen. Im folgenden werden die in dieser Arbeit für alle Gesteinstypen erhaltenen Ergebnisse ausgewertet und diskutiert.

##### 4.3.1. Intrusiva

Bei den in der vorliegenden Arbeit untersuchten Eruptiva handelt es sich ausschließlich um die granitischen Gesteine des Harzes und der Lausitz. Der Dachgranit [156] des Brockens wurde an zwei Lokalitäten entnommen (siehe Ha 2 und Ha 6 in Tab. 1). Dieses graue, örtlich rötliche, klein- bis mittelkörnige Gestein enthält außerordentlich wenig Erz. In einer Gesteinsanalyse gibt ERDMANNSDÖRFER [157] für  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  auch nur 1,06 % und für FeO 1,56 % an. Die schwache Magnetisierung des Gesteins beträgt  $1,5 \cdot 10^{-6}$  Oe. Physikalisch und paläomagnetisch ist dieser Granit im höchsten Maße instabil. Für diese Tatsache zeichnen wohl die nur wenigen und relativ großen Erzkörner verantwortlich, die sowohl Hämatit als auch Magnetit und Ilmenit sein können und mit Sicherheit nicht zum selben Zeitpunkt gebildet worden sind. In dem als sauerstes Glied der Brockengranite geltenden [158] Ilsensteingranit (Ha 11) ist ebenfalls sehr wenig Erz vorhanden. Die chemische Analyse [157] gibt für  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  1,55 % und für FeO 0,72 % an, wobei ein Großteil des  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  im Orthoklas gebunden ist und die Rotfärbung des Gesteins bewirkt. Physikalisch ist das Gestein instabil bis metastabil, und auch paläomagnetisch kann man von einer Metastabilität sprechen. Die schwache stabile Komponente resultiert wahrscheinlich aus den wenigen kleinen Hämatitschüppchen, die erzmikroskopisch gefunden werden konnten.

Der hier untersuchte mikropegmatitische Granit (Ha 16) stammt aus dem Steinbruch des Großen Birkenkopfes. Röntgenographisch wurden Hämatit und Magnetit ermittelt. 1,29 % für  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und 4,79 % für FeO lauten die Werte der chemischen Analyse von ERDMANNSDÖRFER [157]. Die Metastabilität in physikalischer und paläomagnetischer Hinsicht läßt auf eine schwache TRM schließen, die den relativ kleinen Erzkörnern aufgeprägt ist.

Äußerst schwach magnetisiert ist der zu den grobkörnigen Varietäten gehörende Granit vom Otto-Felsen (Ha 21). In ihm wurde sowohl röntgenographisch als auch erzmikroskopisch Ilmenit nachgewiesen, der in sehr großen Körnern auftritt. Die Größe der Erzkörner hat eine Instabilität zur Folge, die das Gestein für paläomagnetische Zwecke unbrauchbar macht.

Der Quarzdiorit vom Thumkulenkopf (Ha 26) enthält Ilmenit und Pyrit und ist instabil. Es handelt sich um große Ilmenite, die, der Gestalt nach zu urteilen, keine primären Bildungen sind.

Der Granit des Ramberges (Ha 71) enthält Magnetit, der aber auf Spalten eindeutig sekundär abgeschieden wurde und auf Grund seiner Größe physikalisch instabil magnetisiert ist. Die Bildung einer anhysteresen Magnetisierung während der Entmagnetisierung verdeutlicht diese ungünstigen magnetischen Verhältnisse.

Die Zahl der an den Graniten der Lausitz noch zu lösenden Probleme ist sehr groß. So ist z. B. noch die Frage offen, ob der Ostlausitzer (Seidenberger) Granodiorit und der Westlausitzer (Demitzer) Granit gleichaltrig sind oder ob der erstere älter ist. In die zwei genannten Gruppen wurde der Lausitzer Granodiorit auf Grund seiner unterschiedlichen Feldspatführung von EBERT [159] eingeteilt. MÖBUS [160] dagegen ist der Auffassung, daß das Gestein eine einheitliche Bildung darstellt und daß sich durch unterschiedliche Ausscheidungstemperaturen (im östlichen Teil sollen sie höher gelegen haben) auch verschiedener Feldspat gebildet hat. Unterstützt wird diese Annahme durch absolute Altersbestimmungen des Lausitzer Granodiorites [161], die für beide Varietäten varistisches Alter erbrachten. HIRSCHMANN [162] wiederum hält eine Unterteilung in einen älteren Ostlausitzer und einen jüngeren Westlausitzer Granodiorit auf Grund einer geologischen Spezialkartierung für unumgänglich. Unter diesem Aspekt wurde in der vorliegenden Arbeit jede Varietät auf ihr magnetisches Verhalten hin untersucht. Der Ostlausitzer Granodiorit (La 1) wurde im Steinbruch im Kemnitztal und der Westlausitzer Granodiorit (La 16) im Steinbruch am Nordausgang von Häslich entnommen. Bezüglich der Erzführung zeigen sich Unterschiede. In der Probe La 1 wurden röntgenographisch Ilmenit und Hämatit nachgewiesen, während die Erzmikroskopie für die Probe La 16 Magnetit und Titanit erbrachte. Die Intensität der Magnetisierung ist demzufolge auch unterschiedlich groß, nämlich für La 1 beträgt sie  $2,5 \cdot 10^{-6}$  Oe und für La 16  $2 \cdot 10^{-4}$  Oe. Hinsichtlich der Stabilität verhalten sich beide gleich. Sie sind sowohl physikalisch als auch paläomagnetisch instabil, und während der Entmagnetisierung wird in beiden eine anhysterese Magnetisierung erzeugt, die natürlich alle errechneten Polpositionen in Frage stellt. Unter diesen Umständen ist das für den Ostlausitzer Granodiorit ermittelte varistische Alter vielmehr als zufällig zu betrachten.

Ebenso instabiles magnetisches Verhalten zeigt der Stockgranit von Königshain (La 6). Die Erzmikroskopie erbrachte sehr wenige und relativ große Magnetitkörner, die als große Einbereichsteile instabil sind und damit keine verwendbaren Ergebnisse liefern können.

Der Zweiglimmergranodiorit (La 11) führt auch sehr wenig Erz und ist feinkörnig. Es konnte nur röntgenographisch wenig Hämatit nachgewiesen werden. Trotz paläomagnetischer Instabilität ist das Gestein physikalisch stabil. Hier ist unbedingt ein Zusammenhang mit der Korngröße festzustellen.

Der Syenodiorit aus dem Ratssteinbruch im Plauenschen Grund bei Dresden (La 31) zeigt zwar physikalisch metastabiles, paläomagnetisch jedoch sehr instabiles Verhalten. Dieses Gestein führt als Magnetisierungsträger in erster Linie Magnetit, wobei eine vom Rande beginnende oder auch schon fortgeschrittene Martitisierung festzustellen ist. Die kleinen, sehr zahlreichen Hämatitleisten im Magnetit sind für die meta-

stabile Komponente verantwortlich zu machen, da die Magnetitkörner selbst für eine stabile Magnetisierung zu groß sind. Die chemische Analyse [75] ermittelt für  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  2,36 % und für  $\text{FeO}$  2,04 %.

Der Biotitgranodiorit von Meißen (La 36) zeigt ebenfalls nur metastabile Magnetisierung, die er, wie der Syenodiorit aus Dresden, dem Hämatitanteil der beginnenden Martitisierung seiner Magnetitkörner zu verdanken hat.

Zusammenfassend muß gesagt werden, daß sich unter allen untersuchten Granitvarietäten nur eine einzige befand, die physikalisch stabil, und nicht eine einzige, die paläomagnetisch stabil war. Die Ursachen für dieses negative Ergebnis liegen in der Kompliziertheit der Entstehung der Granite. MEHNERT [163] gibt als wesentlichste Entstehungsarten für Granit an:

1. Temperaturerhöhung - also Mobilisation von Sedimenten,
2. Temperaturabnahme - Differentiation eines basischen Magmas,
3. Mischung und/oder Infiltration von "Ichor",
4. gegenseitige Beeinflussung oder Mischung von Magmen verschiedener Zusammensetzung oder Mischung mit dem Nebengestein (Hybridisierung).

Aus diesen Möglichkeiten kann man ersehen, daß wesentliche Voraussetzungen für eine physikalische Stabilität, wie sie im Abschnitt 3.3.1.3. aufgeführt sind, nicht existieren. Die Stabilität steigt mit der Koerzitivkraft und letztere mit Abnahme der Korngröße. Da sich aber nach RAMDOHR [135] bei den sauren Gesteinen die Erze schon vor den Hauptgemengteilen bilden, sind sie aus diesem Grunde relativ groß. Außerdem steigt die Stabilität mit der Zahl der Versetzungen. Auch hier zeigt MEHNERT [163], daß gerade die Magnetite aus sauren Gesteinen auf Grund ihrer niedrigeren Entstehungstemperatur wesentlich weniger  $\text{TiO}_2$ -Anteile besitzen als z. B. die basischen. Dazu kommt noch der wichtige Faktor, daß die Abkühlung eines Intrusivkörpers sich über  $10^5$  -  $10^6$  Jahre hinziehen kann [118]. Das bedeutet einmal die Möglichkeit zur Entmischung und somit die Abnahme der Zahl der Versetzungen und zum anderen auch eine große zeitliche Differenz zwischen den einzelnen Erzgenerationen, also auch paläomagnetische Instabilität. STOKRETTVEDT [118] hat errechnet, daß die NRM der Körner, die eine "blocking temperature"<sup>1)</sup> von 500 °C besitzen, eine Lebensdauer von einem Jahr hat, wenn sie für kurze Zeit einer Temperatur von 400 °C ausgesetzt sind. Die Annahme, daß der Grad der Stabilität mit dem der Oxydation steigt, konnte dahingehend bestätigt werden, daß die martitisierten Magnetite zumindest metastabil sind. Abb. 45 - Taf. I - zeigt einen Anschliff des Dachgranites (Ha 6) aus dem Harz. Es sind verschiedene Erze voneinander zu unterscheiden. Magnetit, Ilmenit und Titanit liegen beieinander und verdeutlichen die Kompliziertheit der Erzgenese in Graniten. Außerdem spricht die Korngröße gegen eine Stabilität.

Die Abb. 46 und 47 - Taf. I - zeigen die vom Rand beginnende bzw. fortgeschrittene Martitisierung der Magnetitkörner im Syenodiorit von Dresden (La 33). Den neu entstandenen Hämatitleistchen ist die etwas stabilere Komponente der NRM zu verdanken.

Aus der Zusammenfassung dieser Betrachtungen ergibt sich die Aussage, daß sich die sauren Intrusiva auf Grund ihrer Entstehung und der davon abhängigen Erzführung

<sup>1)</sup> "blocking temperature" ist die Temperatur unterhalb  $T_C$ , bei der sich die magnetische Struktur konsolidiert.

nur in seltenen Fällen für paläomagnetische Untersuchungen eignen.

#### 4.3.2. Effusiva

Das Spektrum der untersuchten Effusiva umfaßt Basalt, Quarzporphyre, Diabase, Diabasporphyr, Keratophyr, Orthoklasporphyr sowie Glimmerporphyr.

Der Basalt vom Cottaer Spitzberg (H 7) ist ein außerordentlich stark magnetisiertes Gestein ( $4 \cdot 10^{-2}$  Oe), das zwar physikalisch instabil, paläomagnetisch aber stabil ist. Das die Magnetisierung tragende Mineral ist ein Titanomagnetit, der im Gestein reichlich vertreten ist. Die physikalische Instabilität kam ihre Ursache unter anderem auch in der Korngröße haben, die nicht selten 20  $\mu\text{m}$  erreicht. Die Stabilität der Magnetisierungsrichtung stammt offenbar aus der Thermoremanenz vor allen Dingen der kleineren Fraktionen. Diese Probe wurde jedoch nur der Vollständigkeit halber untersucht, da über das magnetische Verhalten der tertiären Basalte der DDR bereits VOILLSTÄDT [70] ausführlich berichtet hat.

Das magnetische Verhalten des Quarzporphyres vom Kahlebusch bei Dohna (H 1) ist äußerst kompliziert, da sowohl stabile als auch metastabile und instabile Würfel aus demselben Aufschluß stammen. Da röntgenographisch und auch erzmikroskopisch Hämatit, Ilmenit und Magnetit nachgewiesen wurden, aber doch in relativ geringer Menge auftreten, liegt die Vermutung nahe, daß für den Stabilitätsgrad die unterschiedliche Verteilung der genannten Minerale in den einzelnen Proben verantwortlich zu machen ist. Über die Besonderheit des D- und I-Stereogrammes (Abb. 42) wurde bereits im Abschnitt 4.2. gesprochen.

Die Untersuchung weiterer vier Quarzporphyre aus dem Thüringer Wald und dem Harz ergab zwei geeignete und zwei nicht geeignete Gesteine.

Der Quarzporphyr vom Ortsausgang Dietharz (Th 57) und der vom Regenberg (Th 63) sind sowohl physikalisch als auch paläomagnetisch stabil. Wie aus Abb. 48 - Taf. II - zu ersehen ist, handelt es sich bei dem magnetisierten Erz um Hämatit, dessen Korngröße sich im Intervall von 1 bis 10  $\mu\text{m}$  bewegt. Das gesamte magnetische Verhalten spricht für eine Thermoremanenz, die während der schnellen Abkühlung entstand.

Im Gegensatz dazu steht das instabile Verhalten der Quarzporphyre von Etterwinden (Th 13) und vom Auerberg (Ha 84). Das Erz dieser beiden Porphyre ist zwar auch Hämatit, im Unterschied zu den oben erwähnten Porphyren erreichen die Erzkörner hier jedoch eine Größe bis zu 100  $\mu\text{m}$  (Abb. 49 - Taf. II) und sind somit physikalisch instabil.

Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Diabase stammen sämtlich aus dem Harz. Fünf der insgesamt sechs Proben sind für paläomagnetische Untersuchungen ungeeignet. Die Ursache dafür ist unter anderem darin zu suchen, daß das Gestein bereits stark angewittert ist, die Erzkörner also erheblich angegriffen sind und außerdem eine ziemliche Größe besitzen.

Abb. 50 - Taf. II - zeigt ein sehr großes, stark zerlapptes Magnetitkorn aus dem Diabas bei Stiege. In den instabilen Diabasen befindet sich außerdem noch Pyrrhotin.

Die einzige stabile Probe (Ha 76) stammt von der neuen Roßtrappenstraße. Dieses Gestein ist außerordentlich frisch und von der Verwitterung kaum berührt. Das magnetisierte Erz ist Ilmenit.

Aus dem Steinbruch südlich Wienrode stammt der hier untersuchte Diabasporphyr (Ha 62). Er führt Ilmenit und ist physikalisch metastabil bis stabil.

Dagegen ist der von Blankenburg stammende Keratophyr (Ha 66) instabil und enthält Magnetit.

Erzmikroskopie, Untersuchungen mit der Thermomagnetwaage und Röntgenographie ergaben, daß der Orthoklasporphyr westlich der Leuchtenburg (Th 37) sowohl Magnetit als auch Hämoilmenit und Hämatit enthält. Sein magnetisches Verhalten ist stabil und resultiert aus einer Thermoremanenz, die dem Hämoilmenit aufgeprägt ist. Die in sehr geringer Anzahl auftretenden Magnetitkörner sind zu groß, als daß man in ihnen die stabile Magnetisierung vermuten könnte, und der Hämatit befindet sich nur in Form disperser Schlieren in der Grundmasse und dürfte sich offenbar superparamagnetisch verhalten (siehe auch 4.3.4.).

Der Glimmerporphyr von Georgenthal (Th 73) ist ebenfalls stabil. Die Thermoremanenz ist in ihm dem Hämatit aufgeprägt, dessen Korngrößen zwischen 1 und 5  $\mu\text{m}$  schwanken (Abb. 51 - Taf. III).

Die Betrachtung der Ergebnisse von Effusivgesteinen erbringt den Schluß, daß die Art der Entstehung grundsätzlich die Voraussetzungen schafft, die zur Errichtung einer stabilen remanenten Magnetisierung notwendig sind. Da die Bildungstemperaturen in der Regel über den CURIE-Punkten der beteiligten Minerale liegen, handelt es sich im allgemeinen um eine Thermoremanenz. Infolge der schnellen Abkühlung liegt die Zahl der Versetzungen hoch und trägt zur Stabilität bei.

Die Größe der Erzkörner hängt vom Zustand des Magmas vor dem Austritt ab. Größere Kristalle, die schon lange vor dem Austritt ausgeschieden wurden, sind, wie im Falle der Diabase, der Stabilität abträglich. Ganz im Gegensatz dazu zeigen z. B. der Glimmerporphyr und der Quarzporphyr (Th 66) Aggregate, die offenbar spät ausgeschieden wurden und deshalb kleiner sind.

#### 4.3.3. Ganggesteine

Die untersuchten Ganggesteine, von denen vier aus dem Harz und eines aus der Lausitz stammen, erbrachten keine befriedigenden Ergebnisse.

Der Enstatitporphyr (Ha 31) besitzt von den untersuchten Ganggesteinen die hinsichtlich der Erzführung günstigsten Voraussetzungen, um eine stabile remanente Magnetisierung zu tragen. Er führt Hämatit mit genügend kleiner Korngröße (Abb. 52 - Taf. III), aber die Streuung der D- und I-Werte ist trotzdem so groß, daß eine Errechnung der Polposition unmöglich ist. Dieses Verhalten dürfte für einen Großteil der Ganggesteine charakteristisch sein. Oft sind die Spalten in der Erdkruste, in denen die Gesteine aufsteigen, nur wenige Meter breit, und somit entstehen im Magma durch das

relativ dichte Beieinanderliegen der Kontakte auch in der Mitte des Ganges Strömungsturbulenzen, durch die die bereits auskristallisierten und magnetisierten Erze gedreht werden, so daß sie keine einheitliche Magnetisierungsrichtung mehr aufweisen. So ist die paläomagnetische Instabilität bei einer physikalischen Stabilität in den Ganggesteinen zu verstehen.

Im Steinbruch am Ortsausgang von Elbingerode kommen nebeneinander ein Granitporphyr (Ha 45) und ein Syenitporphyr (Ha 50) vor. Sie unterscheiden sich in der Erzführung dahingehend, daß der letztere wesentlich mehr Erz enthält und aus diesem Grunde stärker magnetisiert ist. Ha 45 besitzt 0,94 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und 3,69 % FeO, und die Intensität seiner Magnetisierung beträgt  $5 \cdot 10^{-6}$  Oe. Dagegen hat Ha 50 1,62 %  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und 6,60 % FeO, und die Intensität beläuft sich auf  $3 \cdot 10^{-4}$  Oe. Die Werte der chemischen Analysen stammen von EYME [163]. Weder der Magnetit des Granitporphyrs noch die sehr großen Ilmenite des Syenitporphyrs sind in irgendeiner Weise stabil, deshalb sind sie für den Paläomagnetismus ungeeignet.

Der Felsitporphyr (Ha 89) von Schwenda hat eine so geringe Erzführung und so allseitige Instabilität, daß er auf keinen Fall zu paläomagnetischen Interpretationen herangezogen werden kann.

Der Vertreter der Ganggesteine aus der Lausitz ist ein Lamprophyr aus Häslich (La 24). In ihm sind erzmikroskopisch und auch mit Hilfe der Thermomagnetwaage Magnetit und Pyrit nachgewiesen worden. Der Magnetit (Abb. 53 - Taf. III) erreicht aber derartige Korngrößen, daß an eine stabile remanente Magnetisierung nicht zu denken ist.

Abschließend kann gesagt werden, daß es bei den Ganggesteinen glücklicher Umstände bedarf, damit sie für den Paläomagnetismus positive Ergebnisse bringen. Dabei spielen besonders die Abkühlungsgeschwindigkeit, der Zeitpunkt der Erzbildung und die beim Aufsteigen des Magmas entstehenden Turbulenzen eine große Rolle.

#### 4.3.4. Rote Sedimente

Die rot gefärbten Sedimente haben wegen ihres extrem stabilen magnetischen Verhaltens für den Paläomagnetismus höchste Bedeutung erlangt und sind dadurch in stärkerem Maße zum Gegenstand derartiger Untersuchungen geworden. Die günstigen magnetischen Eigenschaften sind zunächst ausschließlich mit der Rotfärbung in Verbindung gebracht worden. Man nahm an, daß der als rotes Pigment die einzelnen Mineralkörner umhüllende Hämatit der Träger der Magnetisierung sei. Doch wies z. B. SCHLEGELMILCH [164] darauf hin, daß die rote Farbe außer von Hämatit auch von Rubinglimmer ( $\gamma - \text{FeOOH}$ ) stammen kann. Außerdem stellte er fest, daß die Menge des Pigments in keinem direkten Verhältnis zur Farbintensität steht. Bei Kalken beispielsweise genügen schon 0,3 - 0,4 % Fe, um das Gestein rot zu färben. BÜCHLER [165] und GOGUEL [166] wiesen nach, daß rote Letten ihre Färbung u. a. auch der Anwesenheit von Mangansalzen zu verdanken haben. NAGATA [9] vertritt die Ansicht, daß der Träger der NRM in roten Sedimenten das Bindemittel ist, muß aber gleichzeitig feststellen, daß ausgebleichene Sandsteine desselben Untersuchungsgebietes mitunter die gleiche Magnetisierungsrichtung und Intensität wie die roten besitzen. COLLINSON [113] bleichte rote Sandsteine mit Hilfe von HCl und stellte beim Verschwinden der Rotfärbung zwar einen geringen Intensitätsabfall fest,

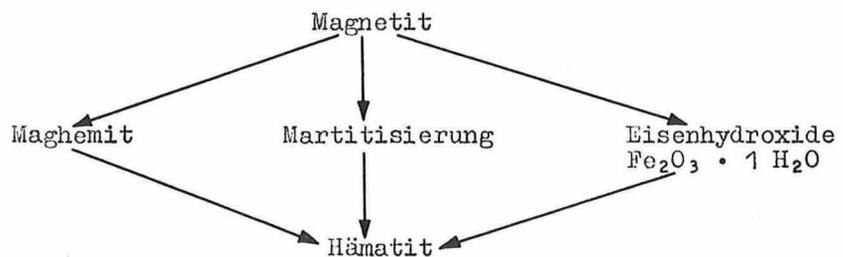
die Magnetisierungsrichtungen jedoch wurden beibehalten. Beim Erhitzen von roten Sandsteinen auf etwa 300 °C stellte CHAMALAUN [167] fest, daß Umwandlungen im Bindemittel stattfanden, die Richtung und die Intensität der Magnetisierung aber unverändert blieben. Schließlich vertritt CHEVALLIER [168] die Auffassung, daß beim Hämatit die kritische Korngröße, das heißt der Zustand, bei dem sich das Mineral noch antiferromagnetisch verhält, bei 1 µm liegt. Unterhalb dieser Korngröße, und das trifft für das Pigment bei roten Sedimenten zu, verhält sich der Hämatit superparamagnetisch und ist nicht imstande, eine stabile NRM zu tragen.

All diese Gesichtspunkte gestalten die Frage nach dem Träger der Magnetisierung in roten Sedimenten völlig offen. CREER [169] hat durch Aufbereitung roter Sedimente ermittelt, daß darin mehrere Fraktionen magnetisierter Minerale enthalten sind, und zwar außer dem roten Pigment noch je eine größere Fraktion Hämatit und Magnetit. Eine dieser beiden macht er für die stabile NRM verantwortlich. Die Entmagnetisierungskurven sprachen auf Grund ihrer extremen Stabilität eindeutig für Hämatit.

Die Frage nach dem Zeitpunkt und der Art der Entstehung des Hämatits ist deshalb von großer Wichtigkeit, weil zur Interpretation der Ergebnisse geklärt sein muß, ob es sich um primäre oder sekundäre Bildungen handelt. HARGRAVES und FISCHER [51] erwähnen drei Möglichkeiten der Hämatitbildung in den roten Sedimenten:

1. primär - bereits Hämatit wird sedimentiert,
2. frühdiagenetisch - als Lösung transportiert und bei der Diagenese ausgeschieden und
3. chemische Umwandlung sedimentierten Materials nach der Diagenese.

Nach COLLINSON [170] entsteht der Hämatit durch Oxydation aus Magnetit. Nach RAMDOHR [135] kann sich der Hämatit auf drei Arten aus Magnetit bilden:



CREER [171] ist der Auffassung, daß der Hämatit in den von ihm untersuchten Sedimenten als Dehydrationsprodukt von Goethit vorliegt. VALETON [172] beobachtete eine Beziehung zwischen der Bildung des roten Zementes und der Bleichung des Biotits und führte deshalb den Eisengehalt des Buntsandsteins auf die Auslaugung des Eisens aus dem Biotit zurück. HINZE und MEISCHNER [173] haben untersucht, ob gegenwärtig in der Adria rote Sedimente entstehen. Sie verfolgten die vom Wasser transportierten Verwitterungsprodukte der iberischen Terra rossa vom Abtragungsort bis zum Sedimentationsraum und stellten dabei fest, daß der Hämatit durch den Chemismus des ihn umgebenden Milieus auf dem Transportwege mehrere Male umgewandelt wird, also nicht als primäre Bildung den Sedimentationsraum erreicht. Auch BRINKMANN [174] konnte zeigen, daß im unterterronen Plänerkalk Norddeutschlands die Rotfärbung auf das Beckentiefste beschränkt ist und deshalb nicht durch direkte Zufuhr lateritischer Materials vom Festland her erklärt werden

kann. Nach CORRENS [175] steigt der Fe-Gehalt der Sedimente des mittleren Atlantiks mit zunehmender Entfernung von beiden Küsten an.

Diese Ergebnisse lassen den Schluß zu, daß ein wirklich primärer Hämatit nur in terrestrischen Sedimenten zu finden ist, da die Zeit der Sedimentation sowie die der Wirkung des Chemismus des umgebenden Milieus auf die Erzpartikeln kürzer ist als bei marinen Sedimenten. Daraus ergibt sich gewissermaßen schon die Beantwortung der Frage nach dem Charakter der Magnetisierung. Die Ablagerungsmagnetisierung (DRM) wird also bei Sedimenten zu beobachten sein, die primären Hämatit besitzen. Die Sedimente mit sekundär gebildetem Hämatit weisen demzufolge eine chemoremanente Magnetisierung (CRM) auf. Die Stabilität der meisten roten Sedimente spricht für letztere.

Gewisse Anhaltspunkte zur Entscheidung hinsichtlich des Magnetisierungscharakters gibt COLLINSON [176]: Verlaufen Inversionen den Schichten parallel, so kann man DRM annehmen, transgredieren sie, so handelt es sich um CRM. Ebenso hat man es mit CRM zu tun, wenn eine stabile Magnetisierung in einem gefalteten Gestein ungeachtet des Standpunktes immer die gleiche Magnetisierungsrichtung aufweist. Schließlich gibt KRS [177] den Hinweis, daß einwandfreie Ergebnisse nur von kompakten und pelitischen Sedimenten zu erwarten sind, die es den Grundwässern nicht ermöglichen, durch Zirkulation eine Umwandlung des Hämatits und dadurch eine Ummagnetisierung des Gesteins zu erwirken. In diesem Falle kann die Instabilität roter Sedimente eine Folge exogener Dynamik sein.

Im folgenden werden nunmehr die vom Verfasser aus roten Sedimenten erhaltenen Ergebnisse mit den oben erwähnten Fakten verglichen und interpretiert.

Die aus dem Vogtland stammenden roten Tonschiefer (V 1, V 2 und V 3) der Phycodenserie sind sowohl physikalisch als auch paläomagnetisch stabil. Es wurde erzmikroskopisch zwar wenig, aber dennoch eine etwas größere Fraktion (etwa 10  $\mu\text{m}$ ) Hämatit gefunden. Der Verlauf der Entmagnetisierungskurve spricht ebenfalls für Hämatit.

Kompliziert war die Interpretation der Meßergebnisse der Arkose (Th 6) aus dem Thüringer Wald. Dieses stark rotgefärbte Sediment zeigte (siehe Abb. 32) sowohl stabiles als auch meta- und instabiles Verhalten. Die Erzmikroskopie ergab (Abb. 54 - Taf. IV) außer der aus Quarzkörnern und rotem Bindemittel bestehenden Grundmasse auch ganz vereinzelte und zum Teil riesengroße Hämatitkörner. Der Stabilitätsgrad der einzelnen Proben hängt offenbar von der Korngröße der größeren Hämatitfraktion ab und nicht etwa vom roten Pigment.

In dem extrem stabilen Sandstein von Tabarz (Th 46) konnte erzmikroskopisch kein magnetisches Mineral gefunden werden. Jedoch ergab die Röntgenaufnahme des separierten Materials deutlich Ilmenitlinien.

Ein Problem ist die Deutung der Meßergebnisse von Tuffen. Bei ihnen kann man unmöglich von einer Einregelung der Partikeln während der Sedimentation sprechen, noch dazu, wenn es sich um Festlandsablagerungen handelt. Der rotgefärbte Tuff (Th 51) aus dem Thüringer Wald zeigte äußerst stabiles Verhalten und als Träger der Magnetisierung Hämatitkörnchen bis zu 40  $\mu\text{m}$  Größe. Zwei Ursachen können für diese Stabilität verantwortlich sein: Entweder ist der Hämatit postsedimentär gebildet worden, oder er ist primärer Natur und noch in heißem (d. h. oberhalb von  $T_C$ ) Zustand zur Ablagerung

gelangt, so daß sich eine TRM bilden konnte.

Zu den beiden Sandsteinen, Th 80 aus dem Rotliegenden von Tambach und Th 85 aus dem Buntsandstein in der Nähe von Thalbürgel, ist übereinstimmend zu bemerken, daß sie sehr stabil sind und beide eine größere Hämatitfraktion (5 - 50  $\mu\text{m}$ ) besitzen.

Auch der Rotliegend-Sandstein (Ha 98) aus dem Harz weist ein sehr stabiles Verhalten auf und führt Hämatit als Magnetisierungsträger.

Repräsentativ für alle roten Sedimente mit stabiler Magnetisierung sind der Zustand, die Form und die Größe des Hämatits, so wie er in Abb. 55 - Taf. IV - dargestellt ist.

Ha 114 und Ha 116 stammen aus ein und demselben Aufschluß bei Großörner im Harz. Es handelt sich um eine karbonische Arkose. Auch sie besitzt Hämatit als Erz und ist physikalisch stabil. Allerdings zeigte Ha 116 im Gegensatz zu Ha 114 paläomagnetisch instabiles Verhalten. Das hat seine Ursache in der Anordnung der Partikeln im Gestein. Ha 114 stammt aus einem horizontal geschichteten Bereich, während die Lagerungsverhältnisse der Probe Ha 116 ähnlich einer Kreuzschichtung und deshalb kompliziert waren. Auf Grund dieses Sachverhaltes kann man sagen, daß es sich hier um eine Ablagerungsmagnetisierung handelt; eine CRM hätte sich über die primären Lagerungsverhältnisse hinweggesetzt.

Der karbonische Sandstein aus Siebigerode (Ha 119) ist stabil und führt ebenfalls Hämatit.

Die roten Sedimente sind also bis auf wenige Ausnahmen, deren instabiles Verhalten zu erklären ist, für den Paläomagnetismus außerordentlich gut geeignet.

#### 4.3.5. Anders gefärbte Sedimente

Bei den nicht rot gefärbten Sedimenten kann die Farbe des Gesteins bereits Anhaltspunkte über eventuell anwesende Eisenerze geben. So kann beispielsweise gelbes oder braunes Pigment aus Limonit [178] oder Goethit [179] bestehen. Im allgemeinen sind aber die magnetisierten Minerale in einer derart geringen Menge im Gestein vertreten, daß man sie makroskopisch nicht erkennen kann. In einigen Fällen waren magnetische Fraktionen nur in Spuren oder überhaupt nicht vorhanden, so daß die Empfindlichkeit des Meßinstrumentes nicht ausreichte, um das Gestein messen zu können.

Zu diesen magnetisch zu schwachen Proben gehören der Kieselschiefer von Obermarxgrün (V 4), ein grauer Tonschiefer aus dem Vogtland (V 9) und die Schreibkreide, die auf der Insel Rügen entnommen wurde (R 1, R 4, R 11 und R 15).

Die grauen Tonschiefer V 8 und V 10 aus der Phycodenserie des Vogtlandes verhielten sich physikalisch und auch paläomagnetisch stabil. Erz konnte hier mikroskopisch nicht ermittelt werden. Auf Grund der geringen, aber sehr stabilen Magnetisierung und der Tatsache, daß bei der Separation mit Permanentmagneten kein Erz abgeschieden werden konnte, ist anzunehmen, daß diese Gesteine Hämatit enthalten.

Die Proben W 1, W 6, W 16, W 21, W 36, W 39, W 62 und Th 22 sind gelb- bis weißgefärbte Sandsteine aus dem unteren und mittleren Buntsandstein Thüringens. Die Ergebnisse

dieser Gesteine bilden einen deutlichen Kontrast zu denen der roten Sedimente. Die Annahme, daß die NRM bei den rot gefärbten Ablagerungsgesteinen meist als CRM ausgebildet ist, scheint sich hier zu bestätigen. Die altersmäßig und auch substantiell nahezu gleichen Gesteine unterscheiden sich in ihrem magnetischen Verhalten erheblich voneinander. Die Ursache dafür ist in der Art der Entstehung der Erzfraktion und im Magnetisierungscharakter zu suchen. Oft differieren die Ergebnisse bereits innerhalb ein und derselben Probe. Es kann gesagt werden, daß die stabilen Vertreter dieses Gesteinstyps ebenfalls Hämatit als Träger der NRM besitzen. Diejenigen, die entweder Magnetit oder Ilmenit enthalten, sind höchstens metastabil. Die oft beobachtete paläomagnetische Instabilität bei physikalisch stabilen Gesteinen wurzelt darin, daß zwar bereits mit einer starken (vielleicht TRM oder CRM) Remanenz ausgestatteter Hämatit sedimentiert wurde, aber während des Absinkens keine Einregelung stattfand. Somit entstand eine Unordnung physikalisch stabil magnetisierter Partikeln. Die durch das Erdmagnetfeld aufgeprägte DRM vermochte sich gegenüber der primären NRM des Hämatits nicht zu behaupten.

Eine Einregelung der Partikeln beim Sedimentationsvorgang ist natürlich Korngrößenabhängig. Also ist eine ausgerichtete Remanenz von chemisch und thermisch nicht beeinflussten Sandsteinen mit relativ großem Korndurchmesser kaum zu erwarten, die kornfeineren Varietäten sind dagegen bei günstiger Erzführung paläomagnetisch durchaus zu verwenden.

Ebenfalls aus dem Thüringer Raum wurden fünf verschiedene Kalksteine untersucht. Die Probe W 11 stammt aus dem unteren Muschelkalk in der Nähe von Teichel. Ihre extreme physikalische und paläomagnetische Stabilität ist in den Abb. 19 bzw. 37 dargestellt. Als magnetisches Erz konnte Hämatit festgestellt werden, der bei sehr kleiner Korngröße spärlich in der dichten Grundmasse verteilt ist. Entmagnetisierungskurve sowie D- und I-Stereogramm sprechen für CRM.

Im Kalkstein aus dem mittleren Muschelkalk von Schaala wurde außer Hämatit röntgenographisch auch noch Magnetit nachgewiesen. Eine mittlere Streuung der D- und I-Werte und nur metastabile Entmagnetisierungskurven deuten, wie auch bei dem Kalk Th 1 aus dem oberen Muschelkalk, auf eine DRM hin.

Die Magnetisierung des Kalkes von Saalfeld (W 52) aus dem Zechstein ist bereits in einem Feld von 400 Oe zerstört. Demzufolge wird, obwohl mikroskopisch wie auch durch Separation kein Erz nachgewiesen werden konnte, vermutet, daß für die Instabilität zu wenige oder zu große oder zu verwitterte Erzkörner verantwortlich gemacht werden müssen.

Ganz wenig Magnetit im unteren Muschelkalk bei Wutha (Th 26) und metastabiles Verhalten sowie undeutbare Polpositionen lassen dieses Gestein für paläomagnetische Untersuchungen ungeeignet erscheinen.

Der turone Sandstein aus dem Elbsandsteingebirge (H 13) besitzt nahezu kein Erz. Dazu kommt die Küstenfazies, die mit ihrer turbulenten Sedimentation keine Einregelung der Partikeln zuläßt. Auf Grund einer nicht erfolgten Neuausscheidung von Erzen oder Erhitzung des Gesteins kam es nicht zur Bildung einer TRM oder CRM, und das Gestein ist paläomagnetisch nicht verwertbar.

Th 34 ist ein Porphyrtuff aus dem Rotliegenden Thüringens. Abb. 34 charakterisiert bereits das magnetische Verhalten dieses Gesteins. Gehaltsunterschiede in den einzelnen Proben haben auch unterschiedliche Magnetisierung zur Folge. Abb. 56 - Taf. IV - zeigt deutlich eine lokale Anreicherung von Hämatit. Außerdem läßt die magnetische Inhomogenität darauf schließen, daß dieser Tuff kalt, das heißt weit unter dem CURIE-Punkt der anwesenden Erze, sedimentiert wurde, da anderenfalls eine TRM physikalische Stabilität zur Folge hätte.

Der graue Schieferton (Th 68) aus dem Rotliegenden des Thüringer Waldes zeigt auch ein magnetisch unausgeglichenes Verhalten. Mikroskopisch konnte kein Erz entdeckt werden, jedoch wurde röntgenographisch und mit der Thermomagnetwaage Magnetit nachgewiesen. Für Magnetit spricht auch die Tatsache, daß die NRM bereits in einem Feld von 400 Oe zerstört ist.

Bei Königshof im Harz wurde eine kulmische Grauwacke (Ha 38) entnommen und untersucht. Die Erzmikroskopie und die Röntgenographie ergaben Ilmenit als Träger der Magnetisierung. Das Gestein verhält sich von Ort zu Ort außerordentlich unterschiedlich und ist trotz wahrscheinlicher mittlerer Polposition nicht besonders geeignet.

Ha 83 ist ebenfalls eine karbonische Grauwacke aus dem Harz. Die Erzmikroskopie (Abb. 57 - Taf. V) ergab zwar als Magnetisierungsträger Hämatit, der aber von einem Saum umgeben ist, der wiederum, durch Verwitterung oder andere chemische Prozesse in tieferen Lagen entstanden, die Magnetisierung des Hämatits beeinflußt und das Gestein instabil macht.

Im Gegensatz dazu steht die Abb. 58 - Taf. V -, die Magnetit aus der jungalgonkischen Grauwacke von Kamenz darstellt, der in seiner Unversehrtheit und Kleinheit stabiles magnetisches Verhalten aufweist.

#### 4.3.6. Kontaktmetamorphe Gesteine

Die Bedeutung der magnetischen Untersuchung von Kontaktgesteinen ist zur Lösung einiger geologischer Probleme ganz erheblich. So haben z. B. KOBAYASHI und SCHWARZ [180] bei der Untersuchung roter Sedimente vom Kontakt festgestellt, daß sich bei einer Temperatur von 375 °C Magnetit bildet, dem eine CRM aufgeprägt wird. Man kann also in diesem Falle den Magnetit als "geologisches Thermometer" benutzen.

EVERITT und CLEGG [181] untersuchten ebenfalls Kontaktgesteine und stellten fest, daß die durch die unmittelbare Einwirkung des Kontaktes entstandene TRM im Sedimentgestein sehr stabil ist und deshalb zur Altersbestimmung für die Kontaktmetamorphose herangezogen werden kann. Schließlich kam EVERITT [182] zu dem Ergebnis, daß es bei Wechsellagerung von Sedimenten und z. B. Basalt nach genauer magnetischer Untersuchung der Begrenzungsbezirke möglich ist, zu bestimmen, ob der Basalt intrusiv oder effusiv ist. Trotz der Zerstörung der primären Magnetisierung des Gesteins durch die Kontaktmetamorphose ist es also möglich, damit in Verbindung stehende Probleme zu lösen.

Die vom Verfasser untersuchten kontaktmetamorphen Gesteine stammen alle aus dem Kontakt des Bergener Granits im Vogtland. V 5 und V 6 sind Fruchtschiefer, die in

zwei Brüchen bei Theuma abgebaut werden. Die Erzmikroskopie und auch Messungen mit der Thermomagnetwaage ergaben einwandfrei Magnetit als Erz, der erhebliche Größe erreichen kann (Abb. 59 - Taf. V). Das physikalisch-magnetische Verhalten ist ausgesprochen instabil, das bedeutet, daß dieses Gestein vom eigentlichen Kontakt so weit entfernt war, daß es nicht zur Bildung einer Thermoremanenz oder durch temperaturabhängige chemische Umbildungen zur CRM kam. Für die Instabilität spricht außerdem die Korngröße des Magnetits, die nicht selten mehr als 50  $\mu\text{m}$  erreicht.

V 7 ist ein Gestein, das aus unmittelbarer Nähe des Kontaktes stammt. Auch hier wurde Magnetit als magnetisiertes Erz ermittelt, jedoch mit wesentlich kleinerer Korngröße. Das Gestein war lediglich bis zur Entmagnetisierung mit 100 Oe stabil, danach wurde es sowohl physikalisch als auch paläomagnetisch instabil. Dies könnte die Folge einer schwachen PTRM sein. Die aus den Werten der Entmagnetisierung mit 100 Oe errechnete Polposition ergibt varistisches Alter, das heißt das Alter der Intrusion des Bergener Granites.

#### 4.4. Das Inversionsproblem

Die Möglichkeiten des Paläomagnetismus, Datierungen für zeitlich sehr begrenzte Räume vorzunehmen, sind bei weitem nicht so groß wie beispielsweise die der Paläontologie. Man kann aber mit Hilfe der Ermittlung der Polpositionen die untersuchten Gesteine nicht nur einer bestimmten Formation zuordnen, sondern es besteht die Möglichkeit, zumindest bei jüngeren Abschnitten der Erdgeschichte, auch innerhalb der Formationen noch eine gewisse Unterteilung vorzunehmen. Für das Tertiär z. B. erlangt die Methode schon eine recht beachtliche Auflösung. Dieser Umstand wird durch die Tatsache erreicht, daß 50 % aller Gesteine dem heutigen Erdfeld entgegengerichtet magnetisiert sind. Diese Proben nennt man "invers", während diejenigen mit feldparalleler Magnetisierung als "normal" bezeichnet werden. Da derartige Inversionen völlig unabhängig von geologischen Prozessen auf der Erdoberfläche stattgefunden haben und demzufolge auch mit der Einteilung der Erdgeschichte in Formationen nicht im Zusammenhang stehen, ergibt sich die Möglichkeit, mitten in geologischen Abfolgen und Profilen Zäsuren anzulegen, die fazies- und fossilunabhängig sind und eine sichere zeitliche Grenze darstellen.

Als Ursache für Inversionen können zwei Möglichkeiten in Betracht gezogen werden: Entweder wurde das gesamte Dipolfeld der Erde um  $180^\circ$  gedreht, oder die Gesteine unterlagen auf Grund bestimmter chemischer und physikalischer Prozesse einer Selbstumkehr. Im folgenden soll gezeigt werden, daß es genügend Anhaltspunkte gibt, die für die Existenz beider Phänomene sprechen.

##### 4.4.1. Feldumkehr

Die paläomagnetischen Untersuchungen an Gesteinen haben in ihrer Fülle eine ganze Reihe von Ergebnissen gebracht, die den Schluß zulassen, daß das Erdmagnetfeld im Laufe der Erdgeschichte seine Richtung mehrmals um  $180^\circ$  geändert hat, also insgesamt umgekehrt wurde. So spricht für eine Feldumkehr unter anderem die Tatsache, daß weltweit verbreitete Gesteine gleichen Alters auch die gleiche Polarität besitzen.

BLACKETT [183] weist darauf hin, daß die übereinstimmende Polarität der an Kontakten beteiligten Gesteine, ganz gleich ob sie normal oder invers oder ob es Intrusiva oder Sedimente sind, nur mit Feldumkehr zu erklären ist. Ebenso spricht die gleiche Polarität chemisch völlig verschieden zusammengesetzter Gesteine der gleichen Formation für eine Umkehr des Feldes. WILSON und HAGGERTY [184] fanden Lavafolgen, innerhalb deren sich die Richtung des Erdmagnetfeldes von Schicht zu Schicht veränderte, wobei auch die Übergänge (intermediär magnetisierte Gesteine) gemessen werden konnten. Ebenso untersuchte ITO [185] einen Granit, der auf Grund seiner langsamen Abkühlung von außen nach innen normal, intermediär und invers magnetisiert ist. Diese beiden Ergebnisse sprechen eindeutig für Feldumkehr. Die gleiche Aussage ist aus der Tatsache zu entnehmen, daß es Gesteine gibt, in denen charakteristische und überlagerte Magnetisierungen die gleiche Polarität besitzen, und daß die Intensitätswerte normaler und inverser Gesteine gleich groß sind. COX [186] vertritt die Ansicht, daß Feldumkehrungen eine Folge von Wechselwirkungen zwischen den ständigen Schwankungen des geomagnetischen Dipols und der Säkularvariation des Nichtdipolfeldes sind. Nach seiner Meinung ist für eine Inversion derjenige Zeitpunkt der günstigste, zu dem die Intensität des Nichtdipolfeldes gegenüber einem relativen Minimum des Dipolfeldes groß ist. Die Dauer einer Feldinversion wird von BLACKETT [183] mit  $10^4$  Jahren angegeben. HOSPERS [21] rechnet mit einer Dauer von 2000 - 20 000 Jahren, wobei seit dem mittleren Tertiär aller 250 000 bis 500 000 Jahre eine Inversion stattgefunden haben soll. COX, DOELL und DALRYMPLE setzen den Zeitpunkt der letzten Inversion vor 1 000 000 Jahren an [196], GROMBE und HAY [197] den der vorletzten Inversion vor 2,4 Millionen Jahren. Die bisher längste Polaritätsepoche (inversionslose Epoche) lag im Perm und dauerte  $5 \cdot 10^7$  Jahre [186]. Die nächstlängeren Epochen lagen mit  $1 - 4 \cdot 10^7$  Jahren im Kambrium und Ordovizium [187].

#### 4.4.2. Selbstumkehr

Ist eine Probe, die durch physikalisch und paläomagnetisch stabiles Verhalten gekennzeichnet ist, im Gegensatz zu allen anderen gleichaltrigen Proben invers magnetisiert, so muß man annehmen, daß eine Selbstumkehr stattgefunden hat. Für diese Selbstinversionen hat NEEL [188] Umkehrmechanismen entwickelt, die in zwei Gruppen eingeteilt werden können.

- A) Prozesse, bei denen gleichzeitig zwei magnetische Bestandteile mit ziemlich verschiedenen Eigenschaften im Gestein vorhanden sind oder die chemische Umwandlungen oder polymorphe Transformationen voraussetzen

So spielen beispielsweise in einem Zweikomponentensystem die magnetostatischen Wechselwirkungen eine wesentliche Rolle. Wenn zwei miteinander gekoppelte Komponenten A und B verschiedene CURIE-Punkte besitzen und  $T_{C_A} > T_{C_B}$  gilt, dann wird bei allmählicher Abkühlung durch  $T_{C_A}$  die Probe zunächst in Richtung  $J_A$  magnetisiert sein.  $J_B$  ist  $J_A$  entgegengerichtet und übernimmt bei der Unterschreitung von  $T_{C_B}$ , wenn  $B > A$  ist, die Vorherrschaft, und das Gestein ist invers magnetisiert.

Bei Eindomänen muß in diesem Falle wegen der meist geringen magnetostatischen Wechselwirkungen je eine Partikel der Komponente A mit einer der Komponente B verwachsen sein. Andererseits hat UYEDA [143] festgestellt, daß in der Mischkristallreihe Hämatit -

Ilmenit in einem ganz bestimmten Mischungsbereich und bei einer bestimmten Temperatur Ordnungsprozesse der Titan- und Eisenionen stattfinden, die eine Inversion der Thermo- remanenz zur Folge haben können. Zu den Umkehrmechanismen im Zweikomponentensystem bemerkt BLACKETT [189], daß auch die dominierende A-Komponente durch chemische Prozesse zerstört oder die zunächst schwächere B-Komponente durch ähnliche Prozesse vergrößert werden kann. Somit ist also auch eine Selbstumkehr bei Sedimenten möglich.

B) Prozesse, die von den Eigenschaften eines Einkomponentensystems abhängen

Die spontane Magnetisierung eines Ferrimagnetikums ist die Differenz der Spontanmagnetisierungen der Oktaeder- und Tetraederlagen der Fe-Atome. NEEL weist darauf hin, daß diese Differenz temperaturabhängig ist und mit der Temperatur ihr Vorzeichen wechseln kann. Eine Selbstinversion auf Grund derartiger Temperaturabhängigkeiten ist aber bisher nur an einigen ternären Ferriten, z. B.  $\text{Id}_{0,5} \text{Cr}_a \text{Fe}_{2,5-a} \text{O}_4$ , festgestellt worden [190]. VERHOOGEN [191], [192] hat einen Fall beschrieben, bei dem in einem Einkomponentensystem die Umkehr der Magnetisierung durch Ordnungsprozesse von Ionen hervorgerufen wird. In ferromagnetischen Substanzen mit Spinellstruktur sind die magnetischen Momente aller Ionen auf A- oder B-Plätzen parallel, die Kopplung zwischen A- und B-Plätzen jedoch antiparallel. Die gemessene Sättigungsmagnetisierung ist demzufolge die Differenz zwischen den Magnetisierungen der A- und B-Untergitter. Bei hoher Temperatur ( $T > T_C$ ) sind die Kationen zufällig verteilt, und der Zustand maximaler Entropie ist erreicht. Sinkt die Temperatur, dann wird der Beitrag der Entropie zur freien Energie kleiner, und es beginnt ein Ordnungsprozeß durch Wanderung der Gittereinheiten von A-Plätzen auf B-Plätze und entsprechend die Wanderung von  $\text{Fe}^{3+}$  von B-Plätzen auf A-Plätze. Dabei sinkt das resultierende Moment des B-Untergitters kontinuierlich, während das des A-Untergitters wächst. Das Sättigungsmoment, das die Differenz zwischen beiden ist, wird dann kleiner, eventuell Null und sogar invers. Eine Selbstumkehr dieser Art kann aber nur stattfinden, wenn der Kristall noch eine ausreichende Menge an Fehlordnungen besitzt. Es muß also die Ordnung im Vergleich zur Abkühlung langsam erfolgen.

Die Diffusionsdauer ist stark temperaturabhängig:

Bei 500 °C wird in zwei Tagen eine Distanz von  $3 \cdot 10^{-8}$  cm zurückgelegt, bei 300 °C wird in 30 000 Jahren eine Distanz von  $3 \cdot 10^{-8}$  cm zurückgelegt, und für die gleiche Distanz würde bei 0 °C die gesamte bisherige Erdgeschichte nicht ausreichen.

Da der CURIE-Punkt von unreinem Magnetit  $< 575$  °C ist, muß man für eine Selbstumkehr eine Mindestzeit von  $10^5$  oder  $10^6$  Jahren annehmen. Aus diesem Grunde ist eine Selbstinversion jüngerer Laven auch noch nicht bekannt.

Ein ähnlicher Umkehrmechanismus, nämlich eine Selbstinversion durch Kationendiffusion während der Oxydation eines Titanomagnetits, ist von O'REILLY und BANERJEE [193] beschrieben worden.

Um auch einen Zusammenhang zwischen der Polarität und der stofflichen Zusammensetzung der Gesteine sowie der Erscheinungsform der Erze nachweisen zu können, wurden umfangreiche Untersuchungen von vielen Autoren durchgeführt. Einige wesentliche Ergebnisse sollen im folgenden aufgeführt werden. So hat ADE-HALL [194] bei der Unter-

suchung tertiärer Basalte festgestellt, daß z. B. die Korngröße der inversen Proben durchschnittlich größer ist als die der normalen. Ebenso zeigen die primären opaken Anteile der normalen Proben eine gute kubische Form, während die inversen (vielleicht aus einer jüngeren Kristallisationsphase) mit Feldspat verwachsen sind. Der Magnetit in den inversen Proben enthält im Gegensatz zu den normalen Proben Ilmenitlamellen in den (111)-Richtungen. Schließlich bestehen die Pseudomorphosen nach Olivin in den normalen Proben aus sekundären Mineralen ohne Erz. In den inversen Proben bestehen sie zum großen Teil aus Eisenoxiden. WILSON [195] hat das gleiche Material auf alle magnetischen Parameter hin untersucht und konnte keinerlei unterschiedliches Verhalten feststellen. WILSON und WATKINS [149], STORETVEDT [118] und WILSON und HAGGERTY [184] konnten übereinstimmend feststellen, daß der Oxydationsgrad der Eisenoxide in den invers magnetischen Gesteinen ein höherer ist als in den normalen Proben. WILSON und HAGGERTY [184] fügen weiter hinzu, daß in den inversen Gesteinen das Eisen in der Wertigkeit  $Fe^{3+}$  häufiger auftritt, und sind der Meinung, daß auch der  $TiO_2$ -Gehalt sowie das  $Fe_2O_3/FeO$ -Verhältnis eine Rolle spielen können. Alle Autoren sind aber der gleichen Meinung, daß auf Grund der vielen Bedingungen, die für eine Selbstumkehr notwendig sind, und auch auf Grund der Erfahrungen, die sie bei der Untersuchung ausgedehnter Kollektionen gemacht haben, die Selbstinversion denkbar selten auftritt, und geben die Menge der davon betroffenen Gesteine mit 1 % an.

#### 4.4.3. Die Zuordnung der untersuchten Proben

Auch die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Proben sind zu 50 % normal und zu 50 % invers magnetisiert. Die Gesteine des Rotliegenden, die ausgezeichnete magnetische Eigenschaften besitzen, ergaben lückenlos eine inverse Magnetisierung, und somit konnte bestätigt werden, daß im unteren Perm, der mit  $5 \cdot 10^7$  Jahren längsten Polaritätsepoche, keine Feldumkehr stattgefunden hat. Ansonsten wurden, ebenso wie in der internationalen Literatur, für alle Formationen sowohl invers als auch normal magnetisierte Gesteine ermittelt. Eine eventuelle Selbstumkehr kann nicht mit Sicherheit nachgewiesen werden, obwohl gerade bei den Graniten die inversen Proben die Erzminerale mit dem höchsten Oxydationsgrad (z. B. Glieder aus dem Mischungskomplex Hämatit - Ilmenit oder martitisierte Magnetit) enthalten und die normal magnetisierten meistens Titanomagnetit führen. Ebenso verhält es sich bei den Diabasen. Die inversen und gleichzeitig stabileren führen Ilmenit und die normalen und gleichzeitig instabileren Magnetit oder Pyrrhotin.

Um den  $TiO_2$ -Gehalt, die Korngröße oder das Verhältnis  $Fe_2O_3$  zu  $FeO$  als Indizien einer eventuellen Polaritätsabhängigkeit heranziehen zu können, macht es sich (auch aus Gründen der statistischen Absicherung) erforderlich, wesentlich größere Probenkollektionen zu untersuchen, als es in vorliegender Arbeit möglich war.

## 5. Zur Zeit bestehende Probleme und Ausblick auf die zukünftige Forschung

Aus den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit wird ganz klar ersichtlich, daß die Ursachen für die gemessenen und beobachteten Erscheinungen so verschiedener und mannigfaltiger Natur sein können, daß der Einsatz komplexer Untersuchungsmethoden, also eine Beleuchtung der Probleme von möglichst vielen Fachgebieten aus, unumgänglich ist. Je genauer ein Ergebnis sein soll, um so mehr muß es durch verschiedene, möglichst voneinander unabhängige Experimente oder Messungen bestätigt werden. So genügt es zum Erwerb einer Übersicht, nur wenige Standardmethoden einzusetzen, nicht aber zur Lösung eines genau abgesteckten Problems mit allen seinen Details. Darüber hinaus ist es gerade im Paläomagnetismus und in der Gesteinsphysik notwendig, auf Grund der Inhomogenität der Gesteine und der damit verbundenen Variationsbreite der Zusammensetzung und der daraus folgenden Schwankung im magnetischen Verhalten alle Ergebnisse auch statistisch abzusichern. Die Extrapolation von den Meßergebnissen einer einzigen Probe auf das magnetische Gesamtverhalten eines Gesteinsverbandes ist also unmöglich. Die Interpretation des Verhaltens der Proben während der Entmagnetisierung sowie die Bestimmung des Charakters der Magnetisierung sind ohne physikalisch-theoretische und chemische Betrachtungen unvollständig. Die Mineralogie mit ihrer Erzmikroskopie und Röntgenographie zeichnet für die Identifizierung der magnetisierten Erze genauso verantwortlich wie Untersuchungen mit der Thermomagnetwaage oder mittels der Differentialthermoanalyse. In diesem Zusammenhang ist auf die Meßgeräte hinzuweisen, die mit zunehmender Empfindlichkeit einen Hauptanteil an der Lösung gesteinsphysikalischer Probleme haben. Hinsichtlich des sehr umfangreichen Datenmaterials im Paläomagnetismus und in der Gesteinsphysik ist es zweckmäßig und zukünftig nicht zu umgehen, die elektronische Datenverarbeitung für die Aufbereitung und Auswertung der Meßergebnisse einzusetzen.

Unter Berücksichtigung aller genannten Faktoren wird es dem Paläomagnetismus möglich sein, als Methode zur relativen Altersbestimmung, als Methode zum Nachweis postgenetischer Bewegungen und als Methode zur Rekonstruktion der Bildungsbedingungen von Gesteinen oder deren Umwandlungen der Geologie und der Geophysik wertvolle Hinweise zu geben, die einen nicht unwesentlichen Beitrag zur Lösung von Problemen der volkswirtschaftlich so wichtigen Bodenschatzerkundung sowie der Grundlagenforschung darstellen.

## 6. Zusammenfassung der Ergebnisse

Folgende Aussagen haben sich im Rahmen der durchgeführten Untersuchungen ergeben:

1. Die aus den Gesteinen der DDR für die verschiedenen Formationen ermittelten Polpositionen ergeben bis auf geringe Abweichungen die gleiche Polwanderungskurve für Europa wie die aus den Werten der internationalen Literatur zusammengestellte.
2. An Hand der paläomagnetischen Ergebnisse roter ordovizischer Tonschiefer wird bestätigt, daß postgenetische Bewegungen der Gesteine nachgewiesen werden können.

3. Aus den errechneten Polpositionen werden Paläolagen des Gebietes der DDR ermittelt und zeichnerisch dargestellt. Dabei unterstreichen paläoklimatologische Betrachtungen die Wahrscheinlichkeit der Resultate. Eine Übereinstimmung der Ergebnisse mit denen der internationalen Literatur ist festzustellen.
4. Die Entmagnetisierungskurven und die daraus abzuleitende physikalische Stabilität können zum überwiegenden Teil einschließlich der auftretenden Besonderheiten interpretiert werden. Dabei wird auf die Unterscheidung zwischen charakteristischer und überlagerter Magnetisierung sowie zwischen den verschiedenen Remanenzvarietäten besonderer Wert gelegt.
5. Nach eingehender Diskussion der D- und I-Stereogramme wird festgestellt, daß zwischen paläomagnetischer Stabilität und Gesteinsgenese (speziell bei Sedimenten und Ganggesteinen) ein enger Zusammenhang besteht.
6. Die paläomagnetische Verwendbarkeit saurer und intermediärer Intrusiva sowie die der Ganggesteine ist auf Grund der Kompliziertheit ihrer Entstehung und der damit verbundenen langen Abkühlungsdauer und deshalb mehrphasigen Erzabscheidung und -umbildung sehr begrenzt.
7. Effusiva sowie Sedimente eignen sich für paläomagnetische Untersuchungen sehr gut, soweit die Verwitterung die anwesenden Erze noch nicht verändert hat und somit die physikalischen Voraussetzungen zur Speicherung einer Remanenz noch bestehen.
8. Der Magnetisierungsträger in den rot gefärbten Sedimenten ist nach Auffassung des Autors eine Hämatitfraktion mit Korngrößen von 1 - 50 µm. Das aus Hämatit bestehende rote Pigment dieser Gesteine ist, wie physikalische Überlegungen zeigen, nicht imstande, eine stabile Remanenz zu tragen, und demzufolge für die außerordentlich stabile Magnetisierung dieser Gesteine nicht verantwortlich zu machen.
9. Bei den terrestrischen Tuffen des Thüringer Rotliegenden kann auf Grund der Untersuchungen die Sedimentationstemperatur als ausschlaggebend für die Verwendbarkeit der Gesteine zu paläomagnetischen Interpretationen angesehen werden.
10. Kontaktmetamorphe Gesteine erweisen sich nur dann als geeignet, wenn sie durch das aufsteigende Magma über den CURIE-Punkt des Erzes erhitzt worden sind und sich eine thermoremanente Magnetisierung bilden konnte oder wenn durch temperaturabhängige chemische Prozesse eine neue Erzgeneration mit einer chemoremanenten Magnetisierung gebildet wurde.
11. An Hand der Ergebnisse aus den Sedimenten und Effusiva des Thüringer Rotliegenden und des Harzes wird bestätigt, daß im unteren Perm keine Feldinversion stattgefunden hat.
12. Eine Selbstumkehr der inversen Proben des untersuchten Materials kann nicht begründet werden.

7. Literatur

- [1] HUMBOLDT, A. v. Über die merkwürdige magnetische Polarität einer Gebirgskuppe von Serpentinestein. *Greus n. J. Phys.* 4 (1797), S. 136 - 140
- [2] MELLONI, M. Ricerche intorno al magnetismo delle rocce. *R. Accad. delle Scienze di Napoli* 1 (1853), S. 121 und 141
- [3] FOLGERHAITER, G. Sur les variations séculaires de l'inclinaison magnétique dans l'antiquité. *J. Phys.* (1899) 8 (Ser. 3), S. 5 - 16
- [4] DAVID, P. Sur la stabilité de la direction d'aimantation dans quelques roches volcaniques. *C. R. Acad. Sci. Paris* 138 (1904), S. 41 - 42
- [5] BRUHNES, B. Recherches sur la direction d'aimantation des roches volcaniques. *J. Phys.* (1906) 5, S. 705 - 724
- [6] CHEVALLIER, R. L'aimantation des laves de l'Etna et l'orientation du champ terrestre en Sicile du XIIIe au XVIIIe siècle. *Ann. Phys.* 4 (1925), S. 5 - 162
- [7] MERCATON, P. L. Inversion de l'inclinaison magnétique terrestre aux âges géologiques. *Terr. Magn. Atmosph. Electr.* 31 (1926), S. 187 - 190
- [8] KOENIGSBERGER, J. G. Natural residual magnetism of eruptive rocks, Teil I u. II. *Terr. Magn. Atmosph. Electr.* 43 (1938), S. 119 bis 127 u. 299 - 320
- [9] NAGATA, T. *Rock-Magnetism.* Tokio: Maruzen Co. 1953
- [10] IRVING, E. *Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems.* New York/London/Sydney: John Wiley and Sons 1964
- [11] CHRAMOV, A. N. *Paleomagnetizm.* Leningrad 1967
- [12] COLLINSON, D. W., CREER, K. M., RUNCORN, S. K. *Methods in Palaeomagnetism.* Amsterdam/London/New York: Elsevier Publishing Company 1967
- [13] LANDOLT-BÖRNSTEIN *Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik, Band III.* Berlin/Göttingen/Heidelberg: Springer Verlag 1962
- [14] IRVING, E. An analysis of the positions of the Earth's magnetic pole in the geological past. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 7 (1962) 2, S. 279 - 282
- [15] HOWELL, C. G., MARTINEZ, J. D. Polar wandering as indicated by rock magnetism. *Geophysics* 22 (1957), S. 384 - 397
- [16] BOER, J. de *Paleomagnetic-tectonic study of mesozoic dike swarms in the Appalachians.* *J. geophys. Res.* 72 (1967) 8, S. 2237 - 2250
- [17] COX, A., DALRYMPLE, G. B., DOELL, R. Reversals of the Earth's magnetic field. *Scient. Amer.* 286 (1967) 2, S. 44 - 54

- [18] THELLIER, E.; THELLIER, O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre dans le passé historique et géologique. *Ann. Géophys.* 15 (1959), S. 285 - 376
- [19] CHARMICHAEL, C. M. An outline of the intensity of the paleomagnetic field of the Earth. *Earth and planet. Sci. Letters* 3 (1967), S. 351 - 354
- [20] GRIFFITHS, D. H. The remanent magnetism of varved clays from Sweden. *Month. Not. Roy. Astr. Soc. Geophys. Suppl.* 7 (1955), S. 103 - 114
- [21] HOEPELS, J. Reversals of the main geomagnetic field I, II and III. *Proc. Kon. Nederl. Akad. B* 56 (1953), S. 467 - 476, 477 - 491; 57 (1954), S. 112 - 121
- [22] NAIRN, A. E. M. Palaeomagnetic results from Europe. *J. Geol.* 68 (1960), S. 285 - 306
- [23] FLOHN, H. Kontinental-Verschiebungen, Polwanderungen und Vorzeitklimate im Lichte paläomagnetischer Meßergebnisse. *Naturwiss. Rdsch., Stuttgart* 12 (1959) 10, S. 375 - 384
- [24] KUNCORN, S. K. Palaeomagnetic evidence for continental drift and its geological cause. New York/London: Academic Press 1962, S. 1 - 39
- [25] WILSON, R. L. Palaeomagnetism and rockmagnetism. *Earth-Sci. Rev.* 1 (1966), S. 175 - 212
- [26] WEGENER, A. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. Braunschweig: Verlag Vieweg 1915
- [27] WATKINS, N. D.; RICHARDSON, A. Palaeomagnetism of the Lisbon volcanics. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 15 (1968), S. 287 - 304
- [28] ASHWORTH, T. P.; NAIRN, A. E. M. An anomalous permian pole from Corsica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2 (1964), S. 119 - 125
- [29] GLEGG, J. A.; ALMOND, M.; STUBBS, P. H. S. The remanent magnetism of some sedimentary rocks in Britain. *Phil. Mag.* 45 (1954), S. 583 - 598
- [30] SCHMUCKER, U. Gesteinsmagnetische Untersuchungen und Experimente am Basalt des Steinberges bei Barlissen. *Abh. Akad. Wiss. Göttingen, 3. Folge*, 26 (1957), S. 3 - 100
- [31] SCHREITER, P.; VOLLSTÄDT, H. Zur Abtrennung von Titanomagnetit aus basaltischen Gesteinen. *Monatsber. Dt. Akad. Wiss. Berlin* 6 (1964) 11, S. 811 - 814
- [32] JELINEK, V. A high sensitivity spinner magnetometer. *Studia geophys. et geod.* 10 (1966), S. 58 - 78
- [33] IRVING, E. Palaeomagnetic and palaeoclimatological aspect of polar wandering. *Geofis. pura e appl.* 33 (1956), S. 23 - 41
- [34] COX, A.; DOELL, R. Review of paleomagnetism. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71 (1960), S. 645 - 768

- [35] FISHER, R. A. Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Soc. London A 217 (1953), S. 295 - 305
- [36] CHAPMAN, S. The Earth's magnetism. London: Methuen and Co. 1936
- [37] BRODSKAJA, S. J. Magnitnaja stabil'nost' ostatočnoj namelničennosti dvuchkomponentnyh smesej. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geofiz. 3 (1961), S. 423 - 427
- [38] BRODSKAJA, S. J. Magnitnaja stabil'nost' odnokomponentnyh i dvuchkomponentnyh sistem. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geofiz. 4 (1962), S. 54 - 66
- [39] UYEDA, S.; FULLER, M. D.; BELSHE, J. C.; GIRDLER, R. W. Anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and minerals. J. geophys. Res. 68 (1963) 1, S. 279 - 291
- [40] FULLER, M. D. Magnetic anisotropy and paleomagnetism. J. geophys. Res. 68 (1963) 1, S. 293 - 309
- [41] GREENWALT, D. Artificial chemical remanent magnetization. J. geophys. Res. 67 (1962) 9, S. 3562
- [42] STACEY, F. D. Magnetic anisotropy of igneous rocks. J. geophys. Res. 65 (1960) 8, S. 2429 - 2442
- [43] GIRDLER, R. W. The measurements and computation of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London 5 (1961) 1, S. 34 - 44
- [44] JANÁK, F. Determination of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. Studia geoph. et geod. 9 (1965), S. 290 - 301
- [45] STOTT, P. M.; STACEY, D. Magnetostriction and palaeomagnetism of igneous rocks. J. geophys. Res. 65 (1960) 8, S. 2419 - 2424
- [46] STACEY, F. D. Stress-induced magnetic anisotropy of rocks. Nature 188 (1960), S. 134 - 135
- [47] KING, R. F. The remanent magnetism of artificially deposited sediments. Month. Not. Roy. Astr. Soc. Geophys. Suppl. 2 (1955), S. 115 - 134
- [48] GRIFFITHS, D. H.; KING, R. F.; REES, A.; WRIGHT, A. E. The remanent magnetization of some recent varved sediments. Proc. Roy. Soc. A 256 (1960), S. 359 - 383
- [49] VLASSOV, A.; KOVALENKO, G. V.; TROPIN, J. D. Vlijanie uplotnenija iskusstvenno osazdenik osadkov na ostatočniju namagničennost'. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geofiz. 3 (1961), S. 1179 - 1182
- [50] OPDYKE, N. D. The palaeomagnetism of the New Jersey Triassic and field study of the inclination error in red sediments. J. geophys. Res. 66 (1961) 6, S. 1941 - 1949
- [51] HARGRAVES, R. B.; FISCHER, A.G. Remanent magnetism in Jurassic red limestones and radiolarites from the Alps. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London 2 (1959) 1, S. 34 - 41
- [52] CREER, K. M.; IRVING, E.; NAI RN, A. E. M. Palaeomagnetism of the Great Whin Sill. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London 2 (1959) 4, S. 306 - 323

- [53] GIRDLER, R. W. A palaeomagnetic study of some lower Jurassic rocks of N. W. Europe. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 2 (1959) 4, S. 353 - 363
- [54] SCHMUCKER, U. Gesteinsmagnetische Untersuchungen an permischen Nahe-Eruptiven. *Geol. Rdsch.* 48 (1959), S. 184 - 195
- [55] IRVING, E. Palaeomagnetic directions and pole positions, part I, numbers 1/1 to 1/144. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 3 (1960) 1, S. 96 - 111
- [56] IRVING, E. Palaeomagnetic directions and pole positions, part II, numbers 2/1 to 2/71. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 3 (1960) 4, S. 444 - 449
- [57] IRVING, E. Palaeomagnetic directions and pole positions, part III, numbers 3/1 to 3/87. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 5 (1961) 1, S. 70 - 79
- [58] KHAN, M. A. The remanent magnetization of the basic tertiary igneous rocks of Skye, Invernessshire. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 3 (1960) 1, S. 45 - 62
- [59] CREER, K. M. The palaeomagnetic poles for the lower jurassic of Europe. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 3 (1960) 3, S. 367 - 373
- [60] IRVING, E. Palaeomagnetic directions and pole positions, part IV, numbers 4/1 to 4/34. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 6 (1962) 2, S. 263 - 267
- [61] IRVING, E. Palaeomagnetic directions and pole positions, part V, numbers 5/1 to 5/95. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 7 (1962) 2, S. 263 - 274
- [62] ROY, J. L. Palaeomagnetism of Prince Edward Islands. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 8 (1963) 2, S. 226 - 230
- [63] IRVING, E., STOTT, P. M. Palaeomagnetic directions and pole positions, part VI, numbers 6/1 to 6/73. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 8 (1963) 2, S. 249 - 257
- [64] RUNCORN, S. K. Palaeomagnetic results from precambrian sedimentary rocks in the western United States. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 75 (1964), S. 687 - 704
- [65] IRVING, E. Palaeomagnetic directions and pole positions, part VII. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 9 (1965) 2/3, S. 185 - 194
- [66] RUNCORN, S. K. Rock magnetism. *Sci. Progr. Oxf.* 54 (1966), S. 467 - 482
- [67] KRS, M. The palaeomagnetism and palaeomagnetic stability of rocks of some formations of the Bohemian Massif (Devonian, Carboniferous, Triassic, Tertiary, Quarternary). *Geofiz. Sbornik No.* 251 (1966), S. 339 - 355

- [68] BAUMANN, L., KRS, M. Paläomagnetische Altersbestimmungen an einigen Mineralparagenesen des Freiburger Lagerstättenbezirkes. *Geologie* 16 (1967) 7, S. 765 - 780
- [69] STORETVEDT, K. M. A synthesis of the palaeozoic palaeomagnetic data for Europe. *Earth and planet. Sci. Letters* 3 (1968) 5, S. 444 - 448
- [70] VOLLSTÄDT, H. Gesteinsmagnetische und mineralogische Untersuchungen zur paläomagnetischen Stabilität der natürlichen remanenten Magnetisierung von tertiären Basalten und Phonolithen. *Freiburger Forsch.-H. C* 202 (1967), 106 Seiten
- [71] VOLLSTÄDT, H., ROTHER, K., NOSHAROV, P. The palaeomagnetic stability and the petrology of some caenozoic and cretaceous andesites of Bulgaria. *Earth and planet. Sci. Letters* 3 (1967), S. 399 - 408
- [72] Mc ELHINNY, M. W. Notes on process in geophysics - palaeomagnetic directions and pole positions - part VIII. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 15 (1968) 4, S. 409 - 430
- [73] Mc ELHINNY, M. W. Notes on process in geophysics - palaeomagnetic directions and pole positions - part IX. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 16 (1968) 2, S. 207 - 224
- [74] - Grundriß der Geologie der Deutschen Demokratischen Republik, Band I: Geologische Entwicklung des Gesamtgebietes. Berlin: Akademie-Verlag 1968
- [75] PIETZSCH, K. Geologie von Sachsen. Berlin: VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften 1963
- [76] TIMOFEJEV, B. W. Über das Alter sächsischer Grauwacken. *Z. Geol.* 7 (1958), S. 826 - 830
- [77] ANDREEVA, O. L., BUKHA, V. V., PETROVA, G. N. Laboratornaja ozenka magnitnoj stabil'nosti gornych porod česckogo massiva. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Fizika zemli* 7 (1965), S. 54 - 64
- [78] BUCHA, V. Results of palaeomagnetic research on rocks of precambrian and lower palaeozoic in Czechoslovakia. *J. Geomagn. Geoelectr.* 17 (1965), S. 435 - 444
- [79] KRS, M. Palaeomagnetism of some central European mineral deposits and its geophysical significance. *Geol. Mijnb.* 45 (1966), S. 210 - 230
- [80] NAIRN, A. E. M. Observations magnétiques en France: roches Permiennees. *Bull. Soc. Géol. France* 7 (1957), S. 721 - 727
- [81] NIJENHUIS, G. H. W. A palaeomagnetic study of the permian volcanics in the Nahe region (S. W. Germany). *Geol. Mijnb.* 40 (1961), S. 26 - 38
- [82] BUCHA, V., CHLUPACKOVA, M., KRS, M., VETROVSKA, B., NAIRN, A. E. M. Paleomagnetnyye issledovaniya gornych porod devonsko-četvertičnogo vozrastov na territorii Čechoslovakii. *Geofys. Sbornik, Praha* No. 187 (1964)

- [83] - Atlas litologo-paleogeografičeskich kart Russkoj platformy i ego geosinklinalnogo obramlenija, čast' I, pozdni dokembri i paleozoj, 1 : 500 000. Leningrad: Akad. Nauk SSSR 1960/61
- [84] GRAHAM, J. W. The stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. *J. geophys. Res.* 54 (1949) 2, S. 131 - 167
- [85] CHROBOCK, S.; KAUTZSCH, E.; MEIER, R. Fazies und Milieu - Grundprobleme ihrer Individualisierung und Typisierung. XXIII International Geological Congress, Vol. 8 (1968), S. 137 - 146
- [86] WELLS, A. Recent dolomite in the Persian Gulf. *Nature* 194 (1962), S. 274 - 275
- [87] CURTIS, R.; EVANS, G.; KINSMAN, D. I. I.; SHEARMAN, G. J. Association of dolomite and anhydrite in the recent sediments of the Persian Gulf. *Nature* 197 (1963), S. 679 - 680
- [88] STEHLI, F. G. Possible permian climatic zonation and its implications. *Amer. J. Sci.* 255 (1957), S. 607 - 618
- [89] WILLS, L. J. Palaeographic atlas of the British Isles and adjacent parts of Europe. London: Blackie 1951
- [90] BLACKETT, P. M. S. Comparison of ancient climates with the ancient latitudes deduced from rock-magnetic measurements. *Proc. Roy. Soc. London Ser. A* 263 (1961), S. 1-30
- [91] BRIDEN, J. C.; IRVING, E. Palaeolatitude spectra of sedimentary palaeoclimatic indicators. In: NAIRN, A. E. M.: Problems in Palaeoclimatology, 1964, S. 199 - 224
- [92] KNELLER, E. Ferromagnetismus. Berlin/Göttingen/Heidelberg: Springer-Verlag 1962
- [93] VERHOOGEN, J. The origin of thermoremanent magnetization. *J. geophys. Res.* 64 (1959) 12, S. 2441 - 2449
- [94] ROQUET, J. Sur les remanences magnétiques des oxydes de fer et leur intérêt en géomagnétisme. *Ann. Géophys.* 10 (1964), S. 224 - 247
- [95] STILLER, H. Die thermoremanente Magnetisierung von Ergußgesteinen. *Abh. Geomagnet. Inst. Potsdam* Nr. 39 (1967)
- [96] NEEL, L. Théorie du trainage magnétique des ferromagnétiques en granits fins avec applications aux terres cuites. *Ann. Géophys.* 5 (1949) 2, S. 99 - 136
- [97] NEEL, L. Some theoretical aspects of rock magnetism. *Adv. Phys.* 4 (1955), S. 191 - 243
- [98] STACEY, F. D. A. A generalized theory of thermoremanence covering the transition from single-domain to multi-domain magnetic grains. *Phil. Mag.* 7 (1962) 83, S. 1887 - 1900
- [99] EVERITT, C. W. F. Thermoremanent magnetization. 2: Experiments on multi-domain grains. *Phil. Mag.* 7 (1962) 76, S. 583 - 597
- [100] OZIMA, M.; OZIMA, M. Origin of thermoremanent magnetization. *J. geophys. Res.* 70 (1965) 6, S. 1363 - 1369

- [101] NAGATA, T. The natural remanent magnetization of volcanic rocks and its relation to geomagnetic phenomena. *Bull. Earthqu. Res. Inst.* 21 (1943), S. 1 - 196
- [102] THELLIER, B. Sur l'aimantation des terres cuites et ses applications géophysiques. *Ann. Inst. Phys. Globe* 16 (1938), S. 157 - 302
- [103] OZIMA, M.; OZIMA, M; AKIMOTO, S. Low temperature characteristics of remanent magnetization of magnetite. *J. Geomagn. Geoelectr.* 16 (1964) 3, S. 165 - 177
- [104] KOBAYASHI, K. Chemical remanent magnetization of ferromagnetic minerals and its application to rock magnetism. *J. Geomagn. Geoelectr.* 10 (1959), S. 99 - 117
- [105] HAIGH, G. The process of magnetization by chemical change. *Phil. Mag.* 3 (1958), S. 267 - 286
- [106] CHAMALAUN, F. H.; PORATH, H. Palaeomagnetism of Australian hematite ore bodies. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 14 (1968) 5, S. 451 - 462
- [107] AKIMOTO, S.; KATSURA, T. Magnetochemical study of the generalized titanomagnetite in volcanic rocks. *J. Geomagn. Geoelectr.* 10 (1959), S. 69 - 90
- [108] COLLINSON, D. W.; RUNCORN, S.K. Polar wandering and continental drift: Evidence from palaeomagnetic observations in the United States. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 71 (1960) 7, S. 915 - 953
- [109] BLUNDELL, D. J. Rock magnetism applied to some geological problems. *Geol. Mag., Hertford* 98 (1961) 4, S. 301 - 312
- [110] NAGATA, T. Notes on the detrital remanent magnetization of sediments. *J. Geomagn. Geoelectr.* 14 (1962), S. 99 - 106
- [111] STACEY, F. D. The physical theory of rock magnetism. *Adv. Phys.* 12 (1963), S. 46 - 133
- [112] GRIFFITHS, D. H.; KING, R. F.; WRIGHT, A. E. Some field and laboratory studies of the depositional remanence of recent sediments. *Adv. Phys.* 6 (1957) 23, S. 306 - 316
- [113] COLLINSON, D. W. Design and use of palaeomagnetic instruments: Studies of the magnetization of red sediments. Ph. D. Thesis, Univ. Newcastle upon Tyne (1964)
- [114] HARRISON, C. G. A. The palaeomagnetism of deep sea sediments. *J. geophys. Res.* 71 (1966) 12, S. 3033 - 3043
- [115] KAWAI, N.; KUME, S. Observation of magnetic chronic drag over geologic time. *J. Phys. Radium* 20 (1959), S. 258 - 261
- [116] CREER, K. M. The remanent magnetization of unstable keuper marls. *Phil. Mag. Trans. Roy. Soc. London A* 250 (1957), S. 130 - 143
- [117] RIMBERT, F. Contribution à l'étude de l'action de champs alternatifs sur les aimantations remanents de roches. *Rev. Inst. Franç. Pétrol. Ann. Combust. Liquides* 14 (1959)

- [118] STORETVEDT, K. M. On remagnetization problems in palaeomagnetism. *Earth and planet. Sci. Letters* 4 (1968) 2, S. 107 - 112
- [119] CHAMALAUN, F. H.; CREER, K. M. A reversed Devonian pole for Britain. *Nature* 198 (1963), S. 375-7
- [120] HIBBERD, F. H. An analysis of the positions of the Earth's magnetic field pole in the geological past. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 6 (1962) 2, S. 221 - 244
- [121] CREER, K. M. Comment on: An analysis of the positions of the Earth's magnetic pole in the geological past, by F. H. HIBBERD. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 7 (1962) 2, S. 275 - 278
- [122] IRVING, E. An analysis of the positions of the Earth's magnetic pole in the geological past. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 7 (1962) 2, S. 279 - 282
- [123] REICH, H.; WOLFF, W. Über das magnetische Verhalten verschiedener Harzgesteine. *Zbl. Min., Geol., Paläontol. B* (1929), S. 153 bis 160
- [124] FUZICHA, K. Die magnetischen Granite von Schierke im Harz. *Zbl. Min., Geol., Paläontol. B* (1931), S. 1 - 6
- [125] KHAN, M. A. The remanent magnetization of the basic tertiary igneous rocks of Skye, Invernessshire. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 3 (1960) 1, S. 45 - 62
- [126] ZIJL, J. S. U. v.; GRAHAM, K. W. T.; HALES, A. L. The palaeomagnetism of the Stromberg lavas, II. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 7 (1962) 2, S. 169 - 182
- [127] GRAHAM, K. W. T. The remagnetization of a surface outcrop by lightning currents. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 6 (1961) 1, S. 85 - 102
- [128] MEITZNER, W. Der Einfluß von Entmischung und Oxydation auf die magnetischen Eigenschaften der Titanomagnetite in Basalten bei 250 °C und 350 °C. *Beitr. Min. u. Petrogr.* 9 (1963), S. 320 - 352
- [129] BASTA, E. Z. Natural and synthetic Titanomagnetites (the system  $Fe_3O_4$ - $Fe_2TiO_4$ - $FeTiO_3$ ). *N. Jb. Min. Abh.* 94 (1960), S. 1017 - 1048
- [130] BUDDINGTON, A. F.; LANDSLEY, D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *J. Petrol.* 5 (1964), S. 310 - 357
- [131] KRUGLJAKOV, V. V. O povedenii gomogennogo titanomagnetita v gipergennykh uslovijach. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geofiz.* 2 (1960), S. 1384 - 1388
- [132] GORTER, E. W. *Adv. Phys.* 4 (1955), S. 336.  
Zitiert in: STILLER, H.: Die thermoremanente Magnetisierung von Ergußgesteinen
- [133] PHILIPSBORN, H. v. *Erzkunde.*  
Stuttgart: Ferdinand Enke Verlag 1964

- [134] FRÖLICH, F. Der physikalische Zustand der Gesteine und seine Auswirkungen auf das magnetische Verhalten der Erdkruste. Habilitationsschrift am Geomagnetischen Institut der DAW zu Berlin, 1962.
- [135] RAMDOHR, P. Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin: Akademie-Verlag 1955
- [136] FRÖLICH, F., VOLLSTÄDT, H. Untersuchungen zur Bestimmung der CURIE-Temperatur von Magnetit ( $\gamma - \text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Monatsber. Dt. Akad. Wiss. Berlin 2 (1967) 3, S. 180 - 186
- [137] STRANGWAY, D. W. Field tests for stability. In: COLLINSON, D. W.: Methods in Palaeomagnetism. Amsterdam/London/New York: Elsevier Publishing Company 1967, S. 209 - 217
- [138] AS, J. A. The a. c. demagnetization technique. In: COLLINSON, D. W.: Methods in palaeomagnetism. Amsterdam/London/New York: Elsevier Publishing Company 1967, S. 221 - 224
- [139] CREER, K. M. A. c. demagnetization of unstable triassic keuper marls from S. W. England. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London 2 (1959) 4, S. 261 - 275
- [140] AS, J. A., ZIJDERVELD, J. D. A. Magnetic cleaning of rocks in palaeomagnetic research. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London 1 (1958), S. 308 - 319
- [141] ZIJDERVELD, J. D. A. A. c. demagnetization of rocks: Analysis of results. In: COLLINSON, D. W.: Methods in Palaeomagnetism. Amsterdam/London/New York: Elsevier Publishing Company 1967, S. 254 - 286
- [142] BRIDEN, J. C. Palaeomagnetism of the Ntonya Ring Structure, Malawi. J. geophys. Res. 73 (1968) 2, S. 725 - 733
- [143] UYEDA, S. Thermoremanent magnetism as a medium of palaeomagnetism, with special reference to reverse thermoremanent magnetism. Jap. J. Geophys. 2 (1958), S. 1 - 123
- [144] FRÖLICH, F., LÖFFLER, H. Untersuchungen zur Sicherung der paläomagnetischen Erkundung. Gerlands Beitr. Geophys. 76 (1967) 5, S. 371 - 379
- [145] PETROVA, G. N. Različnye laboratornye metody opredelenija geomagnitnoj stabil'nosti gornych porod. Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geofiz. 11 (1961), S. 1585 - 1598
- [146] OZIMA, M., OZIMA, M., NAGATA, T. Low temperature treatment as an effective means of "magnetic cleaning" of natural remanent magnetization. J. Geomagn. Geoelectr. 16 (1964) 1, S. 37 - 40
- [147] THELLIER, E., THELLIER, O. Sur l'intensité du champ magnétique terrestre en France, trois siècles avant les premières mesures directes. C. R. Acad. Sci. Paris 214 (1942), S. 382 - 384
- [148] COLLINSON, D. W. Chemical demagnetization. In: COLLINSON, D. W.: Methods in palaeomagnetism. Amsterdam/London/New York: Elsevier Publishing Company 1967, S. 306 - 310

- [149] WILSON, R. L.; WATKINS, N. D. Correlation of petrology and natural magnetic polarity in Columbia plateau basalts. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 12 (1967) 4, S. 405 - 424
- [150] LARSON, E. E.; OZIMA, M.; OZIMA, M.; NAGATA, T.; STRANGWAY, D.W. Studies concerning the stability of remanent magnetization of a variety of rocks. *Trans. Amer. Geophys. Union* 47 (1966), S. 69 - 75
- [151] FRÖLICH, F. Ein Gerät zur Bestimmung der Zusammensetzung sowie der thermischen Zustandsänderungen von magnetischen Gesteinen und Werkstoffen. *Jb. Adolf-Schmidt-Obs. Niemeck* (1960), S. 129 - 132
- [152] STILLER, H.; FRÖLICH, F. Studies on rocks forming magnetic minerals. *Z. Geophys.* 30 (1964), S. 13 - 20
- [153] VOLLSTÄDT, H.; STILLER, H. Vergleichende Betrachtungen zu thermomagnetischen und differential-thermoanalytischen Messungen an natürlichen und synthetischen Eisenoxiden. *Mitt. Geomagnet. Inst. Potsdam 201, Wiss. Z. Humboldt-Univ. Berlin* (1964), S. 41 - 49
- [154] CHAMALAUN, F. H. The magnetization of the Dotswood Red beds (Queensland). *Earth and planet. Sci. Letters* 3 (1967), S. 439 - 443
- [155] SCHWARZ, E. J. Magnetization of precambrian sulphide deposits and wall rocks from the Nevada district, Canada. *Geophys.* 31 (1966) 4, S. 792 - 802
- [156] CHROBOCK, S. Untersuchungen zur Geologie des Brockenmassivs (Harz). *Geologie* 14 (1965), Beiheft 48, S. 1 - 82
- [157] ERDMANNSDÖRFER, O. H.; SCHRÖDER, H. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen - Blatt Bad Harzburg. Berlin: Preuß. Geol. Landesanstalt 1929
- [158] MÖBUS, G. Abriß der Geologie des Harzes. Leipzig: Teubner Verlagsgesellschaft 1966
- [159] EBERT, H. Hornfelsbildung und Anatexis im Lausitzer Massiv. *Z. Dt. Geol. Ges.* 87 (1935), S. 129 - 147
- [160] MÖBUS, G. Zum Achsengefälle im Lausitzer Granitmassiv. *Geologie* 5 (1956) 1, S. 22 - 25
- [161] SCHÜRMAN, H. M. E.; u. a. Preliminary note on age determinations of magmatic rocks by means of radio-activity. *Geol. Mijnb.* 9 (1955) 17, S. 217 - 233
- [162] HIRSCHMANN, G. Zum Alter des Lausitzer Granodioritmassivs. *Geologie* 15 (1966) 2, S. 141 - 148
- [163] ERDMANNSDÖRFER, O. H. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen - Blatt Elbingerode. Berlin: Preuß. Geol. Landesanstalt 1926
- [164] SCHIEGELMILCH, V. Rotfärbungen im Thüringer Schiefergebirge. *Geologie* 17 (1968) 2, S. 136 - 155
- [165] BÜCHLER, R. Beiträge zur Kenntnis der roten und grünen Letten. Diss. Würzburg 1923
- [166] GOGUEL, G. Das Farbproblem der grünen, roten und violetten Letten. Diss. Danzig 1928

- [167] CHAMALAUN, F. H. Thermal demagnetization of red sediments. Ph. D. Thesis, Univ. Durham, Kings College, Newcastle upon Tyne 1963
- [168] CHEVALLIER, R. Propriétés magnétiques de l'oxyde ferrique rhomboédrique ( $\alpha - \text{Fe}_2\text{O}_3$ ). J. Phys. Radium 12 (1951), S. 172 - 188
- [169] CREER, K. M. On the origin of the magnetization of red beds. J. Geomagn. Geoelectr. 13 (1962), S. 86 - 100
- [170] COLLINSON, D. W. Origin of remanent magnetization and initial susceptibility of certain red sandstones. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London 2 (1965) 2/3, S. 203 - 217
- [171] CREER, K. M. Superparamagnetism in red sandstones. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London 5 (1961) 1, S. 16 - 28
- [172] VALETON, I. Petrographie des süddeutschen Hauptbuntsandsteines. Heidelb. Beitr. Min. Petrogr. 3 (1953), S. 335 - 379
- [173] HINZE, C., MEISCHNER, D. Gibt es rezente Rot-Sedimente in der Adria? Marine Geology, Internat. J. Marine 6 (1968) 1, S. 53 - 71
- [174] BRINKMANN, R. Über die Rotfärbung in marinen Sedimenten. Geol. Rdsch. 26 (1935), S. 124 - 127
- [175] CORRENS, C. W. Der Eisengehalt der marinen Sedimente und seine Entstehung. Arch. Lagerstättenforsch. 25 (1942), S. 47 - 57
- [176] COLLINSON, D. W. The remanent magnetization and magnetic properties of red sediments. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London 10 (1965) 1, S. 105 - 126
- [177] KRS, M. On the palaeomagnetic stability of red sediments. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London 12 (1967) 3, S. 315 - 317
- [178] DORSEY, G. E. The origin of the color of red beds. J. Geol. 34 (1926) 2, S. 131 - 134
- [179] DUNBAR, C. O., RODGERS, J. Principles of stratigraphy. New York: 1957
- [180] KOBAYASHI, K., SCHWARZ, E. J. Magnetic properties of the contact zone between upper triassic red beds and basalt in Connecticut. J. geophys. Res. 71 (1966) 22, S. 5357 - 5364
- [181] EVERITT, C. W. F., CLEGG, J. A. A field test of palaeomagnetic stability. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London 6 (1962) 3, S. 312 - 319
- [182] EVERITT, C. W. F. Rock magnetism and the origin of the Midland Basalts. Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London 3 (1960) 2, S. 203 - 210
- [183] BLACKETT, P. M. S. On distinguishing self-reversed from field-reversed rocks. J. Phys. Soc. Japan 1 (1962), S. 699 - 706
- [184] WILSON, R. L., HAGGERTY, S. E. Reversals of the Earth's magnetic field. Endeavour 25 (1966) 95, S. 104 - 109

- [185] ITO, H. Palaeomagnetic study on a granitic rock mass with normal and reverse natural remanent magnetization. *J. Geomagn. Geoelectr.* 17 (1965) 2, S. 113 - 120
- [186] COX, A. Lengths of geomagnetic polarity intervals. *J. geophys. Res.* 73 (1968) 10, S. 3247 - 3260
- [187] CHRAMOW, A. N.; RODIONOW, V. P.; KOMISSAROWA, R. A. New data on the palaeozoic history of the geomagnetic field in the USSR. In: The present and past of the geomagnetic field, Canada Defence Research Board, T 460 R (1966) 1
- [188] NEEL, L. L'inversion de l'aimantation permanente des roches. *Ann. Géophys.* 2 (1951), S. 90 - 102
- [189] BLACKETT, P. M. S. Lectures on rock magnetism. Weitzmann Sciences Press of Israel 1956
- [190] GORTER, E. W.; SCHULKES, J. A. Reversal of spontaneous magnetization as a function of temperature in LiFeCr spinels. *Phys. Rev.* 90 (1953), S. 487 - 488
- [191] VERHOOGEN, J. Ionic ordering and self-reversal of magnetization in impure magnetites. *J. geophys. Res.* 61 (1956) 2, S. 201 - 209
- [192] VERHOOGEN, J. Oxidation of iron-titanium oxides in igneous rocks. *J. Geol.* 70 (1962) 2, S. 168 - 181
- [193] O'REILLY, W.; BANERJEE, S. K. Oxidation of titanomagnetites and self-reversal. *Nature* 211 (1966) 5044, S. 26 - 28
- [194] ADE-HALL, J. M. A correlation between remanent magnetization and petrological and chemical properties of tertiary basalt lavas from Mull, Scotland. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 8 (1964) 4, S. 403 - 423
- [195] WILSON, R. L. Magnetic properties and normal and reversed natural magnetization in the Mull lavas. *Geophys. J. Roy. Astr. Soc. London* 8 (1964) 4, S. 424 - 439
- [196] COX, A.; DOELL, R. R.; DALRYMPLE, G. B. Geomagnetic polarity epochs and pleistocene geochronology. *Nature* 198 (1963), S. 1049 - 1051
- [197] GROME, C. S.; HAY, R. L. Magnetization of bed I, Olduvai George, Tanganyika. *Nature* 200 (1963), S. 560 - 561

Meinen verehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. G. FANSELAU und Prof. Dr. E. KAUTZSCH, danke ich für die freie Wahl des Themas und die stete Förderung der Arbeit.

Für die Betreuung der Arbeit und viele wertvolle Diskussionen bin ich den Herren Prof. Dr. H. STILLER und Dr. Dr. habil. F. FRÖLICH zu Dank verpflichtet.

Meiner Frau möchte ich für die Programmierung und Durchführung der Rechnungen auf dem elektronischen Kleinrechner herzlich danken.

Die Herren Dr. F. JANÁK und Dr. V. JELINEK ermöglichten mir im Institut für Angewandte Geophysik in Brno die Messungen auf dem Rockgenerator. Ihnen spreche ich hier meinen Dank aus.

Außerdem danke ich meinen Kollegen und Freunden Dr. H. VOLLSTÄDT und Dipl.-Mineralogen R. WÄSCH für viele fördernde Gespräche.

Herrn G. ROTHE, Frau U. GLENZ, Frau B. STÖCKER, Herrn D. BERGER, Fräulein A. GRÜSSER, Fräulein A. KAHL, Fräulein E. HOFFMANN sowie Herrn G. PASCHKE sei an dieser Stelle für die Unterstützung bei den technischen Arbeiten gedankt.

## Lebenslauf

Am 1. Oktober 1938 wurde ich, Klaus ROTHER, als Sohn des Lehrers Karl ROTHER und seiner Ehefrau Elfriede, geb. HASELHUHN, in Dresden geboren. Von 1944 - 1952 besuchte ich die Grundschule in Hohnstein (Sächsische Schweiz). 1952 wurde ich in die "Rainer-Fetscher-Oberschule" Pirna aufgenommen, an der ich 1954 die Prüfung der Mittleren Reife und 1956 das Abitur ablegte. Danach versah ich bis 1958 meinen Ehrendienst in der NVA. 1958 wurde ich an der Humboldt-Universität zu Berlin für das Fach Geologie immatrikuliert und erwarb 1963 das Diplom. Meine akademischen Lehrer waren Prof. Dr. W. GROSS, Prof. Dr. E. KAUTZSCH und Prof. Dr. W. KLEBER.

Seit 1963 bin ich im Geomagnetischen Institut Potsdam der DAW zu Berlin als wissenschaftlicher Assistent tätig.

Ich heiratete 1964 und habe ein Kind.

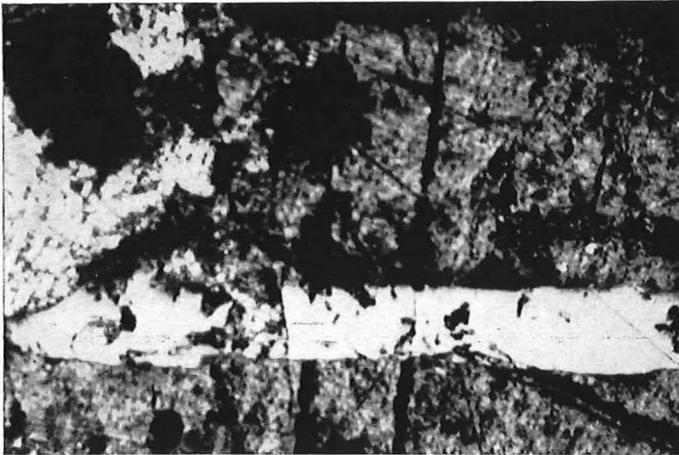


Abb. 45  
Magnetit und Ilmenit  
im Dachgranit (Ha 6)  
Vergr. 1760 : 1,  
nachvergrößert



Abb. 46  
Vom Rande beginnende  
Martisierung des  
Magnetits im Syenodiorit  
von Dresden (La 33)  
Vergr. 630 : 1,  
nachvergrößert

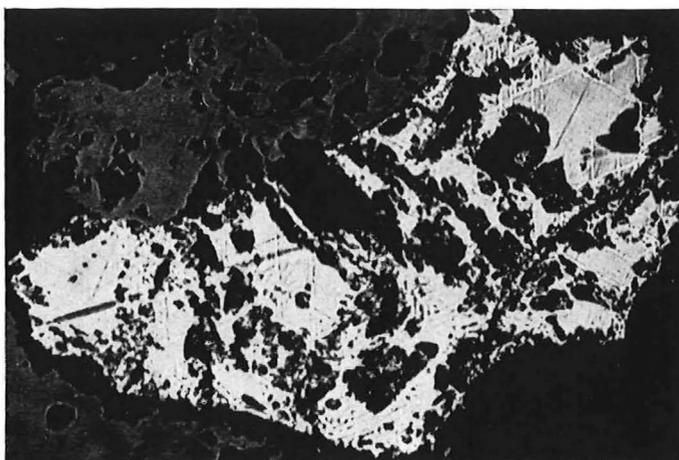


Abb. 47  
Fortgeschrittene  
Martisierung des Magnetits  
im Syenodiorit von  
Dresden (La 33)  
Vergr. 630 : 1,  
nachvergrößert





Abb. 48

Hämatit im Quarzporphyr  
aus dem Steinbruch südlich  
des Regenberges (Th 66)  
Vergr. 630 : 1,  
nachvergrößert

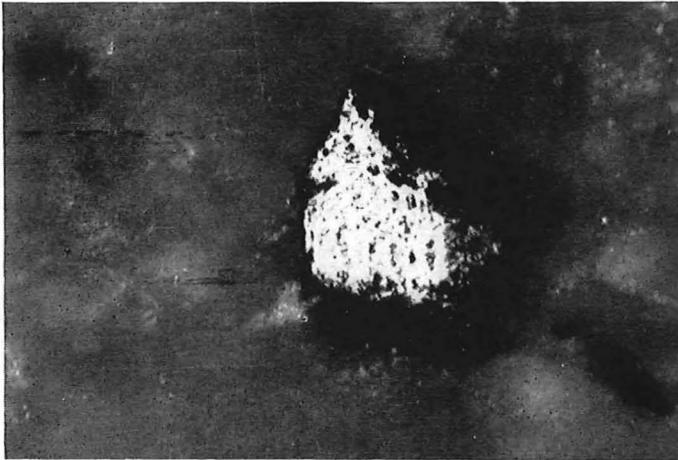


Abb. 49

Hämatit im Quarzporphyr  
aus dem Steinbruch östlich  
Etterwinden (Th 15)  
Vergr. 1760 : 1,  
nachvergrößert

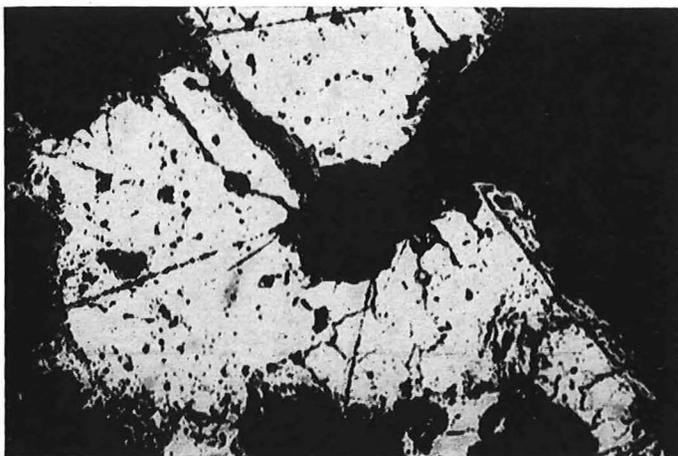


Abb. 50

Magnetit im Diabas aus  
dem Steinbruch südlich  
Stiege (Ha 58)  
Vergr. 630 : 1,  
nachvergrößert



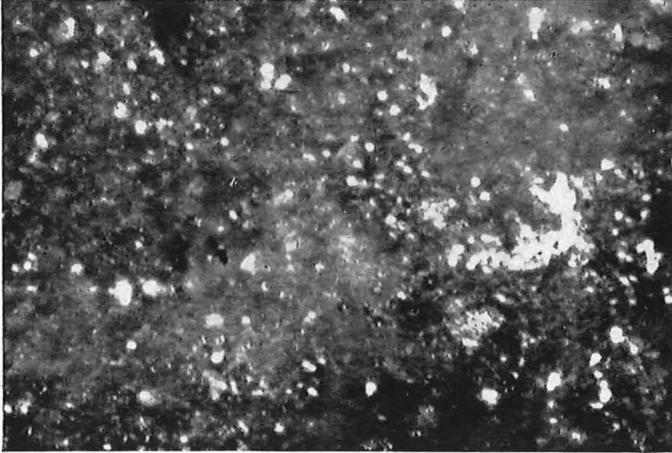


Abb. 51

Hämatit im Glimmerporphyrit  
von Georgenthal (Th 73)  
Vergr. 1760 : 1,  
nachvergrößert

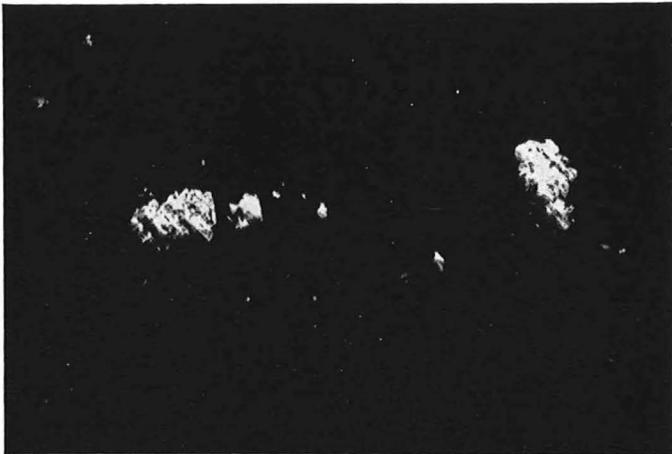


Abb. 52

Hämatit im Enstatitporphyrit  
(Ha 31) aus dem Steinbruch am  
Hinteren Voigt-Stieg-Berg  
Vergr. 1760 : 1,  
nachvergrößert

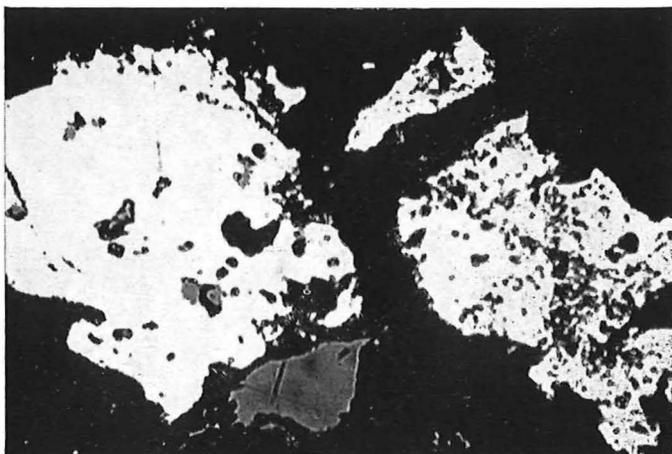


Abb. 53

Magnetit und Pyrit im  
Lamprophyr von  
Häslich (La 21)  
Vergr. 630 : 1,  
nachvergrößert



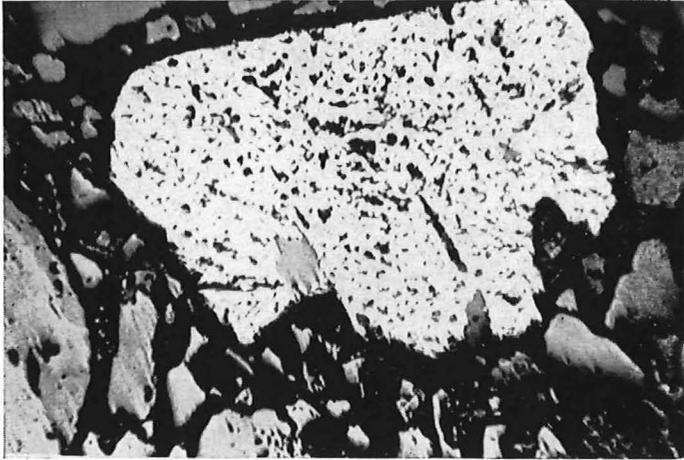


Abb. 54

Hämatit in der Arkose  
(Th 6) vom Siechenberg  
(Thüringen)  
Vergr. 40 : 1,  
nachvergrößert

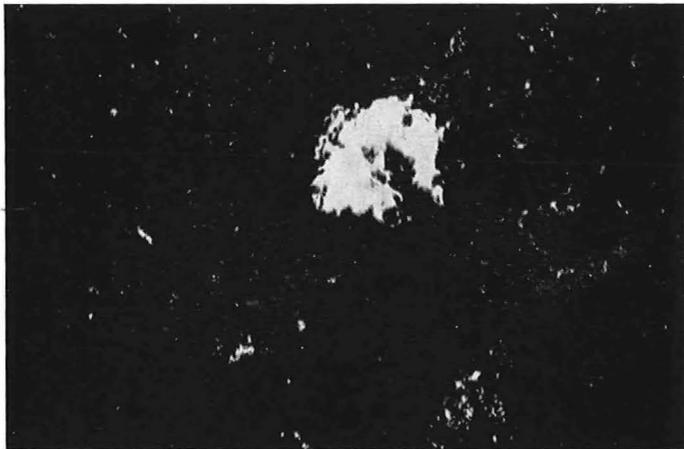


Abb. 55

Hämatit im Sandstein  
(Ha 98) aus dem Steinbruch  
zwischen Mohrunen und  
Großleimungen  
Vergr. 1760 : 1,  
nachvergrößert

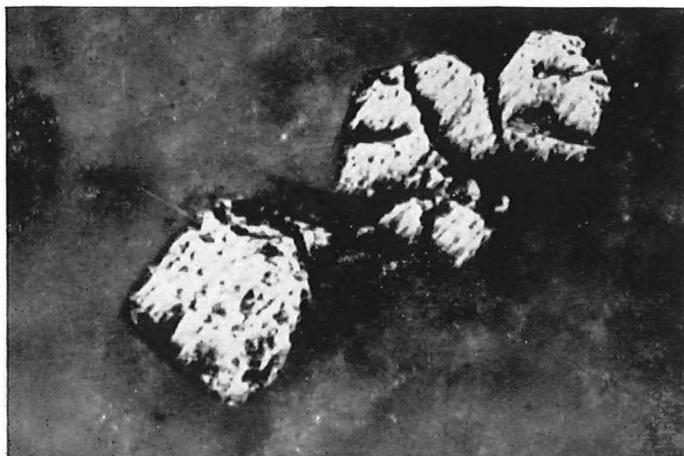


Abb. 56

Hämatit in Porphyrtuff  
(Th 31) von der Kalten Haide  
Vergr. 1760 : 1,  
nachvergrößert



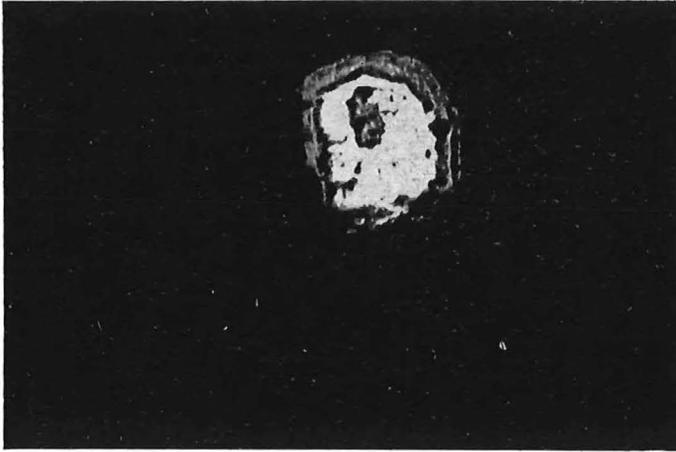


Abb. 57

Hämatit mit Saum in der  
Grauwacke (Ha 83) vom  
Kahler Herz-Berg  
Vergr. 1760 : 1,  
nachvergrößert



Abb. 58

Magnetit in der Grauwacke  
von Kamenz (La 26)  
Vergr. 1760 : 1,  
nachvergrößert

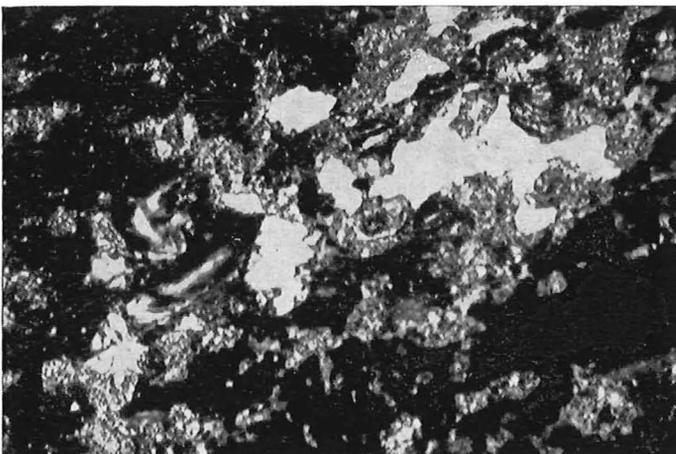


Abb. 59

Magnetit im Fruchtschiefer  
von Theuma (V 5)  
Vergr. 1760 : 1,  
nachvergrößert





