

**Magnetostratigraphische und gesteinsmagnetische
Untersuchungen am Buntsandstein
des südlichen Odenwalds**

Diplomarbeit

angefertigt am

Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik
der Ludwig-Maximilians-Universität München

von Martin Mangold

München, im Oktober 1997

30.10.97

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
1.1	Problemstellung	2
2	Geologie des Arbeitsgebiets	3
2.1	Der geologische Rahmen	3
2.2	Der triassische Buntsandstein Südwestdeutschlands	3
2.2.1	Die Entstehung	3
2.2.2	Der Mineralienbestand	6
3	Grundlagen des Gesteins- und Paläomagnetismus	10
3.1	Das Erdmagnetfeld und seine Polarität	10
3.2	Magnetisierung von Festkörpern	11
4	Probenentnahme	14
5	Remanenzarten	17
5.1	Sedimentationsremanenz (DRM)	17
5.2	Postsedimentationsremanenz (PDRM)	18
5.3	Thermoremanente Magnetisierung (TRM)	19
5.4	Chemische remanente Magnetisierung (CRM)	20
5.5	Viskose remanente Magnetisierung (VRM)	20
5.6	Isothermale remanente Magnetisierung (IRM)	21
6	Remanenztragende Mineralien	22
6.1	Hämatit (α -Fe ₂ O ₃)	23
6.2	Magnetit (Fe ₃ O ₄)	25
6.3	Goethit (α -FeOOH)	26
6.4	Maghemit (γ -Fe ₂ O ₃)	26
6.5	Pyrrhotit (Fe ₇ S ₈)	27

7	Meßapparaturen	28
7.1	Kryogenmagnetometer	28
7.2	Spinnermagnetometer	29
7.3	Suszeptibilitätsbrücke	30
7.4	Thermische Entmagnetisierungsanlage	30
7.5	Wechselfeld-Entmagnetisierungsanlage	31
7.6	Entmagnetisierungs-Pumpe	31
7.7	Variable-Field-Translation-Balance (vftb)	32
8	Gesteinsmagnetische Untersuchungen	33
8.1	IRM-Erwerbsskurven und SIRM(T)-Kurven	33
8.2	$J_s(T)$ -Kurven	39
8.3	SIRM/ κ -Verhältnis	42
8.4	Hysteresekurven	44
8.5	Viskositätsversuche	46
8.6	Erzmikroskopische Untersuchungen	48
8.7	Anisotropie der Suszeptibilität	51
9	Statistische und mathematische Grundlagen	55
9.1	S_m/M -Parameter	55
9.2	Fisher-Statistik	56
9.3	Berechnung des virtuellen geomagnetischen Pols (VGP)	58
10	Bestimmung der charakteristischen Remanenz (ChRM)	60
10.1	Darstellung der Remanenzvektoren	60
10.2	Mehrkomponentenanalyse	61
11	Paläomagnetische Messungen	64
12	Paläomagnetische Ergebnisse und Interpretationen	67
12.1	Komponente A	74
12.2	Komponente B_i	74
12.3	Komponente B_n	75
12.4	Magnetostratigraphie	80

13 Zusammenfassung	92
14 Literaturverzeichnis	94
Danksagung	101
Abkürzungsverzeichnis	102

1 Einleitung

Schon bald nachdem die ersten Magnetostratigraphien von kontinentalen Rotsedimenten (*red beds*) erstellt wurden (CREER, 1961; COLLINSON, 1965a,b; BUREK, 1964), begann eine, bis heute anhaltende, Diskussion über deren Aussagekraft. Im Mittelpunkt steht dabei die Frage nach dem Zeitpunkt des Remanenzzerwerbs.

Es kristallisierten sich drei verschiedene Meinungen heraus. Die erste Auffassung besagt, daß *red beds* für magnetostratigraphische Zwecke durchweg geeignet sind. Nach TAUXE ET AL. (1980) und STEINER (1983) ist die charakteristische Remanenz (ChRM) eine reine Sedimentationsremanenz (DRM) von detritischen Hämatitkörnern. Eine andere Möglichkeit für den schnellen Remanenzzerwerb sehen LIEBES & SHIVE (1982) im Wachstum von Hämatit während oder kurz nach der Sedimentation. Vermutlich sind jedoch beide Varianten am Remanenzzerwerb beteiligt. Da in beiden Fällen die chemische Remanenz (CRM) oder die DRM Informationen über das Erdmagnetfeld zur Bildungszeit enthalten, läßt sich mit *red beds* das Magnetfeld der Erde rekonstruieren.

Diese Auffassung wird von LARSON ET AL. (1982) kritisiert. Nach ihnen bildet sich die Remanenz in diesen Gesteinen über einen sehr langen Zeitraum durch Wachstum von ferromagnetischen Mineralien. Diese Bildung verläuft mehrphasig und nicht kontinuierlich. Dadurch enthält die natürliche Remanenz (NRM) oft viele zueinander antiparallele Komponenten. Eine primäre, der Entstehungszeit zuzuordnende Komponente läßt sich somit nicht isolieren. Damit wären Magnetostratigraphien von roten Sedimenten nicht zu gewinnen.

Zwischen diesen beiden extremen Auffassungen steht TURNER (1979,1980). Er definiert drei Typen von Rotsedimenten, die für paläomagnetische Arbeiten unterschiedlich geeignet sind. Im Typ A läßt sich noch deutlich die ursprüngliche Magnetisierung identifizieren. Dabei handelt es sich meist um feinkörnigen Sandstein. Der Typ B enthält neben dieser primären Richtung auch Überprägungen durch eine spätere chemische Umwandlung. Beim Typ C sind diese sekundären Magnetisierungen so stark, daß sich die primäre nicht mehr isolieren läßt. Dies ist hauptsächlich bei grobkörnigem Sandstein der Fall. Sind zusätzlich noch eisenreiche Silikate im Ausgangsmaterial

vorhanden, so wird ^{V.V. DURCH DENN OXIDATION} dadurch ein zeitlich langes authigenes Wachstum von Hämatit verursacht.

Die in dieser Arbeit untersuchten Profile des Buntsandsteins des Hinteren Odenwalds besitzen ein breites Spektrum in der Verteilung der Korngrößen. Vor der Erstellung der Magnetostratigraphie ist somit zunächst eine genaue gesteinsmagnetische Untersuchung erforderlich. Damit werden die einzelnen Proben in die drei Typen A, B und C nach Turner unterteilt. Aus Proben vom Typ A, zum Teil auch vom Typ B lassen sich dann durch Entmagnetisierungsversuche die primären Magnetisierungen isolieren.

1.1 Problemstellung

Die stratigraphische Einordnung und Korrelation der einzelnen Sektionen des Buntsandsteins der Germanischen Trias wird durch dessen Armut an Fossilien erheblich erschwert. Die bisher veröffentlichten Stratigraphien beruhen nur auf fazielle Ausbildungen. Als ein weiteres Kriterium der Korrelation sah BUREK (1964) die Erstellung einer Magnetostratigraphie. Seine Ergebnisse zeigen jedoch eine Vielzahl an Feldumkehrungen, die nicht mit heute üblichen Referenzstratigraphien ^(ZITAT) übereinstimmen. BUREK hat nur zur Bestimmung der Stabilität der NRM Entmagnetisierungsversuche vorgenommen. Deshalb liegt die Vermutung nahe, daß er oft sekundäre Magnetisierungen interpretierte.

Diese Arbeit sollte ursprünglich klären, ob sich BUREKS Arbeit verifizieren läßt. Es zeigte sich jedoch, daß die von ihm untersuchten Lokalitäten inzwischen aufgefüllt oder rekultiviert wurden. Deshalb werden anderen Lokalitäten beprobt, die allerdings denen von BUREK stratigraphisch entsprechen.

Mit geeigneten Entmagnetisierungen werden einzelne Komponenten der NRM isoliert. Außerdem wird, soweit möglich, durch gesteinsmagnetische Untersuchungen die Frage nach dem Alter der ChRM beantwortet.

2 Geologie des Arbeitsgebiets

2.1 Der geologische Rahmen

Die Entstehungszeit des südwestdeutschen Buntsandsteins, an dem diese Arbeit vorgenommen wurde, fällt in die Untere Trias (Scythian). Die Trias erstreckt sich über den Zeitraum von 245 Ma bis 208 Ma. Die Schichtenfolge der Trias in Mitteleuropa zeigt eine charakteristische Dreiteilung. Der untere und damit älteste Teil wird von konglomeratischen bis feinkörnigen Sandsteinen (Buntsandstein) gebildet. Darüber schließt sich der marine karbonatische Muschelkalk an. Die Schichten des Keupers werden dem dritten Teil der Trias zugeordnet. Die Trias Mitteleuropas wird in zwei Ausbildungsformen unterteilt; zum einen in die Germanische Trias, für die die Ablagerung über einem stabilen kratonischen Untergrund charakteristisch ist, und zum anderen in die Alpidische Trias, die eine etwas andere Schichtenfolge aufweist. Der Buntsandstein Südwestdeutschlands gehört zum unteren Teil der Germanischen Trias, der vor 245 Ma bis 241 Ma abgelagert wurde (BRINKMANN, 1991). Die stratigraphische Eingliederung des Arbeitsgebiets zeigt Abb. 2.2. Die geologische Karte und die darin markierten Lokalitäten Mathildenschlucht und Beerfelden zeigt Abb. 2.3.

2.2 Der triassische Buntsandstein Südwestdeutschlands

2.2.1 Die Entstehung

Das Arbeitsgebiet befand sich zur Zeit seiner Bildung vor zirka 240 Ma bei etwa 30° nördlicher Breite. Es war kaum gegen die heutige Lage rotiert (SCOTESE, C.R. & GOLONKA, J., 1992). Die Morphologie Mitteleuropas stellte sich folgendermaßen dar: Das nördliche Mitteleuropa glich einer riesigen kontinentalen Schüssel mit Zentrum in Südniedersachsen. Dieses mit Buntsandstein aufgefüllte Becken zeigt zwei Senkungsstrukturen, die bereits im Perm aktiv waren; erstens ein nördlicher

Beckenbereich, der durch eine Ost-West verlaufende Achse geprägt wird, und zweitens ein südlicher Bereich, der eine rheinische Senkungsachse (NNE-SSW) zeigt (BÄHR, 1985). Das nördliche Sedimentationsbecken zeigt eine Mächtigkeit von über 1000 m, während das südliche eine Mächtigkeit von 500 m aufweist. Diejenige der unteren Folgen des Unteren Buntsandsteins ist von großen regionalen Variationen geprägt, da das vorhandene permische Relief eingeebnet werden mußte. Erst im Verlauf der Gelnhausen- und Salmünster-Folge verlieren die variscisch ererbten Strukturen im Odenwald an Einfluß (BÄHR, 1985). Das Arbeitsgebiet liegt im südlichen Beckenbereich, in dem Sedimentation durch mäandrierende Flußsysteme dominierte. Die Germanische Senke war umgeben von Hochländern. Im Westen und Südwesten war dies die Ardennisch-Gallische Masse, im Südosten das Vindelizische Hochland und im Osten die Böhmisches Masse. Es handelte sich dabei um die Reste des variscischen Gebirgsreliefs. SINDOWSKI (1958), SCHNITZER (1957) und BACKHAUS (1971, 1974, 1979) identifizieren im Buntsandstein Abtragungsprodukte des französischen Zentralmassivs und des nördlich anschließenden Gallischen Landes. Aufgrund von Schwermineralienuntersuchungen fordern LEGGEWIE ET AL. (1977) und SCHNITZER (1957) als zusätzliches Liefergebiet das Vindelizische Hochland. Die Sedimente im Beckeninneren stellen eine Verzahnung der Materialien aus den Randgebieten dar.

Während der Trias senkte sich der Bereich des Beckens relativ zu den umstehenden Hochländern. Dies wird im zeitlichen Zusammenhang mit einer tektonischen Veränderung der Struktur im Alpenraum gesehen (BACKHAUS, 1994). ZIEGLER (1982a) sieht als Ursache für die Absenkung regionale Krustendehnungen im Zusammenhang mit beginnenden Riftprozessen im Bereich Nordatlantik-Arktis und spätvariscische Kollapsstrukturen.

Auffällig sind im Buntsandstein mehrere Sedimentationszyklen, und zwar wechselnde Folgen von grobkörnigem bis zu feinkörnigem Material. Es ist bis heute nicht geklärt, ob die Ursache dafür in tektonischen Vorgängen, d.h. in einer periodischen Senkung des Beckens zu suchen ist. Zyklische Sedimentationsgefüge können aber in einem relativ kleinen Becken auch durch eine konstante Hebung der Beckenränder erklärt werden (BOIGK, 1959 und GUNZERT, 1958). VAN DER ZWAN & SPAAK (1992) sehen hingegen die Faziesausbildungen weitgehend in Abhängigkeit von klimatischen Veränderungen. Das Klima dieser Zeit war entsprechend der geographischen Lage arid bis semiarid. Die Sedimentation war zum größten Teil fluviatil, äolische Ablagerung spielte eine zu vernachlässigende Rolle. Zeitweise kam es jedoch auch zu einer zumindest lokalen

HIER WÄRE EIN
VERWEIS AUF
ABB. 2.2
SINNVOLL

Wasserbedeckung, was an Oszilation-Rippelmarken und an eingelagerten Tongallen zu erkennen ist.

Erst gegen Ende des Oberen Buntsandsteins, genauer in der Rötfolge (brackisch-marine Tone), wird das langsame Vorrücken des Rötmeers in das Germanische Becken erkennbar. Hier beginnt dann die Sedimentation des Muschelkalks.

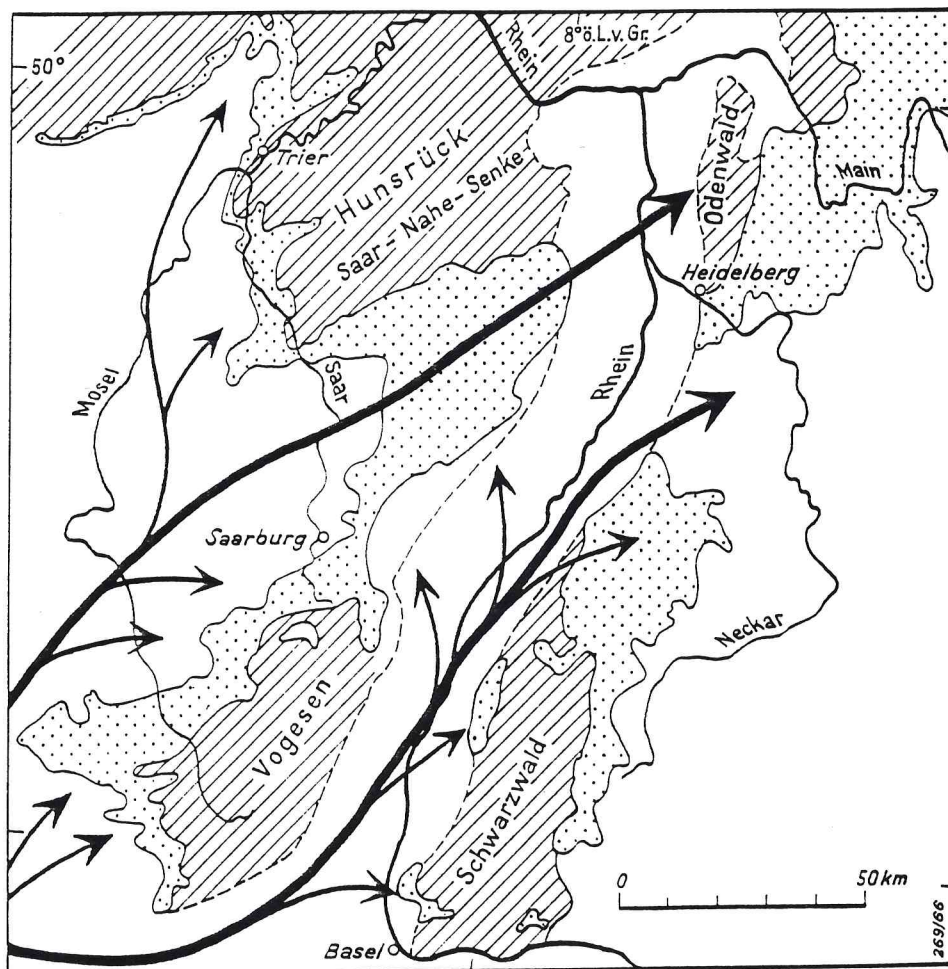


Abb. 2.1 Schüttungsrichtungen im südwestdeutschen und lothringischen Buntsandstein (punktiert). Quelle: PERRIAUX, 1961 und MÜLLER, 1954

Die Schüttungsrichtung im Buntsandstein ist vorwiegend nach Nordosten (siehe Abb. 2.1). Allerdings können auch lokale Abweichungen durch die Flußsysteme auftreten, so daß sich das Spektrum der Schüttungsrichtungen von Nordwesten bis Osten erstreckte.

Die großen Ablenkungen von der Hauptrichtung wurden durch einzelne epirogene Senken und Schwellen verursacht. Für das Arbeitsgebiet von Bedeutung waren dies die Oberrheintalsenke, sowie die Schwellen des Schwarzwaldes und des Vorderen Odenwalds. HEIM (1966) benutzte zur Identifikation von Schüttungsrichtungen Analysen der Schwermineralienfraktion. Er postuliert für den Mittleren und Oberen Buntsandstein im Bereich des südöstlichen Odenwaldes eine eigenständige Sedimentationsgeschichte, so daß hier mit größeren Abweichungen von der Hauptrichtung zu rechnen ist.

Der lange Transportweg und die häufigen Umlagerungen sind für den hohen Reifegrad der Sedimente verantwortlich. Quarz, als dominierendes Mineral, liegt meist in Form von abgerundeten Körnern liegt. Konglomeratische Lagen bilden die Ausnahme.

Die klimatisch bedingte Trockenheit, sowie die häufige Umgestaltung der Landoberfläche verhinderten das Aufkommen einer Vegetation. Es muß jedoch einzelne kurzzeitige Abschnitte gegeben haben, in denen sich eine trockenklimatische Flora bilden konnte. Dies läßt sich an Bodenbildungen erkennen, die sich heute als dolomitisch-evaporitische Karneolhorizonte zeigen. Diese, sowie auch die Geröllhorizonte, dienen als Leithorizonte bei der Korrelation der Schichtenfolge. Es ist jedoch nicht erwiesen, ob es sich hierbei um überregionale Erscheinungen handelt. Vielmehr ist bei den Karneolhorizonten von einem regionalen Auftreten einer Vegetation auszugehen. Auch die Geröllhorizonte könnten sich durch lokale Niederschlagsereignisse gebildet haben und wären dann nicht als durchgehende Zeitmarken zu betrachten.

2.2.2 Der Mineralienbestand

Die Sedimente des Buntsandsteins im Odenwald bestehen hauptsächlich aus Quarz. Nach SCHULTZ-KRUTISCH (1987) beträgt dieser Anteil $80(\pm 5)\%$. Feldspat ($\cong 10\%$) und Glimmer (2-5%) spielen eine untergeordnete Rolle. Die Fraktion der Schwermineralien hat meistens einen Gewichtsanteil von unter 2% (HENRICH, 1962 & PERRIAUX, 1961). In dieser Fraktion sind zu 50-60% folgende durchsichtige Mineralien enthalten: Baryt, Turmalin, Zirkon, Granat, Rutil, Anatas, Titanit, Staurolith, Alterit und Augit. Die restlichen 40-50% des Anteils der Schwermineralien stellen die opaken Remanenzträger. Darin ist der Hauptanteil Hämatit, gefolgt von Ilmenit und Resten

primären Magnetits. Goethit und Hämatitpigment sind untergeordnet als Bindemittel zwischen den einzelnen Mineralkörnern vorhanden.

Da das Hauptliefergebiet der Sedimente des SW-deutschen Buntsandsteins, ein magmatisches und metamorphes Gebirge, an Hämatit eher arm war, ist zu vermuten, daß der hohe Hämatitanteil im Sedimentationsbecken durch sekundäre Bildung zustande kam (BUREK, 1964). RAMDOHR (1960) sieht als Quelle dafür hauptsächlich Magnetit an. Er gibt drei mögliche Wege für diese Umwandlung an:

-die Martitisierung (direkte Umwandlung)

-Magnetit → Maghemit → Hämatit

-Magnetit → Eisenhydroxyd → Hämatit

Die Martitisierung ist dabei nach RAMDOHR (1954) bei aridem Klima der häufigste Weg. Sie läuft jedoch meist in situ ab (TURNER, 1980), so daß dieser Hämatit bei paläomagnetischen Fragestellungen als primär anzusehen ist. SCHULTZ-KRUTISCH (1987) konnte bei seinen mikroskopischen Untersuchungen am Plattensandstein kein Magnetit erkennen, so daß zu vermuten ist, daß der größte Teil der Titanomagnetite bereits martitisiert ist. Dafür spricht auch das häufige Auftreten von Anatas, einem Ti-Mineral. Beim dritten Weg schlagen sich die Eisenhydroxyde meist als α -FeOOH nieder, das dann unter Einfluß NaCl-haltiger Wässer zu Hämatit umgewandelt wird (RAMDOHR, 1954).

Als eine andere Quelle für sekundären Hämatit sieht VALETON (1953) das Auslaugen des Eisens aus Biotit. Sie beobachtete einen Zusammenhang zwischen dem Gehalt an Hämatitpigment und der Bleichung des Biotits.

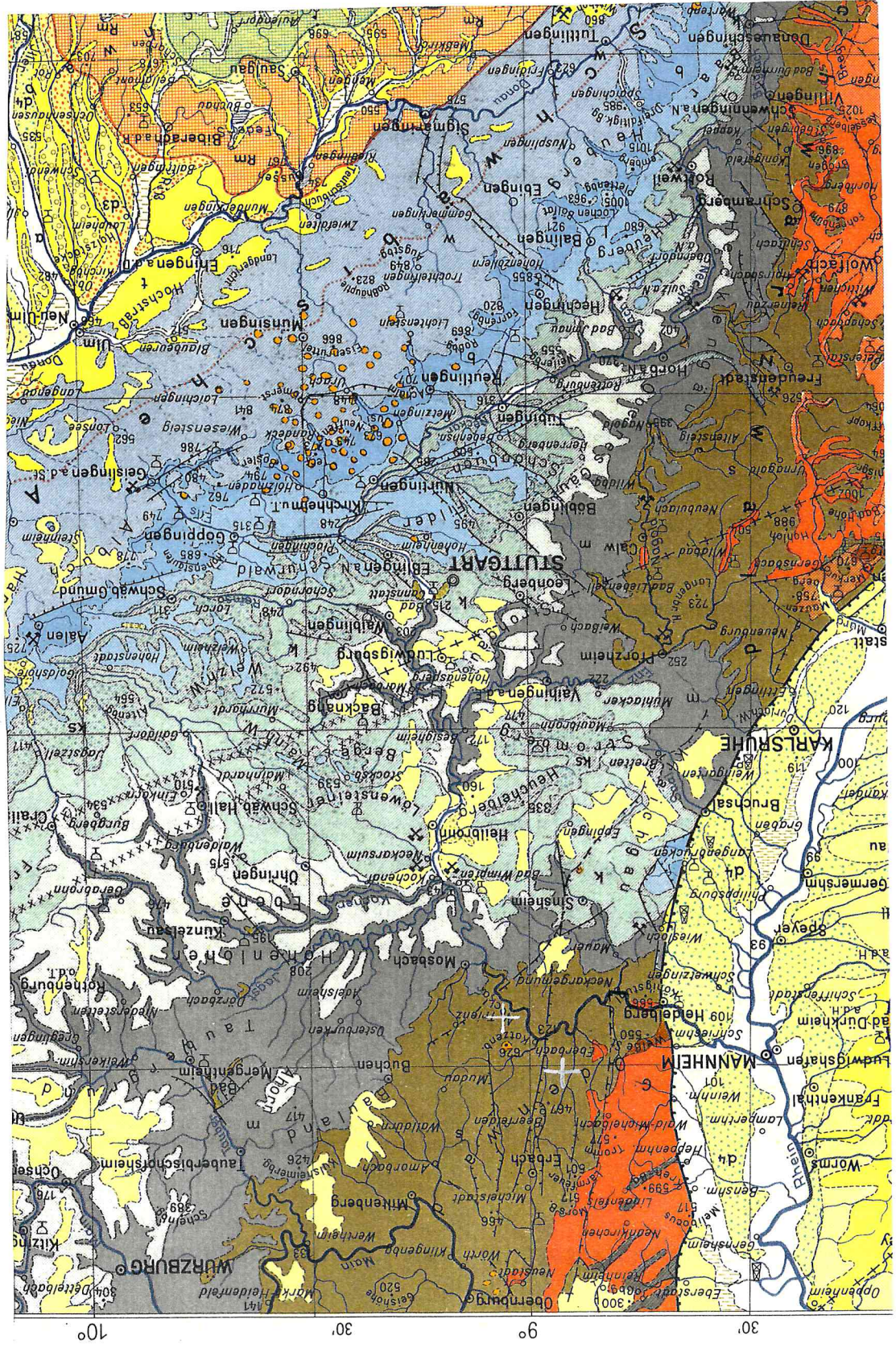
	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S8	S9
241			Mittlere	Anisian	Muschelkalk				
242			Untere (Scythian)		Buntsandstein		Oberer	Röt	Röt-Tone (Plattensdst.)
								Solling Folge	Solling Folge (Chirotherien-Sdst.)
243								Hardeggen	Hardeggen Folge
244							Mittlerer	Detfurth	Detfurth Folge (Haupt-Geröll Groidsst.)
245								Volprie- hausen	Volprie- hausen Folge (Pseudomorph.- Sandstein)
246								Obere Folge	Salmünster Folge (Tonlagen-Sdst.)
247							Unterer	Untere Folge	Gelnhausen Folge (Eck'sches Konglomerat)
248								Bröckel Schiefer	Bröckelschiefer Folge (Tiger-Sdst.)
249									

Mathildenschlucht

Beerfelden

Abb. 2.2 Die stratigraphische Einordnung des Arbeitsgebiets
 Spalte 1-4: Zeitskala und Gliederung der Trias nach Opdyke & Channell (1996)
 Spalte 5-7: Stratigraphie des Buntsandsteins (Germanische Trias) nach Harland et al. (1989)
 Spalte 8: Feinstratigraphie des Odenwalds nach Brinkmann (1991)
 Spalte 9: Einordnung der Lokalitäten Mathildenschlucht und Beerfelden

Abb. 2.3 Geologische Karte des Arbeitsgebiets mit den Lokalitäten Beerelden und Mathildenschlucht (weiße Kreuze)
 Quelle: Geologische Schulkarte von Baden-Württemberg (Geologisches Landesamt B.-W.)



3 Grundlagen des Gesteins- und Paläomagnetismus

In diesem Kapitel werden die für das Verständnis dieser Arbeit erforderlichen Grundlagen in Gesteins- und Paläomagnetismus gegeben.

Umfassende Abhandlungen über die theoretischen Grundlagen des Gesteinsmagnetismus wurden von folgenden Autoren veröffentlicht: NAGATA (1961), STACEY & BANERJEE (1974), DUNLOP (1981) und BLEIL & PETERSEN (1982).

Ausführungen über die Grundlagen und Methoden des Paläomagnetismus und der Magnetostratigraphie finden sich bei den Autoren: ANGENHEISTER & SOFFEL (1972), McELHINNY (1973), TARLING (1983), COLLINSON (1983), PIPER (1987), SOFFEL (1991) und OPDYKE & CHANNELL (1996).

3.1 Das Erdmagnetfeld und seine Polarität

Das Magnetfeld der Erde kann mit einem Anteil von ca. 80 - 90% als ein axiales, geozentrisches Dipolfeld beschrieben werden. Den restlichen Teil nehmen Felder höherer Ordnung ein. Das gesamte Magnetfeld der Erde ist zeitlichen Veränderungen unterworfen. Periodische Schwankungen mit Frequenzen von Bruchteilen einer Sekunde bis mehreren Tagen werden durch äußere Einflüsse ^{Quellen} auf unseren Planeten verursacht. Vor allem die Sonne mit ihrer Strahlung ist hierfür der Grund von Variationen. Für den Paläomagnetismus ist jedoch ausschließlich der Dipolanteil des im Inneren der Erde erzeugten Feldes von Bedeutung. Dieser unterliegt zwar auch einer periodischen Abweichung von der Rotationsachse mit ^{Perioden} einer Frequenz von einigen Jahrhunderten, der sogenannten Säkularvariation. Es wird jedoch davon ausgegangen, daß gemittelt über ca. 10^4 Jahre die Achse des Dipols annähernd parallel zur Rotationsachse der Erde war. Diese Eigenschaft besitzt das Magnetfeld der Erde nach heutiger Kenntnis schon seit mindestens 3.5 Mrd. Jahren (SOFFEL, 1991), d.h. schon zur Bildungszeit der festen Erdkruste.

Nach der heute gängigen Theorie wird das Erdmagnetfeld durch Konvektionsströmungen im flüssigen äußeren Erdkern erzeugt. Dieser Theorie liegt das Prinzip vom selbstinduzierten Dynamo zugrunde.

Es existieren jedoch auch Veränderungen des Magnetfeldes in geologischen Zeiträumen. Dies sind zum einen Intensitätsschwankungen, zum anderen ändert sich immer wieder die Polarität des Dipolanteils. Die Ursachen hierfür sind Veränderungen im Strömungsmuster des äußeren Erdkerns. Welche Prozesse jedoch hierfür verantwortlich sind, ist noch nicht geklärt. Es kann auch keine Regelmäßigkeit in der Frequenz der Feldumkehrungen erkannt werden (LOWRIE & KENT, 1983).

Da einige magnetische Mineralien in den Gesteinen der Erdkruste die Fähigkeit besitzen, die Richtung des Erdmagnetfeldes zur Zeit der Gesteinsbildung zu konservieren, ergibt sich daraus die Möglichkeit, die Polarität zur Zeit der Bildung des Gesteins zu bestimmen. Eine solche Rekonstruktion des Polaritätswechsels nennt man Magnetostratigraphie.

Je nach der Dauer einer konstanten Polarität werden unterschiedliche Begriffe für die einzelnen Abschnitte der Stratigraphie benutzt. Unter einem Chron oder einer Epoche versteht man einen Zeitraum von mehreren Millionen Jahren gleicher Polarität. Ein solches Chron muß sich weltweit nachweisen lassen. Mit Event oder Subchron werden Zeiträume von einigen tausend bis hunderttausend Jahren bezeichnet, in denen die Polarität ebenfalls weltweit konstant war. Es gibt aber auch Phasen des Erdmagnetfeldes, die von keiner räumlich wie zeitlich stabilen Polarität gekennzeichnet sind.

3.2 Magnetisierung von Festkörpern

Jedes Elektron in einem Festkörper besitzt aufgrund seines Bahn- und Eigendrehimpulses ein magnetisches Moment μ . Diese Momente ordnen sich in Materie zum Erlangen eines Minimums der Energie paarweise antiparallel an. Können sich jedoch nicht alle magnetischen Momente gegenseitig kompensieren, so besitzt eine Gesteinsprobe ein Restmoment M . Die Magnetisierung J wird auf die Volumeneinheit dV bezogen:

$$J = M / dV \quad (3.2.1)$$

Eine Magnetisierung lässt sich auch durch Anlegen eines äußeren Magnetfeldes H_a an eine Gesteinsprobe erzeugen. Der Betrag dieser induzierten Magnetisierung J_i ist proportional zur Feldstärke H_a :

$$J_i = k * H_a \quad (3.2.2)$$

mit k : Volumenssuszeptibilität (dimensionslos)

Nach der Lenz'schen Regel wirkt jede Wirkung ihrer Ursache entgegen. Sind in einem Material sämtliche Spinnmomente kompensiert, so wird k negativ. Ein solches Verhalten besitzt jede Materie und wird mit Diamagnetismus bezeichnet.

Sind jedoch einzelne Spinnmomente nicht kompensiert, so richten sich diese zum äußeren Feld parallel aus und verstärken es dadurch. Dieser sogenannte Paramagnetismus ist wesentlich stärker als der Diamagnetismus. Deshalb ist bei solchen Materialien k positiv. Beide sind jedoch nur bei Anwesenheit eines äußeren Feldes existent und somit nicht in der Lage Information zu speichern.

In Festkörpern kann es jedoch aufgrund von Wechselwirkungen der Restmomente von paramagnetischen Ionen durch regelmäßige Anordnung im Kristallgitter eine spontane Magnetisierung geben. Dabei richten sich die magnetischen Momente teilweise parallel zueinander aus. Dieses Verhalten wird Ferromagnetismus genannt. Dieser existiert auch ohne ein äußeres Feld und ist somit in der Lage, Information zu speichern.

Besitzt ein Kristall zwei Untergitter, so kann jedes eine andere Magnetisierung tragen. Stoffe, bei denen diese antiparallel sind, nennt man ^{antiferromagnetisch} ferrimagnetisch. Sind sie jedoch ^{ungleich groß, verschwindet das Restmoment} zusätzlich gleich groß, verschwindet das Restmoment. Ein solches Verhalten wird mit ^{Ferrimagnetismus} Antiferromagnetismus bezeichnet.

Somit kann die Magnetisierung \underline{J} einer Gesteinsprobe prinzipiell in zwei Komponenten getrennt werden:

$$\underline{J} = \underline{J}_i + \underline{J}_r \quad (3.2.3)$$

\underline{J}_i ist die durch ein äußeres Feld induzierte Magnetisierung. Aufgrund ferro(i)magnetischer Mineralien behält die Probe nach dem Abschalten des Feldes noch die mit Remanenz bezeichnete Magnetisierung \underline{J}_r .

etwas unübliche Formeln-
nummern und Ziffern!

was heißt das?

Diese remanente Magnetisierung nimmt mit dem von NÉEL (1949) für Magnetit aufgestellten Exponentialgesetz ab:

$$J(t) = J_0 * \exp(-t / \tau_0) \quad (3.2.4)$$

mit $J(t)$: Magnetisierung nach der Zeit t
 J_0 : Anfangsmagnetisierung
 τ_0 : Relaxationszeit

Um eine remanente Magnetisierung darzustellen, werden folgende drei Komponenten des Vektors in Polarkoordinaten benutzt:

Deklination D : Winkel zwischen Horizontalkomponente von \underline{J}_r und geographisch Nord im mathematisch positiven Sinn *(über die positiv)*

Inklination I : Winkel zwischen der Horizontalen und \underline{J}_r (positive Werte nach unten)

Intensität Int : Betrag der Remanenz

4 Probenentnahme

Im Oktober 1996 fand die erste Kontaktaufnahme mit Herrn Prof. Dr. Backhaus von der Technischen Hochschule Darmstadt statt. Er beschäftigt sich seit vielen Jahren mit der geologischen Stratigraphie des triassischen Buntsandsteins des Hinteren Odenwaldes. Bei einer Exkursion in diesem Gebiet wurden zwei der vollständigsten Profile besucht. Die stratigraphische Einordnung wurde mit Prof. Dr. Backhaus diskutiert.

Das erste Profil wurde in der Mathildenschlucht beprobt ($49^{\circ}25'N$, $9^{\circ}7'E$). Sie verläuft parallel zur Margaretenschlucht, bis sie sich im unteren Teil, etwa 20 m über dem Neckar, vereinen. Das Profil erstreckt sich über eine Höhe von 90 m. Stratigraphisch läßt es sich von der Mitte des Mittleren bis zum Ende des Oberen Buntsandsteins einordnen (siehe Abb. 2.2). Mit der Probenentnahme wurde im unteren Teil an der Detfurthbasis begonnen. Die obersten Meter des Profils bilden dann bereits die marinen Sedimentgesteine der Rötfolge, die jedoch nicht mehr beprobt werden konnten. Bei einer späteren Begehung des Geländes stellte sich heraus, daß bei der Verzweigung der beiden Schluchten eine zu große Lücke in der Probenentnahme entstanden ist. Es wurden dann weitere 13 Bohrkerne aus der Margaretenschlucht so entnommen, daß sie sich in die Lücke einfügen. Insgesamt wurden aus der Margareten- und Mathildenschlucht 133 Bohrkerne entnommen. Der Abstand zwischen den einzelnen Bohrungen betrug zwischen 20 cm und 3 m, je nach Zugänglichkeit.

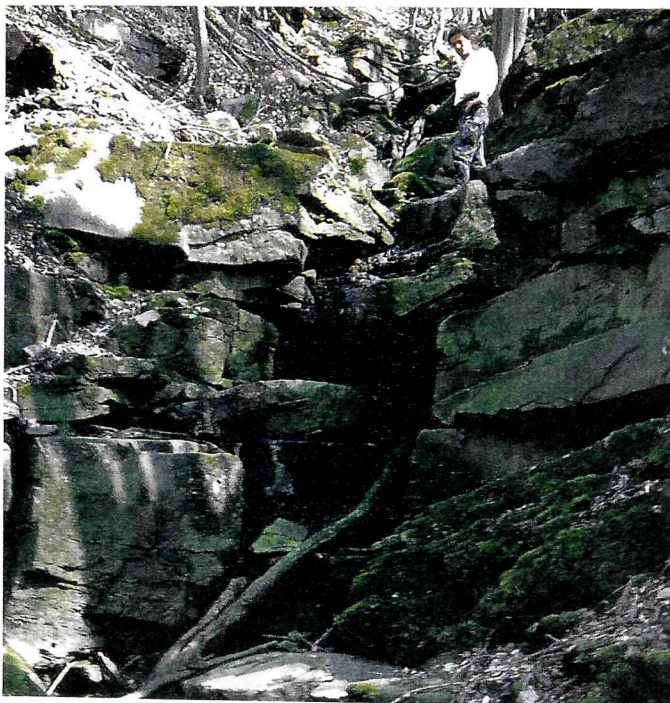


Abb. 4.1 Bei der Aufnahme der Stratigraphie der Mathildenschlucht zwischen den Proben M40 und M47

Der zweite Aufschluß befindet sich ca. 3 km südwestlich von Beerfelden an der Straße nach Finkenbach (49°33'N, 8°56'E). Es handelt sich dabei um einen ehemaligen Steinbruch. Seine Profilmächtigkeit beträgt über 30 m. Wegen Unzugänglichkeit konnten jedoch die unteren 10 m nicht beprobt werden.



Abb. 4.2 Der ehemalige Steinbruch bei Beerfelden

Zur Probenentnahme wurde eine am Institut konstruierte tragbare 2-Takt Bohrmaschine benutzt. Über einen Schlauch wird aus einem tragbaren Tank Wasser in den Bohrzylinder geführt. Dieses hat zum einen die Funktion des Abtransports des Gesteinsmehls, zum anderen dient es der Kühlung. Damit wird der Erwerb einer thermoremanenten Magnetisierung (siehe Kapitel 5.3), eine sogenannte Bohrüberprägung, weitgehend vermieden.

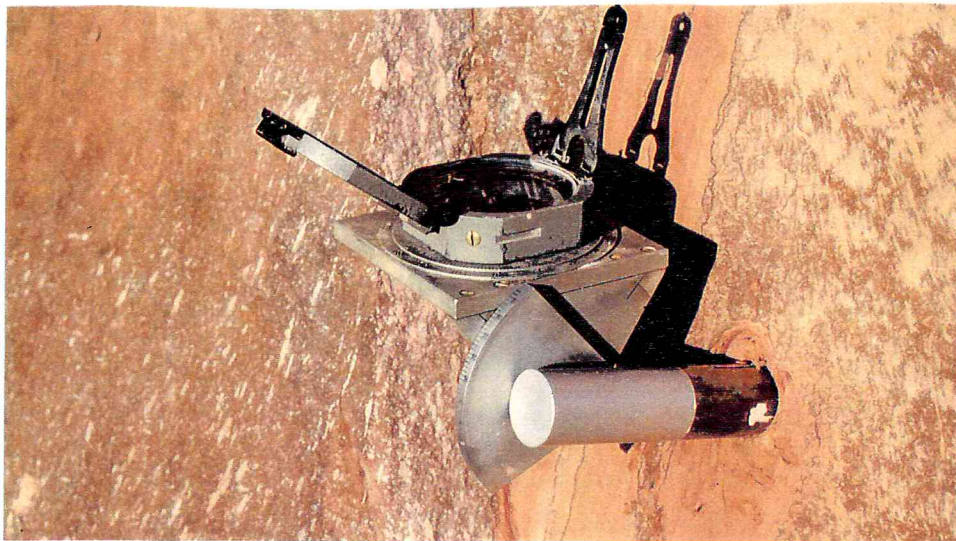


Abb. 4.3 Meßapparatur zur Orientierung der Proben

Die Bohrkern besitzen eine Länge von ungefähr 20 cm und einen Durchmesser von 2.54 cm. Bevor sie aus der Wand gebrochen werden, müssen sie exakt räumlich orientiert werden. Dazu dient ein Hohlzylinder, der den gleichen Durchmesser wie jener des Bohrers besitzt. Auf diesem läßt sich ein Magnetkompaß mit Wasserwaage befestigen (siehe Abb. 4.3). Der Zylinder wird dann über die Probe gezogen. Es wird nun die Abweichung der obersten Mantellinie des Probenzylinders von magnetisch Nord am Kompaß abgelesen und notiert. Als zweiter Orientierungswert wird der Einfallswinkel bestimmt. Anschließend wird die Orientierung auf die Probe übertragen. Bei der weiteren Behandlung werden die Proben in 2.25 cm lange Segmente gesägt. Das Verhältnis von Länge zu Durchmesser der Segmente von 0.886 ist so gewählt, um Formanisotropie-Effekte zu reduzieren (SCRIBA & HELLER, 1978).

5 Remanenzarten

Die Remanenz eines Gesteins läßt sich je nach Gesteinsart, Bildungsbedingungen, sowie der Geschichte des Gesteins in mehrere Komponenten, den sogenannten Remanenzarten, aufteilen. Die Summe dieser Remanenzarten ist die natürliche remanente Magnetisierung (NRM).

In Sedimentgesteinen können Wechselwirkungen der magnetischen Momente der Ferromagnetika im Normalfall vernachlässigt werden, da der Volumenanteil dieser Mineralien sehr gering ist (HORNER, 1983).

Die wesentliche Aufgabe beim Erstellen einer Magnetostratigraphie ist es, durch Entmagnetisierungsversuche der Proben die einzelnen Remanenzarten voneinander zu trennen. Das Ziel dabei ist es, diejenige Komponente zu finden, die dem Gestein bei seiner Bildung aufgeprägt wurde. Sie wird als charakteristische Remanenz (ChRM) bezeichnet. Ist der Ort der Bildung bekannt, so läßt sich aus der primären Magnetisierung die Polarität des damaligen Erdmagnetfeldes bestimmen.

Es werden im Folgenden die Remanenzarten beschrieben.

5.1 Sedimentationsremanenz (DRM)

Die Sedimentationsremanenz (detritische remanente Magnetisierung, DRM) entsteht dadurch, daß sich während der Sedimentation die thermo-, chemo- oder isothermalremanent vormagnetisierten Partikel mit ihren magnetischen Momenten im Erdmagnetfeld ausrichten. Nach KING (1955) genügt bereits eine Wassersäule von wenigen cm, damit sich Teilchen mit einem Durchmesser von 10µm ausrichten können. Durch unterschiedliche Formen der Teilchen und deren Bedingungen beim Absetzen treten jedoch Abweichungen der Richtung der DRM vom herrschenden Erdmagnetfeld auf. Bei der fluviatielen Sedimentation sind dies vor allem Abweichungen der Deklination. Der Fehler wird durch die Strömungsverhältnisse des Flusses verursacht. Längliche Partikel richten sich in Flußrichtung aus, bis sie dem Wasser den geringsten

mechanischen Widerstand leisten. Entscheidender Faktor ist hierbei die Fließgeschwindigkeit, wie es Experimente mit künstlichen Sedimenten zeigen (GRIFFITHS ET AL., 1962; REES, 1961 und 1966; HAMILTON ET AL., 1968). Die Inklination der DRM zeigt häufig zu geringe Werte an (KING, 1955). Verursacht wird diese Abweichung einerseits durch die Geometrie der Partikel, die sich beim Absetzen auf dem Grund ein durch die Schwerkraft bedingtes Drehmoment erfahren. Andererseits werden bei der späteren Diagenese durch die Auflast des darüberliegenden Materials die einzelnen Partikel verflacht. Findet die Sedimentation nicht auf einer ebenen, sondern auf einer geneigten Fläche statt, so kommt es zu einem Inklinationsfehler, der im Betrag dem Fallwinkel der Schüttung entspricht (HAMILTON & KING, 1964). Dies ist bei den häufig auftretenden Schrägschichtungen des Buntsandsteins zu berücksichtigen.

5.2 Postsedimentationsremanenz (PDRM)

In der Regel sind im Sediment auch nach der Ablagerung noch genügend wasserführende Poren enthalten, so daß darin befindliche ferro(i)magnetische Partikel weiterhin mobil bleiben. Auslöser für diese Art der Ausrichtung sind die Brown'sche Molekularbewegung, Wasserzirkulationen in den Poren oder mechanische (seismische) Erschütterungen. Bioturbationen sind beim kontinental abgelagerten Buntsandstein zu vernachlässigen. Erst bei der Entwässerung des Sediments durch die Kompaktion werden die Teilchen blockiert. Da dies erst nach der Sedimentation stattfindet, spricht man von einer postdedritischen remanenten Magnetisierung (PDRM). Im Normalfall wird die ChRM bei Sedimenten von einer PDRM gebildet. Laborversuche haben gezeigt, daß sich bereits bei einer Wassersäule von wenigen Zentimetern eine PDRM einstellt (VEROSUB, 1977). Weitere experimentelle Belege der PDRM finden sich bei IRVING & MAJOR (1964) und LOVLIE (1974).

Je nach Sedimentationsrate liegt die zeitliche Verschiebung zur DRM zwischen einigen zehntausend bis hunderttausend Jahren. Beim Buntsandstein der Trias wird nicht zwischen diesen Remanenzarten unterschieden, da die Fehlergrenze bei der Altersbestimmung größer als die Zeitspanne zwischen DRM und PDRM ist.

5.3 Thermoremanente Magnetisierung (TRM)

Ferro(i)magnetische Mineralien besitzen eine charakteristische Temperatur, die sogenannte Curietemperatur, oberhalb der sie sich paramagnetisch verhalten. Gesteine, die von einer Temperatur über dem Curiepunkt einer ferro(i)magnetischen Komponente abkühlen, erwerben dabei eine dem Erdmagnetfeld parallele Magnetisierung. Beim Unterschreiten der Blockungstemperatur wird diese dann als thermoremanente Magnetisierung "eingefroren". Das Konzept der Blockungstemperaturen wurde von NÉEL (1949) entwickelt. Es beschreibt den Zusammenhang von Relaxationszeit τ und der Temperatur T :

$$\tau = 1/C \cdot \exp(-V H_c J_s / 2 k T) \quad (5.3.1) \quad \tau = \frac{1}{C} \cdot e^{(V \cdot J_s \cdot H_c / 2 k T)}$$

Wiederholung

mit C : Frequenzfaktor ($1 \cdot 10^8 \text{ s}^{-1}$) 10^{-8} Hz
 V : Volumen der Ferromagnetika *des Teilchens*
 H_c : Koerzitivkraft
 J_s : Sättigungsmagnetisierung
 k : Boltzmann-Konstante
 T : absolute Temperatur in Grad Kelvin

Die exponentielle Abhängigkeit vom Kehrwert von T zeigt, daß τ bei einer Abkühlung sehr rasch ansteigt. Dies ermöglicht, daß die TRM über geologisch lange Zeiträume stabil bleibt. Da τ des weiteren vom Volumen und der Form der Ferromagnetika abhängig ist, kommt bei einer natürlichen Verteilung der magnetischen Mineralien ein Blockungstemperaturspektrum zustande.

Die ausführliche Theorie für diese Remanenz wurde von NÉEL (1949) und NAGATA (1961) beschrieben.

Die TRM stellt für Magmatite die wichtigste Remanenzart dar. Sie kann jedoch auch bei Sedimenten eine Rolle spielen, wenn diese Mineralien enthalten, die sehr ^{NIEDRIG} tiefe Blockungstemperaturen besitzen. Überschreitet das Sedimentgestein im Laufe seiner Geschichte die Curietemperatur einer ferro(i)magnetischen Komponente, so wird die von ihr getragene Remanenz zerstört. Kühlt das Gestein wieder unter die Blockungstemperatur ab, so erwirbt sie eine sekundäre Magnetisierung, die zum Erdmagnetfeld zu diesem Zeitpunkt parallel ist.

5.4 Chemische remanente Magnetisierung (CRM)

Entsteht ein ferro(i)magnetisches Mineral im Gestein durch einen chemischen Prozeß, so kann es eine Magnetisierung parallel zum Erdmagnetfeld erhalten. Solch ein Prozeß kann Verwitterung, Diagenese oder Metamorphose sein. Die ablaufenden chemischen Reaktionen sind Oxidation, Reduktion, Hydratisierung oder Phasenumwandlung. Beim Buntsandstein stellt die Oxidation von Magnetit zu Hämatit eine typische CRM dar (BERNER, 1969). Da der Zeitpunkt der Oxidation nicht bekannt ist, kann es sich bei der CRM um eine sekundäre Magnetisierung handeln, die gegebenenfalls als solche durch Entmagnetisierungsversuche identifiziert werden muß.

Wächst ein ferro(i)magnetisches Mineral weit unterhalb der Curietemperatur in einem äußeren Magnetfeld, so ist es zuerst superparamagnetisch. D.h. die Austauschwechselwirkung der Momente ist noch kleiner als die thermische Bewegung, und die Relaxationszeit ist sehr gering. Beim weiteren Wachstum bilden sich Singel-Domain (SD) Teilchen. Die Relaxationszeit steigt, nach der Theorie von NÉEL (1949), exponentiell mit dem Wachstum des Kristalls an. Für Hämatit liegt der kritische Durchmesser zwischen superparamagnetischem und ferromagnetischem Verhalten bei $0.1 \mu\text{m}$ (TURNER, 1980). Oberhalb eines typischen Blockungsvolumens ist die Einregelung der magnetischen Momente stabilisiert. Beim Übergang zu Pseudo-Singel-Domain (PSD) Teilchen ist die Stabilität, sowie die Intensität der CRM am größten. Bei einem Hämatitkorn mit einem Durchmesser von $0.14 \mu\text{m}$ beträgt τ bereits 10^{18} Jahre. Dies verursacht die große Stabilität der CRM beim Buntsandstein (SCHULTZ-KRUTISCH, 1987). Bei weiterem Wachstum zu Multi-Domain (MD) Teilchen nimmt die Relaxationszeit, und damit die Stabilität der CRM wieder ab.

5.5 Viskose remanente Magnetisierung (VRM)

Ist eine Gesteinsprobe einem schwachen äußeren Magnetfeld ausgesetzt, so erwirbt sie in logarithmischer Abhängigkeit von der Zeit eine dazu parallele Magnetisierung, die als viskose remanente Magnetisierung (VRM) bezeichnet wird (DUNLOP & STIRLING, 1977). Sie wird hauptsächlich durch thermische Agitation verursacht. Dabei werden die magnetischen Momente im Gestein durch Drehprozesse und Wandverschiebungen

langsam parallel dem äußeren Feld ausgerichtet. Kleine ferro(i)magnetische SD-Teilchen nahe dem Zustand des Superparamagnetismus mit kurzen Relaxationszeiten sind dafür überwiegend verantwortlich (SOFFEL, 1991). Aber auch bei großen MD-Teilchen ist die erforderliche Energie für die Ummagnetisierung durch Wandverschiebung gering, so daß auch sie Träger einer VRM sein können. Eine weitere Ursache für die VRM können bei Anwesenheit eines äußeren Feldes Diffusionsprozesse im Kristallgitter sein.

Grundsätzlich zeigen alle Gesteine eine VRM in Richtung des heutigen Erdmagnetfeldes, die sich jedoch oft schon bei niedrigen Temperaturen bei der Entmagnetisierung entfernen läßt. Eine Ausnahme bilden Hämatit- und Goethiteilchen mit hochkoerzitiven SD-Korngrößen (DUNLOP, 1973). Da diese im Buntsandstein einen nicht zu vernachlässigenden Anteil an den ferro(i)magnetischen Partikeln stellen, ist hier mit einer stabilen VRM zu rechnen, die bei Entmagnetisierungsversuchen die DRM oder CRM überlagern kann (SOFFEL, 1991).

5.6 Isothermale remanente Magnetisierung (IRM)

Die Remanenz, die sich bei Zimmertemperatur unter dem Einfluß eines starken äußeren Feldes H in kurzer Zeit einstellt, wird als isothermale remanente Magnetisierung (IRM) bezeichnet. Sie ist parallel zum äußeren Feld H . Die Abhängigkeit der IRM von H nennt man IRM-Erwerbsskurve und liefert wichtige Erkenntnisse über die Art und die Korngrößenverteilung der Remanenzträger. Der Grad der Ausrichtung der magnetischen Momente ist abhängig von der Koerzitivkraft der Mineralien. Die Ableitung der IRM-Erwerbsskurve nach H liefert das Koerzitivkraftspektrum, ein wichtiges Kriterium zur Identifikation der Träger der Remanenz.

6 Remanenztragende Mineralien

Die remanenztragenden Mineralien sind zum größten Teil Titan-Eisen-Oxide. Sie lassen sich besonders gut im ternären System darstellen. Die Endglieder dieses Dreiecks sind Wüstit (FeO), Rutil (TiO_2) und Hämatit (Fe_2O_3). Die Fläche des Dreiecks wird von den Mischmineralien eingenommen. Von besonderer Bedeutung sind zwei Mischreihen. Zum einen die der Hämo-Ilmenite, ausgehend von Ilmenit (FeTiO_3) zu Hämatit (Fe_2O_3); zum anderen die Reihe der Titanomagnetite, die die Endpunkte Ulvöspinell (Fe_2TiO_4) und Magnetit (Fe_3O_4) besitzt. Die Mischungsreihe von Ilmenit und Hämatit ist bei ca. 600°C isomorph. Bei sinkenden Temperaturen wird die Löslichkeit von Ilmenit in Hämatit herabgesetzt und es bilden sich Entmischungslamellen. Eine ausführliche Darstellung der remanenztragenden Mineralien ist bei BLEIL & PETERSEN (1982) zu finden.

Das Element Eisen, das von besonderer Bedeutung für remanenztragende Mineralien ist, weist in Tonsteinen eine durchschnittliche Konzentration von ca. 5% auf. Hierfür ist die starke Absorptionsfähigkeit der Tonminerale für Eisenoxide und Eisenhydroxyde verantwortlich. Bei Sandsteinen liegt die Konzentration ungefähr bei 2.4%, während sie bei Karbonatgesteinen nur bei etwa 0.5% liegt (BÄHR, 1987).

Zu einer Anreicherung mit magnetischen Mineralien kann es aber auch durch chemische Prozesse kommen. So werden bei der hydrolytischen Verwitterung vorwiegend Silikate ergriffen. Dabei werden Olivin, Pyroxen, Amphibol und Biotit unter Bildung von Tonmineralien angegriffen, das Eisen gelöst und im basischen Bereich als Fe-Oxyd oder Fe-Hydroxyd wieder ausgeschieden. Das Eisen kann im gelösten Zustand, als feinkörnige Partikel oder als stabile Kolloide in wässrigen Phasen transportiert werden (BÄHR, 1987). Für die Bildung von sekundärem Hämatit ist die Hydroxydfällung von besonderer Bedeutung.

Im Folgenden werden die für den Buntsandstein wichtigen Remanenzträger beschrieben.

6.1 Hämatit ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$)

Der Hämatitkristall besitzt eine rhomboedrische Korundstruktur. Der Sauerstoff bildet die hexagonal dichteste Kugelpackung mit eingelagerten Fe-Ionen. Hämatit kann in verschiedenen Varietäten auftreten. Der Spekularit kann Kristalldimensionen von mehreren cm erreichen, jedoch sind die Spurenelementgehalte gering. Der Rote Glaskopf besitzt dagegen eine mikrokristalline Fe_2O_3 -Struktur. Er wird als Ergebnis kolloidaler Eisenfällung bei niedrigen Temperaturen angesehen. Mit Blutstein wird eine Varietät bezeichnet, die makroskopisch überhaupt keine Kristalle mehr erkennen läßt (RAMDOHR, 1960).

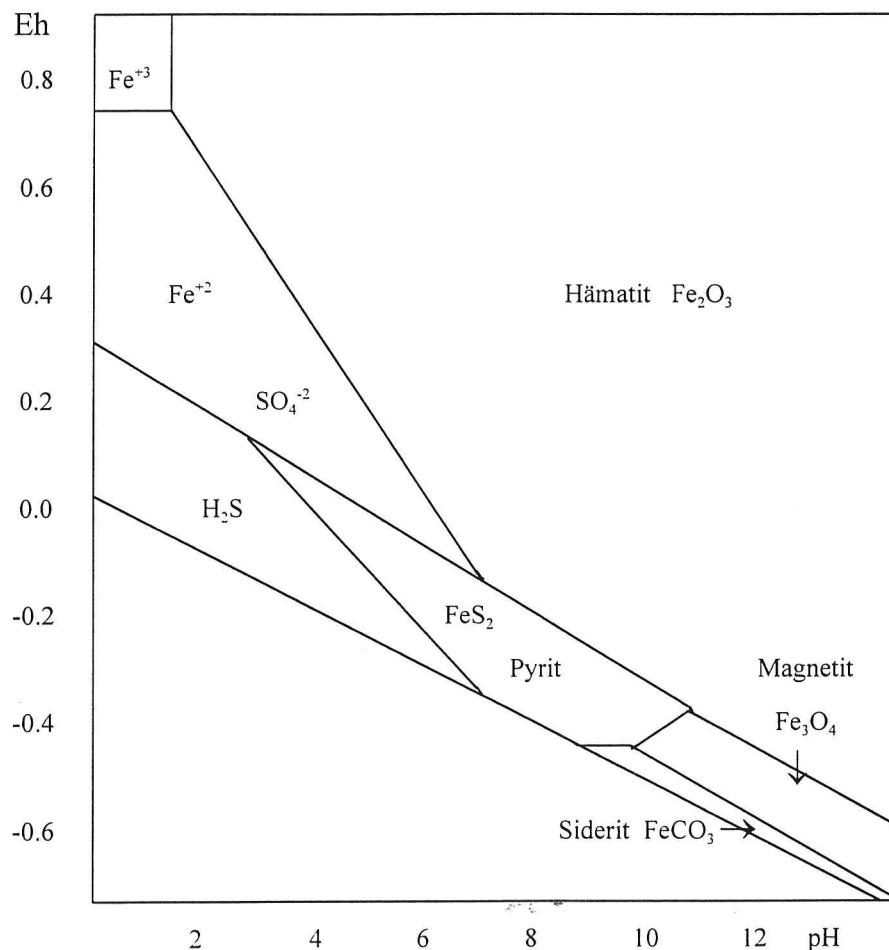


Abb. 6.1 Eh/pH-Diagramm mit den Stabilitätsbereichen der Fe-Oxyde, Fe-Karbonate und Fe-Sulfide (MAYNARD, 1983)

Hämatitpigment in Sedimentgesteinen ist häufig ein Ausfällungsprodukt aus wässriger Lösung. Dies erfolgt vorwiegend durch Änderungen des Redoxpotentials oder des pH-Wertes. Je nach Eh/pH-Bedingungen, so wie der Zusammensetzung der Lösung, können sich verschiedene Eisenminerale bilden. Die Abb. 6.1 zeigt deren Stabilitätsbereiche bei 25°C in Abhängigkeit des Eh- und pH-Wertes.

Hieraus wird ersichtlich, warum in Sedimentgesteinen, die von wässrigen Lösungen durchströmt werden, hauptsächlich Hämatit als sekundäres Pigment entsteht. Das Stabilitätsfeld des Hämatits erstreckt sich von schwach sauren bis stark alkalischen pH-Werten zwischen schwach reduzierenden bis zu stark oxydierenden Bedingungen. Die meisten natürlichen Wässer liegen genau in diesem Eh/pH-Bereich (GUILBERT, 1986).

Hämatit gehört eigentlich zu den Antiferromagnetika. Durch eine Verkantung der magnetischen Momente, dem sogenannten „spin canting“, besitzt Hämatit jedoch ein schwaches Restmoment. Dies führt zu einer Magnetisierung von $0.4 \text{ Am}^2/\text{kg}$ (CORDES, 1990). Die Richtung dieses Moments liegt in der Basalebene des rhomboedrischen Kristalls. Bei einer Abkühlung des Hämatits unter Temperaturen von -10°C findet der Morin-Phasenübergang statt, bei dem die Magnetisierungsrichtung in die c-Achse übergeht. Dann ist Hämatit nahezu vollständig antiferromagnetisch. Durch Gitterdefekte und durch eingebaute Ionen ohne magnetisches Moment (z.B. Al^{3+}) wird ein zusätzliches Defektmoment unterschiedlicher Stärke verursacht (SOFFEL, 1991).

Reiner Hämatit besitzt eine Curietemperatur von 675°C und eine Koerzitivkraft, die Größen bis zu $2.5 - 3.5 \text{ T}$ erreichen kann (LOWRIE & HELLER, 1982). Die Sättigungsmagnetisierung ist mit $0.5 - 2 \text{ kA/m}$ recht gering (SOFFEL, 1991)

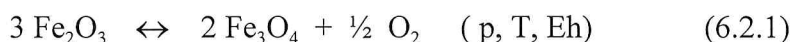
Hämatitkörner mit einem Durchmesser zwischen ca. 0.06 und $10 \mu\text{m}$ sind im SD-Zustand (CORDES, 1990). Kleinere Körner sind superparamagnetisch, größere gehen in den MD-Zustand über. Es ist wichtig die Verteilung der Korngrößen zu kennen, da die gesteinsmagnetischen Parameter davon abhängig sind. So bilden hauptsächlich die SD-Teilchen die stabile Remanenz. Bei dieser Korngröße besitzt die Suszeptibilität κ ein Minimum. In Richtung kleinere Partikel steigt sie stark, in Richtung größere schwach an. Umgekehrt verhält es sich mit der Remanenzkoerzitivkraft H_{CR} , die bei SD-Teilchen ein Maximum besitzt.

6.2 Magnetit (Fe_3O_4)

Der Magnetitkristall besitzt ein inverses Spinellgitter. Zwei seiner Fe-Ionen sind dreiwertig, eines ist zweiwertig. Da diese unterschiedlich starke magnetische Momente besitzen, kommt es pro Formeleinheit zu einem Restmoment von $4 \mu_B$ (SOFFEL, 1991). Bei einer Temperatur von -154°C befindet sich der Verwey-Phasenübergang. Wird diese Temperatur unterschritten, so geht die kubisch flächenzentrierte Kristallstruktur in eine orthorhombische über (SYONO, 1965). Die Curietemperatur von natürlichem Magnetit liegt zwischen 570°C und 590°C . Unterhalb dieser Temperatur ist Magnetit ferrimagnetisch. Seine Sättigungsmagnetisierung beträgt 480 kA/m . Die maximale Koerzitivkraft, die form- und korngrößenabhängig ist, liegt bei 200 mT (BANERJEE & O'REILLY, 1967). Die spontane Magnetisierung beträgt $92 \text{ Am}^2/\text{kg}$ (AKIMOTO ET AL., 1957). FEHLT IM L.V.

In Sedimenten kann Magnetit auch sekundär gebildet werden, wenn es die Eh/pH-Bedingungen zulassen. Dies ist häufig bei biogenen Prozessen der Fall (PETERSEN ET AL., 1986), ist aber auch während der Diagenese möglich (BACHTADSE ET AL., 1986). Da die klimatischen Verhältnisse bei der Bildung des Buntsandsteins jedoch kaum eine Flora und Fauna zuließen, ist die biogene Quelle für Magnetit auszuschließen. FEHLT IM L.V.

Hämatit und Magnetit können sich nach folgender Reaktionsgleichung ineinander umwandeln:



Das Gleichgewicht zwischen Fe_2O_3 und $\text{Fe}_3\text{O}_4 + \text{O}$ hängt dabei von den p, T- und den Redoxbedingungen (Eh) ab. Die Verdrängung des Magnetits durch Hämatit wird Martitisierung genannt (BÄHR, 1987). Bei diesem Prozeß findet eine Strukturumwandlung des Kristallgitters statt. Im Buntsandstein herrschte weitgehend ein oxidierendes Milieu, so daß primär vorhandener Magnetit teilweise zu Hämatit oxidiert wurde.

6.3 Goethit (α -FeOOH)

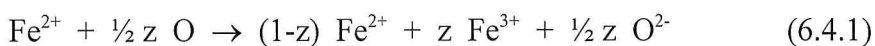
Goethit ist ein Eisen-Oxihydroxid und besitzt ebenso wie Hämatit nur dreiwertiges Eisen. Eine andere Modifikation der Eisen-Oxihydroxide, der Lepidokrokit (γ -FeOOH), ist unmagnetisch. Die Kristallstruktur des Goethit ist orthorhombisch und aufgrund eines geringen Defektmoments ist er ferromagnetisch. Die Sättigungsmagnetisierung variiert in einem großen Bereich von 10 bis 5000 A/m (SOFFEL, 1991).

Goethit entsteht in der Regel bei der Verwitterung von eisenhaltigen Gesteinen unter Zufuhr von Sauerstoff und Wasser. Nach SCHELLMANN (1959) bildet sich Goethit bei pH-Werten über 12 durch Alterierung von Eisenhydroxydgel. Deshalb ist Goethit oft ein sekundäres Mineral und ergibt bei paläomagnetischen Messungen ein Störsignal. Wegen seiner geringen chemischen Stabilität wird er jedoch bei Temperaturen zwischen 90°C und 120°C oxidiert, so daß die von ihm getragene Remanenz durch eine thermische Entmagnetisierung leicht zu entfernen ist. Bei gesteinsmagnetischen Untersuchungen ist Goethit an seiner sehr großen Koerzitivkraft von bis zu 5 T zu erkennen (LOWRIE & HELLER, 1982). Seine spontane Magnetisierung ist hingegen sehr gering.

Bei Temperaturen zwischen 100°C und 300°C dehydriert Goethit zu Hämatit oder Magnetit (BLEIL & PETERSEN, 1982). Unter günstigen Bedingungen kann Goethit jedoch über lange geologische Zeiträume stabil sein und somit auch eine signifikante Magnetisierung tragen.

6.4 Maghemit (γ -Fe₂O₃)

Maghemit besitzt ebenso wie Magnetit eine kubisch inverse Kristallstruktur und ist ferrimagnetisch. Er kann aus diesem durch eine Substitution des Fe²⁺ durch Fe³⁺ hervorgehen. Bei dieser Oxidation treten Leerstellen auf den B-Plätzen des Kristallgitters auf. Da zwischen diesen beiden Mineralien eine lückenlose Mischreihe besteht, gilt folgende Formel für die Oxidation (SOFFEL, 1991):



z ist hierbei der Oxidationsparameter und liegt zwischen 0 und 1.

Bei Temperaturen oberhalb ca. 400°C geht Maghemit wegen seiner hohen Leerstellendichte über in $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$, der dann die stabile Modifikation darstellt. Da die Curietemperatur über diesem Wert liegt, ist es schwierig, diese exakt anzugeben. Mit Fremdionen dotierter Maghemit hat Curietemperaturen zwischen 580°C und 675°C (ÖZDEMIR & DUNLOP, 1988). Sie steigt mit zunehmendem Oxidationsgrad an. Die Koerzitivkraft liegt bei ca. 100 mT, die Sättigungsmagnetisierung bei 390 kA/m. Ebenso wie Goethit ist Maghemit oft ein sekundäres Mineral, das bei der Verwitterung entsteht. Meistens geschieht dies durch eine langsame Oxidation von Magnetit.

6.5 Pyrrhotit (Fe_7S_8)

Pyrrhotit (Magnetkies) besitzt eine rhomboedrische Kristallstruktur. Die chemische Formel Fe_7S_8 gilt nur näherungsweise, da in der Natur viele Eisensulfide auftreten. Die stöchiometrische Formel dieser Familie läßt sich mit $\text{Fe}(1+x)\text{S}$ angeben, wobei hier x zwischen 0.0 und 0.13 variieren kann (HORNER, 1983). Durch eine besondere Anordnung der Fe^{2+} -Ionen besitzt Pyrrhotit ein Defektmoment.

NICHT DAS
ORIGINAL
ZITAT!

Die spezifische Sättigungsmagnetisierung beträgt etwa 20 Am^2/kg (SCHWARZ & VAUGHAM, 1972). Die Curietemperatur schwankt in Abhängigkeit vom Verunreinigungsgrad in einem großen Bereich. Maximal ist sie für reines Fe_7S_8 mit 325°C. Pyrrhotit besitzt bei einer Temperatur von -243°C einen Phasenübergang, bei dessen Unterschreitung die Kristallanisotropie Null und die Magnetisierung sprunghaft kleiner wird. Dies kann zur Identifikation von Pyrrhotit verwendet werden (ROCHETTE, 1988). Die Koerzitivkraft liegt unterhalb von 100 mT (SOFFEL, 1991).

In Sedimenten tritt Pyrrhotit vorwiegend bei schwachen Metamorphosegraden auf (THOMPSON & OLDFIELD, 1986). Magnetkies ist jedoch relativ instabil, so daß er bei einer Verwitterung zu Hämatit, Magnetit und Pyrit zerfällt.

7 Meßapparaturen

Da die NRM meistens aus mehreren Komponenten besteht, ist deren Trennung erforderlich. Bei der thermischen Entmagnetisierung macht man sich dabei zunutze, daß die ferromagnetischen Mineralien verschiedene Blockungstemperaturen besitzen. Die Entmagnetisierung mit Wechselfeldern beruht auf einer Verteilung der Koerzitivkräfte. Da die Blockungstemperatur und die Koerzitivkraft Funktionen der Korngröße sind, erhält man bei diesen Entmagnetisierungen Spektren dieser Größen.

Die Komponenten der NRM lassen sich auch durch eine unterschiedliche chemische Stabilität mit bestimmten Lösungen trennen. Ziel aller Entmagnetisierungen ist es, die stabilste Komponente (ChRM) zu isolieren.

Eine genaue Beschreibung der für die Paläomagnetik wichtigen Meßapparaturen findet sich bei COLLINSON (1983). Hier werden die für diese Arbeit verwandten Apparaturen und Meßverfahren beschrieben.

7.1 Kryogenmagnetometer

Die Messungen der NRM aller Proben, sowie die einzelnen Schritte der progressiven thermischen und chemischen Entmagnetisierung, wurden ausschließlich an einem supraleitenden Magnetometer durchgeführt. Da die NRM der Proben in Größenordnungen von 10 bis 0.1 mA/m liegt, war die hohe Empfindlichkeit von bis zu 0.03 mA/m dieser, auch superconducting quantum interference device (SQUID) genannten Apparatur notwendig. Ein weiterer Vorteil liegt in der kurzen Meßzeit und der komfortablen elektronischen Datenerfassung.

Das Kryogenmagnetometer in der Außenstelle Niederlippach stammt von der Firma 2G und ist mit einem senkrechten Probenschacht ausgestattet. Zur magnetischen Abschirmung befindet sich das Magnetometer in einem mit μ -Metall ausgekleideten Raum. Das Prinzip zur Messung des magnetischen Moments beruht auf dem Josephson-Effekt (GOREE & FULLER, 1976).

SCHÖN WÄRS
ES HÄNDELT SICH UM
TRAFO-BLECH

In einem mit flüssigem Helium gefüllten Zylinder befindet sich eine supraleitende magnetische Abschirmung. Darin findet die Messung des Remanenzvektors mit einem supraleitenden Detektorpulensystem statt. Das magnetische Moment einer Meßprobe induziert in den Spulen einen Gleichstrom. Dieser verursacht ein Feld, das nach Verstärkung in einem supraleitenden Sensor eine Flußänderung bewirkt, die ihrerseits ein Maß für das magnetische Moment der untersuchten Probe ist (siehe HORNER, 1983). Zum Abgleich wird vor jeder Messung einer Probe eine Nullmessung durchgeführt, damit eine eventuelle elektronische Drift eliminiert werden kann. Zusätzlich wird vor jeder Meßreihe das magnetische Moment des leeren Probenhalters ermittelt, das dann entsprechend bei den Messungen abgezogen wird.

Die Proben werden in zwei Positionen gemessen. Anschließend wird der arithmetische Mittelwert des Remanenzvektors aus den zwei Datentripeln im probeneigenen Koordinatensystem errechnet. Durch Eingabe der Orientierung der Gesteinsproben wird mit dem Meßprogramm von PALMAG der Remanenzvektor geographisch korrigiert.

7.2 Spinnermagnetometer

Die zur Bestimmung der magnetischen Mineralogie vorgenommenen IRM-Messungen wurden an einem Spinnermagnetometer vom Typ Molspin durchgeführt. Dabei rotiert die Gesteinsprobe im Meßzylinder mit einer Frequenz von ungefähr 7 Hz. In ringförmig angeordneten Fluxgate-Magnetometern wird dadurch ein sinusförmiges Signal erzeugt. Eine intern durchgeführte Fourieranalyse errechnet dessen Koeffizienten, die proportional zum magnetischen Moment parallel zur Drehachse sind. Durch Stapelung der einzelnen Meßwerte pro Umdrehung wird eine größere Auflösung erreicht. Diese läßt sich jedoch nicht beliebig durch eine größere Anzahl von Umdrehungen erhöhen, da sie durch thermisches Rauschen begrenzt wird. So liegt die Meßgenauigkeit des Geräts bei 0.2 mA/m, was für die gesteinsmagnetischen Messungen ausreichend ist.

Durch eine bestimmte Anordnung der Meßsonden werden bei jeder Messung zwei Komponenten des Remanenzvektors berechnet. Da bei den IRM- und SIRM(T)-Kurven nur die z-Komponente von Interesse ist, werden die Proben so in zwei Positionen gemessen, daß diese Komponente insgesamt viermal bestimmt und gemittelt wird.

7.3 Suszeptibilitätsbrücke

Die Bestimmung der Suszeptibilität κ ist nach jedem Schritt der thermischen Entmagnetisierung erforderlich, um eventuelle mineralogische Umwandlungen zu erkennen. Außerdem wurde an einer Reihe von Proben der Wert von κ in den drei verschiedenen Raumrichtungen gemessen, um eine Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS), verursacht durch die Strömungsrichtung bei der Sedimentation, zu erkennen.

Für diese Messungen stand die κ -Bridge KLY2 der Firma Geofyzika (Brno, [?]CSFR) zur Verfügung. Das magnetische Moment der Probe erzeugt in der Wechselstrombrücke des Geräts eine Verstimmung. Deren automatischer Ausgleich liefert das Meßsignal (JELINEK, 1973). Der Meßbereich erstreckt sich von $1 \cdot 10^{-7}$ SI bis $2 \cdot 10^{-1}$ SI.

7.4 Thermische Entmagnetisierungsanlage

Zur Bestimmung der ChRM ist es erforderlich, die einzelnen Komponenten der NRM aufgrund ihrer verschiedenen Blockungstemperaturen zu trennen. Dazu werden die Proben schrittweise erhitzt und anschließend in einem feldfreien Raum abgekühlt. Für diese Experimente standen zwei Anlagen zur Verfügung.

Die Entmagnetisierungen der IRM-Erwerbsskurven wurden an einem Ofen der Firma Shaw durchgeführt. Dieser besteht aus einer Kammer, die mit μ -Metall gegen das Erdfeld abgeschirmt ist. Dadurch wird die Feldstärke im Ofen auf unter 5 nT reduziert. Die gewünschte Temperatur, sowie die Verweilzeit (zwischen 20 und 40 Minuten) der Proben im Ofen, läßt sich an einem Modul einstellen. Das anschließende Abkühlen auf Raumtemperatur wird durch ein Gebläse beschleunigt. In dieser Anlage ist Platz für 18 Proben, die sich auf eine maximale Temperatur von 800°C erhitzen lassen. Zur Bestimmung der ChRM wurde ein Schoenstedt-Ofen benutzt. Dieser Typ unterscheidet sich vom Shaw-Ofen nur dadurch, daß er aus zwei getrennten Kammern besteht. So können die ersten 12 Proben abkühlen, während die nächsten bereits geheizt werden.

7.5 Wechselfeld-Entmagnetisierungsanlage

Eine weitere Möglichkeit zur Bestimmung der ChRM besteht darin, die einzelnen Komponenten der NRM durch ihre unterschiedlichen Koerzitivkräfte zu trennen. An zwölf Proben wurde diese Methode angewandt. Die Anlage dazu besteht aus einer Luftspule, die maximale Wechselfelder bis zu 2500 Oerstedt erzeugen kann. Auch hier wird schrittweise die Feldstärke erhöht und anschließend die verbleibende Remanenz gemessen. Die Entmagnetisierung wird gleichzeitig an sechs Proben durchgeführt. Dazu ist es erforderlich, daß in allen drei Raumrichtungen das Wechselfeld angelegt wird.

Diese Versuche müssen ebenfalls im feldfreien Raum durchgeführt werden, da sonst die Entstehung einer ARM zu befürchten ist. Bei der ARM (Anhysteretische Remanenz) handelt es sich um den Erwerb einer Magnetisierung, falls einem magnetischen Wechselfeld ein Gleichfeld überlagert wird.

7.6 Entmagnetisierungs-Pumpe

Für die Verfahren zur chemischen Entmagnetisierung ist prinzipiell eine Pumpe zum Durchpressen der chemischen Lösung durch das Probenvolumen von Vorteil. Die Werkstatt des Instituts entwickelte dafür einen Prototyp. Da zunächst Erfahrungen mit diesem Gerät gesammelt werden mußten, bestanden die Wände dieser Pumpe aus Aluminium. Deshalb war es nicht möglich, damit die Experimente mit konzentrierter Salzsäure durchzuführen. Es wurden lediglich die Entmagnetisierungsversuche mit der pH-neutralen Na-Dithionit-Lösung an der Pumpe vorgenommen.

Als Vorratskammer für die Lösung dient ein Zylinder, dessen Boden eine Öffnung besitzt. Diese hat denselben Durchmesser wie die Proben. Durch ein zusätzliches Gewinde kann die Probe mit Hilfe eines O-Rings im unteren Bereich fest in dieser Öffnung verankert werden. Ist die Probe plaziert und die Lösung eingefüllt, wird der Zylinder fest mit dem Deckel mit Hilfe von acht Imbus-Schrauben verschlossen. Auch hier dient ein Gewinde mit O-Ring der Dichtung. Durch ein Ventil im Deckel kann mit Preßluft ein Druck auf die Flüssigkeit ausgeübt werden (Abb. 7.1).

Bei diesen Experimenten wurden maximale Drücke von 5000 hPa angesetzt.

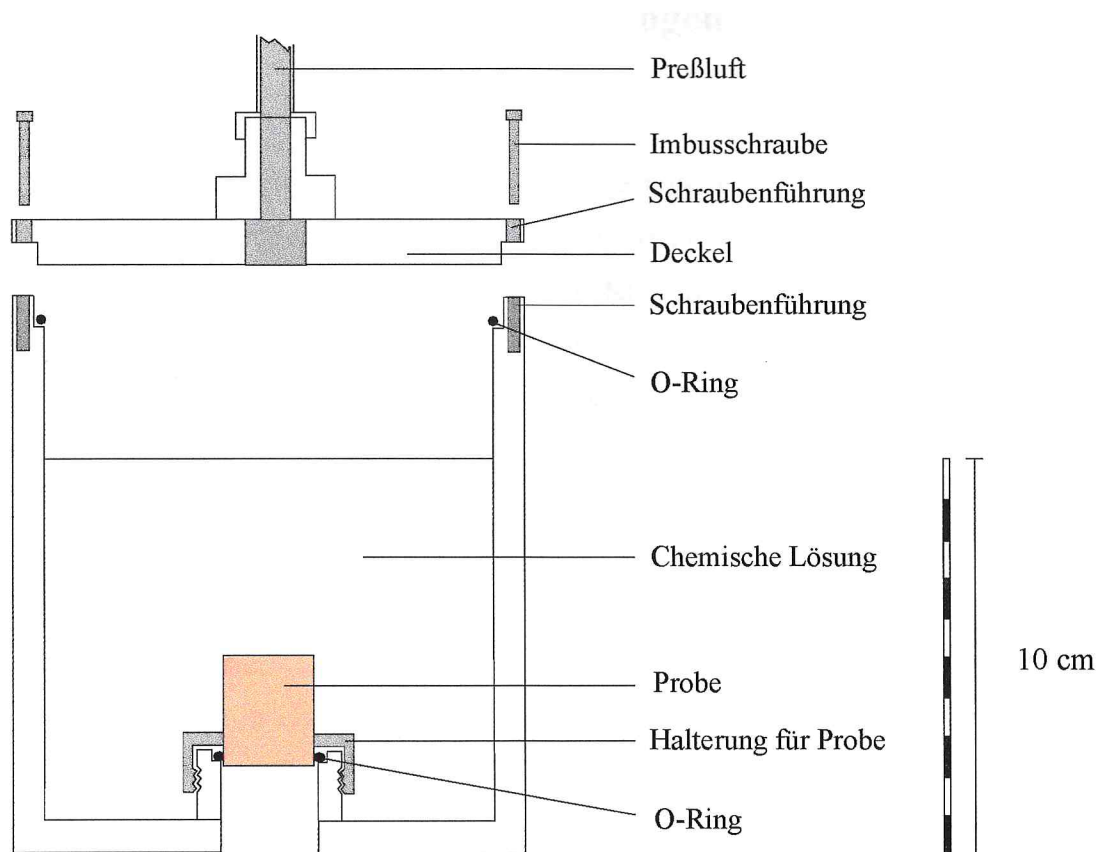


Abb. 7.1 Schematische Skizze der Entmagnetisierungspumpe

7.7 Variable-Field-Translation-Balance (vftb)

Zur Bestimmung der gesteinsmagnetischen Parameter stand in Niederlippach eine vftb zur Verfügung. Diese Pendelwaage funktioniert nach dem Forrer'schen Prinzip. Dabei wird die Probe in ein stark inhomogenes Magnetfeld gebracht. Dieses übt eine Kraft auf die Probe aus, die proportional zu deren Magnetisierung ist. Eine zusätzliche Spule erzeugt eine entsprechende Gegenkraft, die die Probe immer an der gleichen Position fixiert. Der Kompensationsstrom liefert das Meßsignal. Durch spezielle Vorrichtungen lassen sich Gleichfelder verschiedener Stärke bei Temperaturen bis zu 800°C an die Proben anlegen. Dadurch lassen sich die $J_s(T)$ -Kurven, die Hystereseschleifen und die backfield-Kurven erstellen.

8 Gesteinsmagnetische Untersuchungen

In diesem Kapitel werden die Methoden vorgestellt, die für die Identifikation der magnetischen Mineralogie des Buntsandsteins wichtig sind. Damit sollen Aussagen über die Träger der Remanenz, sowie deren Korngrößenverteilung gemacht werden. Weiter von Bedeutung ist die Frage nach dem Alter des Remanenzserwerbs, da in der Literatur verschiedene Auffassungen darüber bestehen, ob sich rote Sedimente überhaupt für magnetostratigraphische Untersuchungen eignen.

8.1 IRM-Erwerbskurven und SIRM(T)-Kurven

Wird eine Gesteinsprobe in ein äußeres Magnetfeld H gebracht, so richten sich die magnetischen Momente parallel zu diesem aus. Der Grad der Ausrichtung ist abhängig von der Stärke des Feldes H , sowie von den Koerzitivkräften H_c der ferromagnetischen Mineralien. Nach jeder schrittweisen Erhöhung des Feldes H wird die Magnetisierung M der Probe gemessen. Die Apparatur dazu beschränkt die maximale Feldstärke auf 1.5 T. Anschließend werden die aufmagnetisierten Proben progressiv thermisch entmagnetisiert.

Dies dargestellt ergibt die SIRM-Kurve.

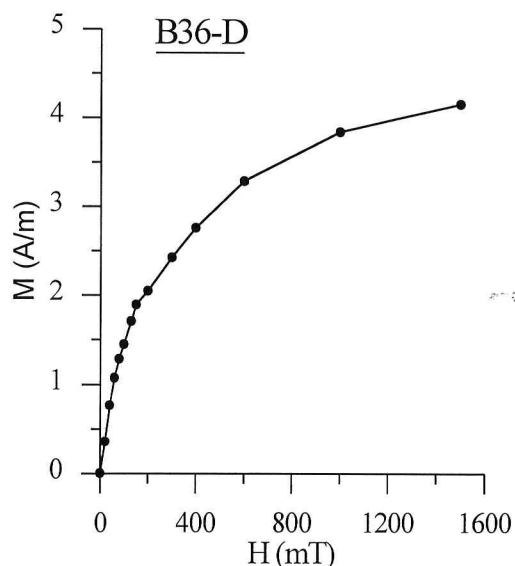


Abb. 8.1a IRM-Erwerbskurve der Probe B36-D

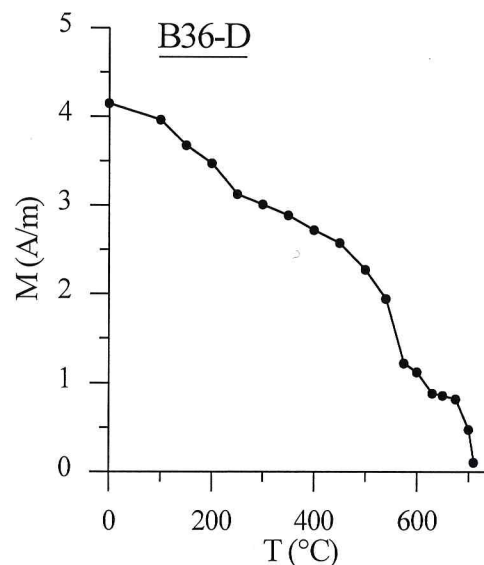


Abb. 8.1b Thermische Entmagnetisierung nach dem IRM-Erwerb

Die Probe B36-D (Abb. 8.1a,b) ist ein typischer Vertreter der feinkörnigen Sandsteine der Lokalität Beerfelden. Aus der IRM-Erwerbskurve ist ein steiler Anstieg der Magnetisierung M bis zu einer Feldstärke H von ca. 200 mT ersichtlich. Nach der Einteilung von DUNLOP (1972) werden die ferromagnetischen Mineralien, die bei diesen Feldstärken ihre Sättigung erreichen, als magnetisch weich bezeichnet. Dabei handelt es sich meistens um Titanomagnetite oder Titanomaghemite. Im weiteren Verlauf zeigt die Kurve einen schwächeren Anstieg. Aber auch bei einer Feldstärke von 1.5 T ist die Probe noch nicht gesättigt. Dies ist mit der Existenz von pigmentärem Hämatit zu erklären, der Koerzitivkräfte von bis zu 1.8 T erreichen kann (DUNLOP, 1972). Als andere hochkoerzitive Komponente kommt Goethit mit H_c -Werten bis über 4 T in Frage (HELLER, 1978).

Ein genaueres Bild erhält man, wenn zusätzlich die thermische Entmagnetisierung in Betracht gezogen wird. In Abb. 8.1b zeigen sich drei verschiedene Komponenten mit deutlich getrennten Intervallen der Blockungstemperaturen. Ein solches Intervall kommt durch die Verteilung der Korngrößen zustande.

Die erste Komponente ist bei einer Temperatur von ca. 250°C vollständig entmagnetisiert. Zieht man den Fehler in Betracht, der durch einen thermischen Gradienten im Ofen entstehen kann, so kann es sich bei dieser Komponente zumindest zum Teil um Goethit handeln. Als zweite Möglichkeit läßt sich dieses Intervall mit Gliedern aus der Mischreihe der Ilmenit-Hämatit ($Fe_{2-x}Ti_xO_3$) mit x -Werten zwischen 0.5 und 0.7 erklären (Soffel, 1991).

Die zweite Komponente ist bei etwa 575°C entmagnetisiert. Damit ist diese als Magnetit identifiziert. Die Größe des Intervalls kann, neben der Verteilung der Korngrößen, auch durch den Zerfall von unterschiedlich dotiertem Maghemit erklärt werden.

Am stabilsten gegen diese Entmagnetisierung zeigt sich die dritte Komponente. Deren Magnetisierung wird von Hämatit getragen. Ein großer Teil davon muß im Bereich von SD- oder PSD-Teilchen vorliegen, da die Magnetisierungskurve erst bei Temperaturen nahe von 675°C steil gegen Null strebt.

Bei Proben, die dieses Verhalten zeigen, tritt bei der thermischen Entmagnetisierung zur Bestimmung der ChRM, keine nennenswerte Änderung der Suszeptibilität auf. Deshalb ist dort von keiner Mineralienneubildung auszugehen, und der Magnetit primär.

Ein grundsätzlich anderes Verhalten beim IRM-Erwerb und dessen Entmagnetisierung zeigen die grobkörnigeren Proben aus dem unteren Bereich der Mathildenschlucht.

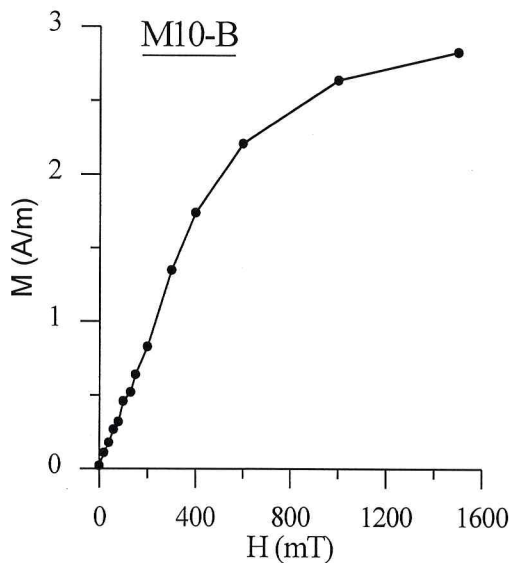


Abb. 8.2a IRM-Erwerbskurve der Probe M10-B

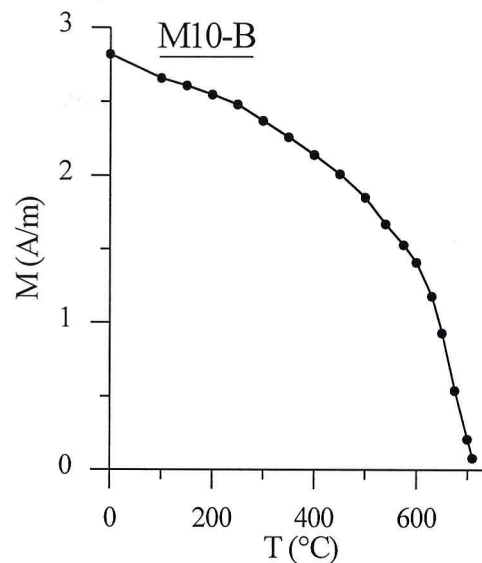


Abb. 8.2b Thermische Entmagnetisierung der Probe M10-B nach dem IRM-Erwerb

Die IRM zeigt auch hier (Abb. 8.2a) bei 1.5 T noch keine Sättigung. Dies spricht wieder für Hämatit mit einer breiten Verteilung der Korngrößen. Der Anstieg der IRM-Erwerbskurve erfolgt kontinuierlich, ohne daß sich eine Sättigung einer nieder- oder mittelkoerzitiven Komponente zeigt.

Auch die thermische Entmagnetisierung der Probe M10-B (Abb. 8.2b) bestätigt die Vermutung, daß die Remanenz fast ausschließlich von Hämatit getragen wird. Man beobachtet ein graduelles Abnehmen der Kurve, d.h. bei niedrigen Temperaturen ist die Abnahme gering. Erst bei Temperaturen von ca. 600°C strebt die Kurve immer steiler gegen Null. Die Entblockungstemperatur der härtesten Komponente ist dann mit ca. 700°C erreicht.

Die etwas steilere Abnahme bei einem Temperaturschritt von 100°C kann durch einen sehr geringen Anteil von Goethit verursacht werden. Seine Magnetisierung läßt sich jedoch bei diesen geringen Temperaturen entfernen, so daß sie keine Schwierigkeiten bei der Bestimmung der ChRM verursacht.

Die obersten vier Proben der Lokalität Beerfelden (B47 bis B50) wiesen bei der thermischen Entmagnetisierung zur Bestimmung der ChRM ein abweichendes Verhalten auf. Zum einen stieg die Suszeptibilität κ bei einem Temperaturschritt von 300°C sprunghaft um drei Zehnerpotenzen an, zum anderen war die NRM dieser Proben deutlich höher.

Zuerst wurden die IRM-Erwerbskurven dieser Proben gemessen. Nach der anschließenden thermischen Abmagnetisierung mit Temperaturen bis zu 710°C wurden erneut IRM-Erwerbskurven gemessen, um eventuelle Umbildungen von Mineralien zu erkennen.

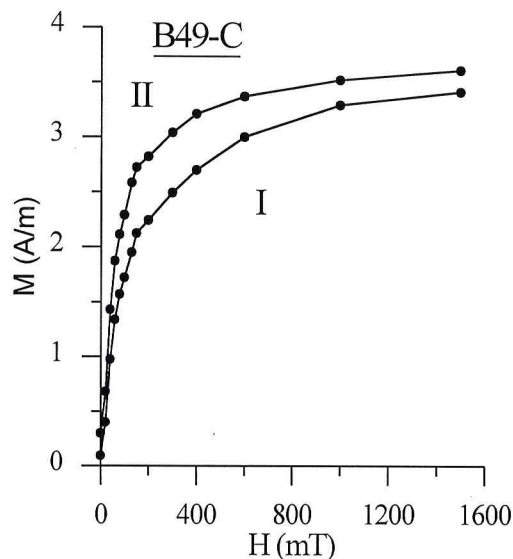


Abb. 8.3a IRM-Erwerbskurven der Probe B49-C

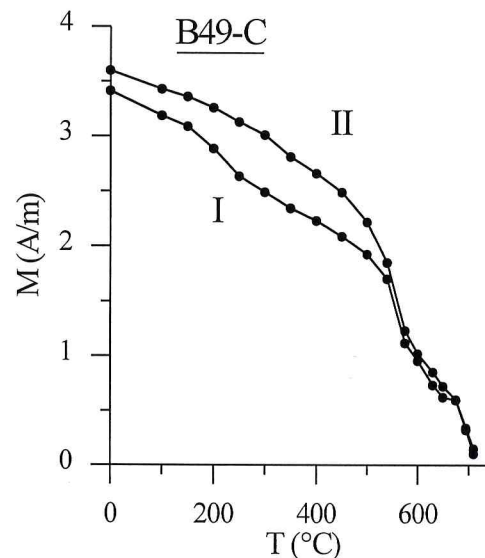


Abb. 8.3b Thermische Entmagnetisierung der Probe B49-C nach dem IRM-Erwerb.

Kurve I : vor einer thermischen Behandlung

Kurve II: nach einer thermischen Behandlung mit Temperaturen bis zu 710°C

Abb. 8.3a und Abb. 8.3b zeigen dieses Verhalten von Probe B49-C. Die Kurve I der unbehandelten Probe läßt auf ähnliche Zusammensetzung der ferromagnetischen Mineralien wie Probe B36-D (Abb. 8.1a,b) schließen.

Erst beim Erhitzen der Probe über 300°C entsteht eine niedrigkoerzitive Mineralphase, die bei der IRM-Erwerbskurve II als Magnetit identifiziert wird. Diese Phase erreicht bei Feldstärken H von 150 mT ihre Sättigung. Auch die maximale Blockungstemperatur von 575°C (Abb. 8.3b) spricht deutlich für Magnetit. Damit läßt sich der große Anstieg der Suszeptibilität bei Temperaturen über 300°C erklären.

Hämatit kommt als Quelle für den neugebildeten Magnetit nicht in Frage, da bei diesen Temperaturen eine Reduktion des Hämatits unter Luftsauerstoff nicht möglich ist. Dies erkennt man auch am gleichen Verlauf der Entmagnetisierungskurven bei Temperaturen über 575°C.

STEPHENSEN (1967) interpretiert die gleiche Beobachtung als Magnetitproduktion aus eisenreichen Silikaten. Bei den Abmagnetisierungsversuchen zur Bestimmung der ChRM konnte ab Temperaturen von über 400°C ein starkes Schwanken in der Größe, sowie in der Richtung der Remanenz beobachtet werden. Dies deutet auf die Bildung einer hoch viskosen Mineralienphase hin. Deshalb liegt die Vermutung nahe, daß die entstandenen Magnetitkörner kleine SD-Teilchen nahe dem Zustand des Superparamagnetismus sind, da sie besonders kleine Relaxationszeiten besitzen.

Weiterhin von Interesse waren gesteinsmagnetische Untersuchungen an Proben, mit denen versucht wurde, sie chemisch zu entmagnetisieren. Das erste chemische Verfahren war dabei das Lösen ferromagnetischer Mineralien mit konzentrierter Salzsäure HCl. Das Ziel bestand in der Vernichtung der magnetischen Information, die durch sekundäres Hämatitpigment getragen wird. Gesteinsmagnetische Messungen an so behandelten Proben zeigen folgendes Ergebnis.

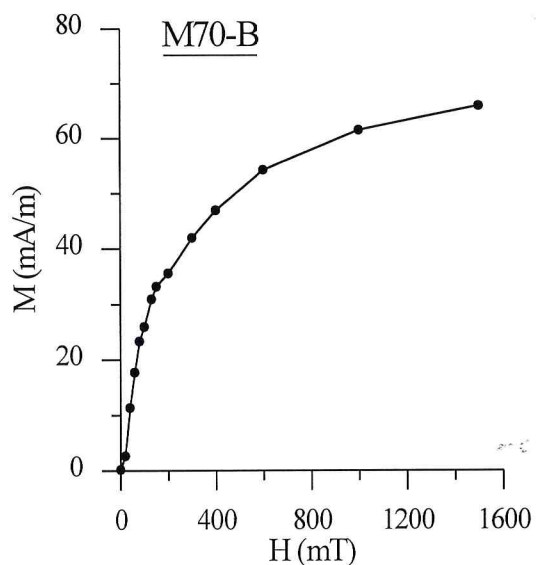


Abb. 8.4a IRM-Erwerbskurve der Probe M70-B nach 168 Stunden in konzentrierter HCl

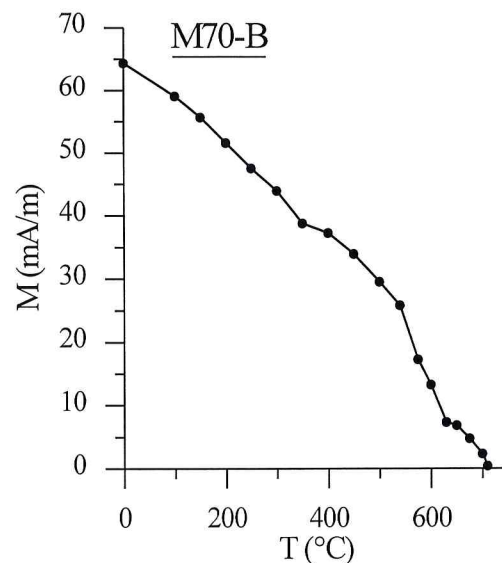


Abb. 8.4b Thermische Entmagnetisierung der Probe M70-B nach dem IRM-Erwerb

Die Stärke der remanenten Magnetisierung betrug bei Probe M70-B nach einer Behandlungszeit von 168 Stunden mit konzentrierter HCl gerade noch 20% der NRM. Abb. 8.4a und 8.4b zeigen den Bestand der nicht gelösten ferromagnetischen Mineralien. In der IRM-Erwerbsskurve sieht man die Sättigung einer niederkoerzitäven Komponente bei einer Feldstärke H von 150 mT. Der weitere Verlauf zeigt einen graduellen Anstieg, wobei bei Feldstärken von 1.5 T noch keine Sättigung erfolgt.

Erst mit Abb. 8.4b erhält man ein genaueres Bild. Die niederkoerzitive Komponente ist Magnetit mit Entblockungstemperaturen zwischen 400°C und 600°C. Die etwas höheren Werte deuten auf eine Maghemitisierung des Magnetits hin. Bei der hochkoerzitäven Phase handelt es sich um Hämatit, aber ein Teil dieser Magnetisierung wird wahrscheinlich auch von Goethit getragen. Entblockungstemperaturen bis 300°C sprechen weiterhin für Hämo-Ilmenite.

Der Verlauf der Intensität während der thermischen Entmagnetisierung der Schwesterprobe M70-A zeigt die selben charakteristischen Entblockungstemperaturen. Hämatit ist hingegen mit einem wesentlich höheren Anteil vertreten. Deshalb ist bei dieser chemischen Methode davon auszugehen, daß vor allem die kleinen, sekundären Hämatitkörner des Zements entfernt werden.

Die zweite chemische Entmagnetisierung besteht in der Behandlung der Proben mit einem starken Reduktionsmittel. Eine Lösung von Natriumdithionit ($\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$) wird mit Na-Citrat und Na-Hydrogencarbonat auf einen pH-Wert von 7 gepuffert. Bei Zimmertemperatur wird diese Lösung für mehrere Stunden durch die Proben gepreßt. Das dreiwertige Eisen des Hämatits wird dabei in zweiwertiges, wasserlösliches überführt. Magnetit soll bei diesen Temperaturen hingegen für wesentlich längere Zeiträume stabil sein (KIRSCHVINK, 1981). Durchgesägte Proben zeigen aber, daß nur der äußerste Rand gebleicht ist, also keine wahre Penetration stattfindet. Entsprechend zeigen die Messungen der remanenten Magnetisierung nach Behandlungszeiten von bis zu 43 Stunden nur eine Abnahme der NRM um ca. 10%. Deshalb wird hier auf eine ausführliche gesteinsmagnetische Untersuchung verzichtet.

8.2 $J_s(T)$ - Kurven

Die Messung der Sättigungsmagnetisierung J_s in Abhängigkeit von der Temperatur T dient der Bestimmung der Curie-Temperaturen ferromagnetischer Komponenten. Dazu wird eine Probe in ein inhomogenes Magnetfeld gebracht. In diesem erfährt sie eine Kraft, die proportional zu J_s und zum Produkt $H * dH/dx$ ist (SOFFEL, 1991). Ein entsprechender elektrischer Strom in einer Spule, die mit der Probe verbunden ist, kompensiert diese Kraft. Das elektrische Signal ergibt eine zu J_s proportionale Meßgröße.

Die Probe wird schrittweise bis auf eine Temperatur von 700°C erhitzt. Nach jedem Temperaturschritt wird J_s gemessen. Anschließend erfolgt die gleiche Messung bei der Abkühlung der Probe auf 100°C.

In den folgenden Abbildungen der $J_s(T)$ -Kurven ist die Sättigungsmagnetisierung so normiert, daß J_s zum Beginn der Messung den Wert 1 besitzt. Daran sind auch die beiden Äste (Heizungs- und Abkühlungsast) der Kurve zu erkennen.

Abb. 8.5 zeigt das typische Verhalten von Proben, deren remanente Magnetisierung fast ausschließlich von Hämatit getragen wird.

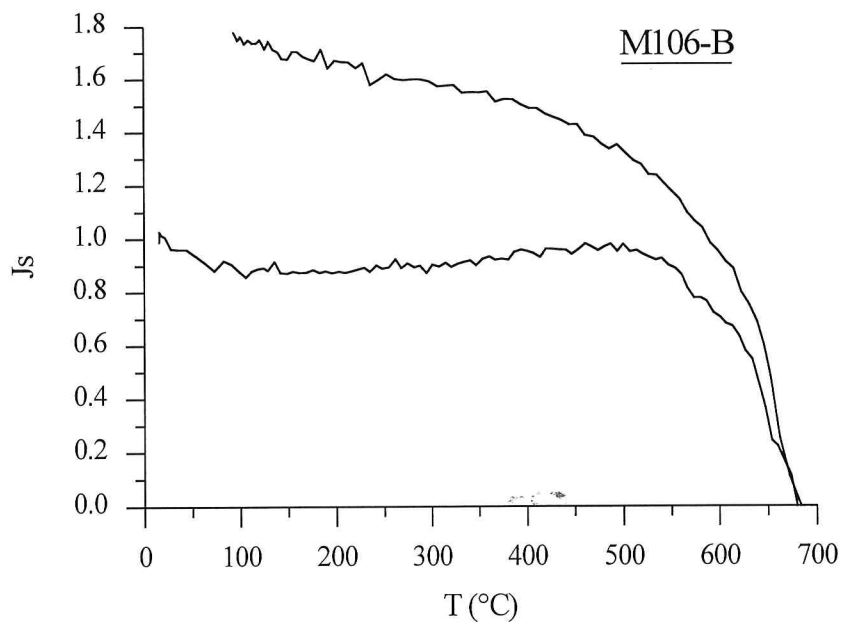


Abb. 8.5 $J_s(T)$ -Kurve der Probe M106-B

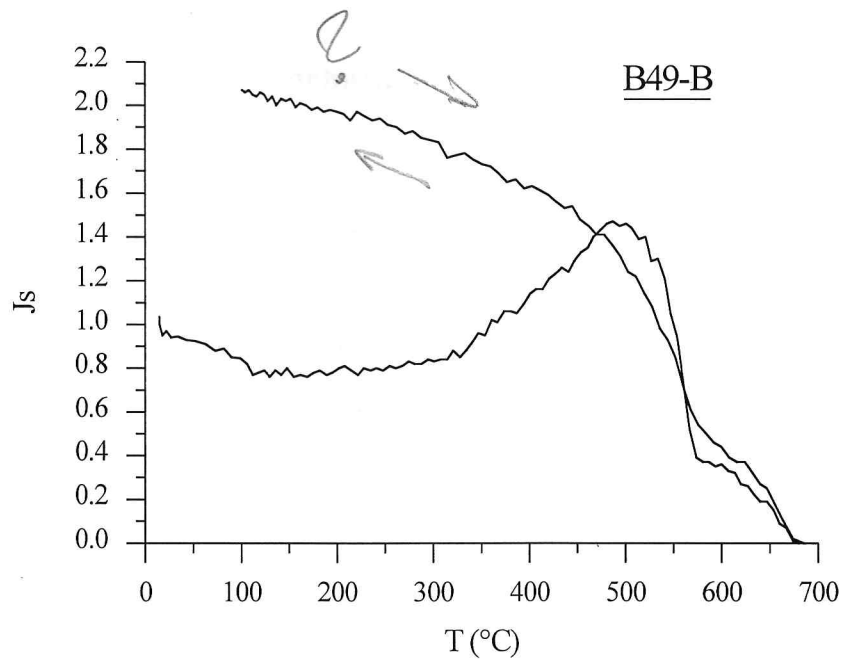
J_s verringert sich bis zu einer Temperatur von ca. 100°C. Eine Erklärung hierfür kann die Überschreitung der Curie-Temperaturen verschieden großer Goethiteilchen sein. Jedoch wird ein ähnliches Ergebnis für die paramagnetische Komponente erwartet, deren Sättigungsmagnetisierung sich gemäß dem Curie-Gesetz antiproportional zur Temperatur verhält.

Bis zu einer Temperatur von 150°C entspricht die Aufheizkurve dem erwarteten Verlauf für hämatitreiche Proben (COLLINSON, 1968). Anschließend findet in der Probe eine chemische Reaktion statt, die eine schwach magnetische in eine stärker magnetische Mineralphase umwandelt. Dies könnte eine Dehydration von Goethit nach Hämatit oder Magnetit sein. Eine ähnliche Beobachtung machten DEER ET AL. (1966). Vielleicht handelt es sich aber auch um den Zerfall von Tonmineralien.

Diese Umwandlungen sind bei 500°C beendet und die Aufheizkurve fällt wieder. Dabei können zwei Komponenten getrennt werden. Die erste Curie-Temperatur liegt bei 575°C und wird von einem geringen Anteil an Magnetit verursacht. Bei 680°C ist auch die Magnetisierung der Hauptkomponente Hämatit zerstört.

Die Abkühlkurve zeigt ein typisches Verhalten von Gesteinen, die als einziges ferromagnetisches Mineral Hämatit besitzen. Da die chemischen Reaktionen beim Erhitzen irreversibel sind, hat die Probe dadurch einen höheren Gehalt an Hämatit erhalten und J_s liegt deutlich über jener der Aufheizkurve. Auch der Magnetit muß zu Hämatit oxidiert sein, da in der Abkühlkurve keine signifikante Steigerung von J_s unterhalb Temperaturen von 575°C beobachtet werden kann.

Die Proben B47 bis B50 zeigen bei den IRM-Erwerbsskurven, sowie deren Entmagnetisierung ein deutlich anderes Verhalten (siehe Abb. 8.3a,b). Die daraus gezogenen Schlüsse können auch aus den $J_s(T)$ -Kurven gezogen werden, wie es Abb. 8.6 für die Probe B49-B exemplarisch zeigt.

Abb. 8.6 $J_s(T)$ -Kurve der Probe B49-B

Auch hier erkennt man einen Abfall von J_s bei der Heizkurve bis zu einer Temperatur von etwa 100°C . Die Interpretation ist die gleiche wie bei Probe M106-B (Abb. 8.5). Hier zeigt sich ebenfalls der Beginn einer chemischen Reaktion beim weiteren Heizen. Doch anders als bei Probe M106-B bildet sich hier im großen Maße Magnetit. Zwischen 300°C und 500°C verdoppelt sich die Sättigungsmagnetisierung. Wird die Probe weiter erhitzt, kommt der ursprüngliche und neu gebildete Magnetit in die Nähe seiner Curie-Temperatur. Bis 575°C sieht man den steilen Abfall der Heizkurve. Die restliche Magnetisierung wird von Hämatit getragen. Bei dessen Curie-Temperatur von 675°C ist J_s gleich Null.

Die Abkühlkurve zeigt, daß ein kleiner Teil des Magnetits zu Hämatit oxidiert sein muß. Dies erkennt man daran, daß zwischen 700°C und 575°C die Abkühl- über der Aufheizkurve liegt. Entsprechend sieht man das Defizit von J_s des Magnetits bei der Abkühlung. Als weitere Quelle für den gebildeten Hämatit kommt auch die Oxidation von Goethit in Frage.

8.3 SIRM / κ - Verhältnis

Nach der Methode von THOMPSON & OLDFIELD (1986) läßt sich durch das Verhältnis der Sättigungsremanenz SIRM zur magnetischen Volumenssuszeptibilität κ eine Unterscheidung zwischen Hämatit und Magnetit als Remanenzträger treffen. Stellt Magnetit den Hauptanteil, so lassen sich mit diesem Verhältnis auch Aussagen über dessen Verteilung der Korngrößen machen. Typische SIRM/ κ -Werte von Magnetit sind 10 kA/m oder bei größeren MD-Teilchen auch etwas geringer. Davon deutlich zu unterscheiden ist Hämatit mit Werten von ca. 1000 kA/m.

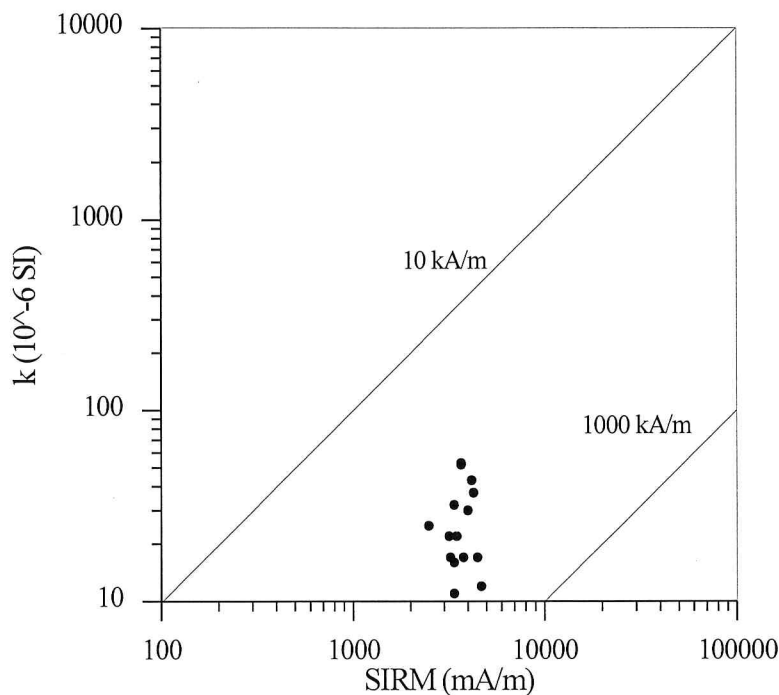


Abb. 8.7 Das Verhältnis von SIRM zu κ von Proben beider Lokalitäten

Alle gemessenen SIRM/ κ -Werte liegen zwischen denen, die typisch für Magnetit und Hämatit sind. Eine gewisse Korrektur zu höheren SIRM-Werten muß vorgenommen werden, da nicht alle Proben eine Sättigung der IRM bei den zur Verfügung stehenden Feldern erfahren konnten. Es bleibt jedoch die Beobachtung, daß beide Mineralphasen vorhanden sind. Der größere Teil der Remanenzträger stellt aber Hämatit.

Eine andere Darstellung zur Unterscheidung zwischen Magnetit mit verschiedenen Korngrößen und Hämatit liefert das Verhältnis von $SIRM/\kappa$ zu Remanenzkoerzitivkraft H_{CR} (BRADSHAW & THOMPSON, 1985).

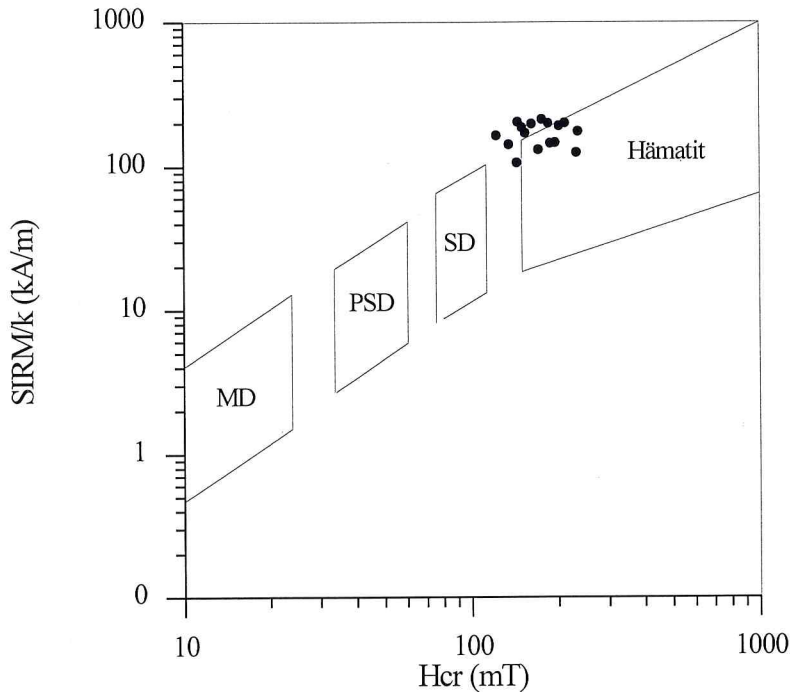


Abb. 8.8 Verhältnis $SIRM/\kappa$ zu H_{CR} mehrerer Proben beider Lokalitäten

Aus dieser Darstellung (Abb. 8.8) geht deutlich hervor, daß hauptsächlich Hämatit der Träger der magnetischen Remanenz ist. Magnetit spielt hingegen eine eher untergeordnete Rolle. Die generell hohen $SIRM/\kappa$ -Werte zeigen weiterhin, daß kaum superparamagnetische Teilchen vorhanden sind.

8.4 Hysteresekurven

ENTWEDER: VFT-WAAGE ODER VFTB

An der vftb-Waage in Niederlippach wurde von mehreren Proben die Hysteresekurve erstellt, um damit wichtige Parameter der Gesteinsmagnetik zu bestimmen. Von besonderem Interesse dabei sind Sättigungsremanenz J_R und -magnetisierung J_S . Deren Verhältnis, sowie das von Remanenzkoerzitivkraft H_{CR} zur Koerzitivkraft H_C , liefern ein wichtiges Kriterium zur Bestimmung der Korngrößen magnetischer Mineralien (DAY ET AL., 1977). Die Definitionen dieser Größen findet man z.B. bei SOFFEL (1991).

GILT ABER
NUR BEI
MAGNETIT!

Wird ein äußeres Feld an die Probe angelegt, so reagieren darauf sowohl die ferromagnetischen, wie auch die para- und diamagnetischen Komponenten. Zur Bestimmung der gesteinsmagnetischen Parameter müssen die Steigungen der Kurven jenseits von J_S ermittelt und anschließend von den Hystereseschleifen subtrahiert werden. So korrigierte Kurven stellen nur den ferromagnetischen Anteil dar.

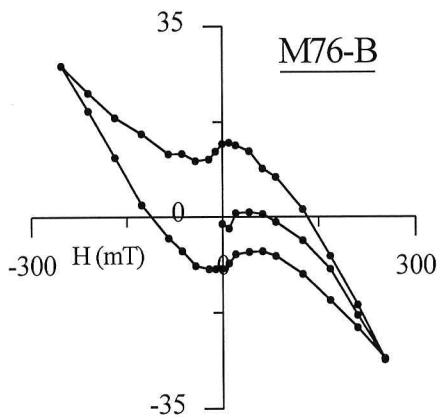


Abb. 8.9a Hystereseschleife der Probe M76-B

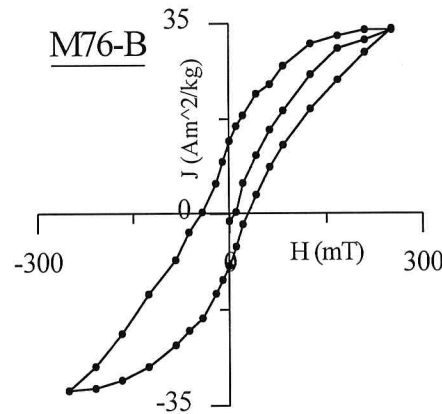


Abb. 8.9b Um den diamagnetischen Anteil korrigierte Hystereseschleife

Aus der korrigierten Hystereseschleife sind die folgenden Parameter ablesbar:

$$J_S = 33.5 \text{ Am}^2/\text{kg}$$

$$J_R = 13.5 \text{ Am}^2/\text{kg}$$

$$H_C = 40 \text{ mT}$$

Die Remanenzkoerzitivkraft H_{CR} kann so nicht aus der Hystereseschleife abgelesen werden. Sie wurde mit einer backfield-Messung bestimmt. Dabei wird eine mit J_R magnetisierte Probe in ein schrittweise größeres Magnetfeld entgegengesetzter Richtung gebracht und anschließend die Magnetisierung gemessen. Die Feldstärke, bei der diese Null ergibt, nennt man Remanenzkoerzitivkraft H_{CR} . Für Probe M76-B ergab sich damit ein Wert von 147 mT.

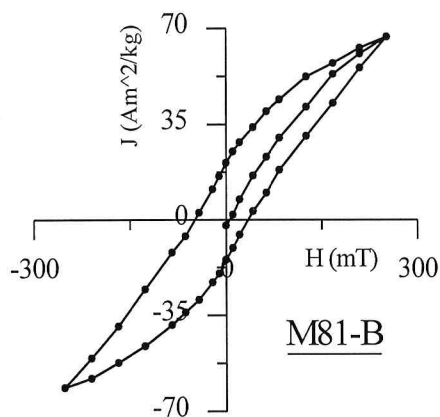


Abb. 8.10a Hystereseschleife der Probe M81-B

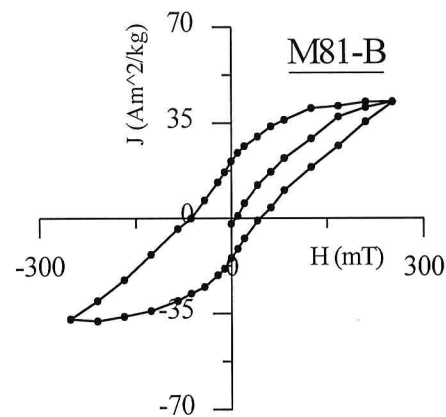


Abb. 8.10b Um den paramagnetischen Anteil korrigierte Hystereseschleife

Die Probe M81-B zeigt neben einem ferromagnetischen Anteil einen paramagnetischen. Hier muß zur Bestimmung der Hystereseparameter ebenfalls die Korrektur um diesen Anteil vorgenommen werden. Es ergeben sich folgende Parameter:

$$J_s = 42.8 \text{ Am}^2/\text{kg}$$

$$J_R = 20.9 \text{ Am}^2/\text{kg}$$

$$H_C = 63 \text{ mT}$$

$$H_{CR} = 164 \text{ mT} \quad (\text{aus der backfield-Kurve})$$

Die meisten Hystereseschleifen zeigen in ihrem mittleren Bereich eine Einschnürung. ROBERTS ET AL. (1995) und CHANNELL (1994) erkannten mehrere Bedingungen, die zu solchen Hystereseschleifen führen. Grundsätzlich müssen mindestens zwei Komponenten mit verschiedenen Koerzitivkräften vorhanden sein. Das können

Verteilungen der Korngrößen eines ferromagnetischen Minerals sein. Nach ROBERTS ET AL. (1995) ist es am wahrscheinlichsten, daß es sich dabei um eine superparamagnetische und eine SD-Komponente handelt. Aber auch eine Komposition von z.B. Magnetit und Hämatit kann Ursache dafür sein. Vermutlich spielt beides eine Rolle.

8.5 Viskositätsversuche

Das Kriterium für die Stabilität der NRM ist die Relaxationszeit der ferromagnetischen Mineralien. Sie ist abhängig von der Größe, so wie der Form (siehe Formel 5.1). Enthält das Gestein eine hochviskose Komponente, erwirbt diese im Laufe der Zeit eine VRM parallel zum herrschenden Erdfeld. Träger einer VRM sind vor allem kleine SD-Teilchen und superparamagnetische Partikel. Aber auch sehr große MD-Teilchen können eine hohe magnetische Viskosität besitzen. UNKLAR

Handelt es sich bei den Trägern der VRM um hochkoerzitive Mineralien, wie zum Beispiel Hämatit oder Goethit, können diese sehr stabil gegenüber Entmagnetisierungsversuchen sein und damit die Bestimmung der ChRM verhindern. Da bei einigen Proben bei der thermischen Abmagnetisierung als einzige Komponente eine, zum heutigen Erdfeld parallele, identifiziert werden kann, wurde an einigen Proben Viskositätsversuche vorgenommen.

Den Proben wurde zuerst mit einem Feld der Stärke 1.5 T eine IRMs in der z-Richtung aufgeprägt. Anschließend wurden sie im Erdfeld so gelagert, daß dieses Feld zur IRM antiparallel ist. Dann wurde in mehreren Zeitintervallen die verbleibende isothermale Remanenz (IRM) gemessen.

Bei den Proben B06-A und M53-A konnte bei der thermischen Entmagnetisierung der Anteil der NRM, welcher der Richtung des heutigen Erdfelds entspricht, schon bei geringen Temperaturen entfernt werden. Die Schwesterproben M53-B und B06-C zeigen entsprechend eine geringe Viskosität. Nach 336 Stunden betrug die IRM noch 87% bzw. 88% der ursprünglichen aufgeprägten IRM. Aufgrund dieser Beobachtung ist davon auszugehen, daß der größte Teil der ferromagnetischen Partikel im Korngrößenbereich der großen SD-, der PSD- und kleinen MD-Teilchen vorliegt.

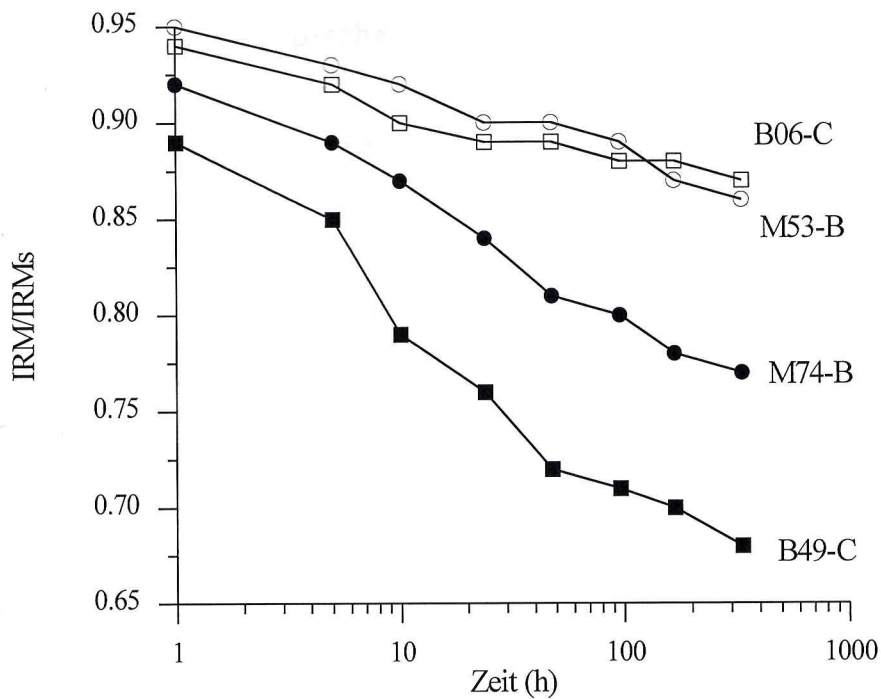


Abb. 8.11 Die Abnahme der IRM im Laufe der Zeit

Ein anderes Verhalten zeigen die Proben M74-A und M74-B. Bei der thermischen Entmagnetisierung von M74-A konnte als einzige Komponente der NRM die zum heutigen Feld parallele nachgewiesen werden. Dementsprechend zeigt M74-B eine größere Viskosität. Nach 336 Stunden nahm die IRM auf 77% des Startwertes ab. Hier sind die Träger der NRM vermutlich kleine SD-Teilchen mit Relaxationszeiten innerhalb der Meßzeit (KENT & LOWRIE, 1974).

*DOCH
EHER MD*

Die Probe B49-C gehört zu denen der Lokalität Beerfelden, die generell anderes Verhalten zeigen. Nach dem Aufheizen dieser Probe auf 700°C wurde an ihr die Viskosität untersucht. Die IRM geht nach 336 Stunden auf 68% zurück. Diese große Viskosität wird mit der neu gebildeten Mineralphase erklärt. Die aus eisenreichen Silikaten entstandenen Magnetitkörner sind vermutlich superparamagnetisch und besitzen deshalb die kurzen Relaxationszeiten.

Daher werden bei den Proben B47 bis B50 bei der thermischen Abmagnetisierung bei Temperaturen zwischen 300°C und 600°C große Schwankungen in der Richtung der Remanenz beobachtet. Deshalb ist es nicht möglich, von diesen Proben die ChRM zu bestimmen.



Abb. 8.13 Auflichtmikroskopie der Probe M13-B (600fache Vergrößerung, unpolarisiertes Licht)



Abb. 8.14 Auflichtmikroskopie der Probe M13-B (600fache Vergrößerung, polarisiertes Licht)

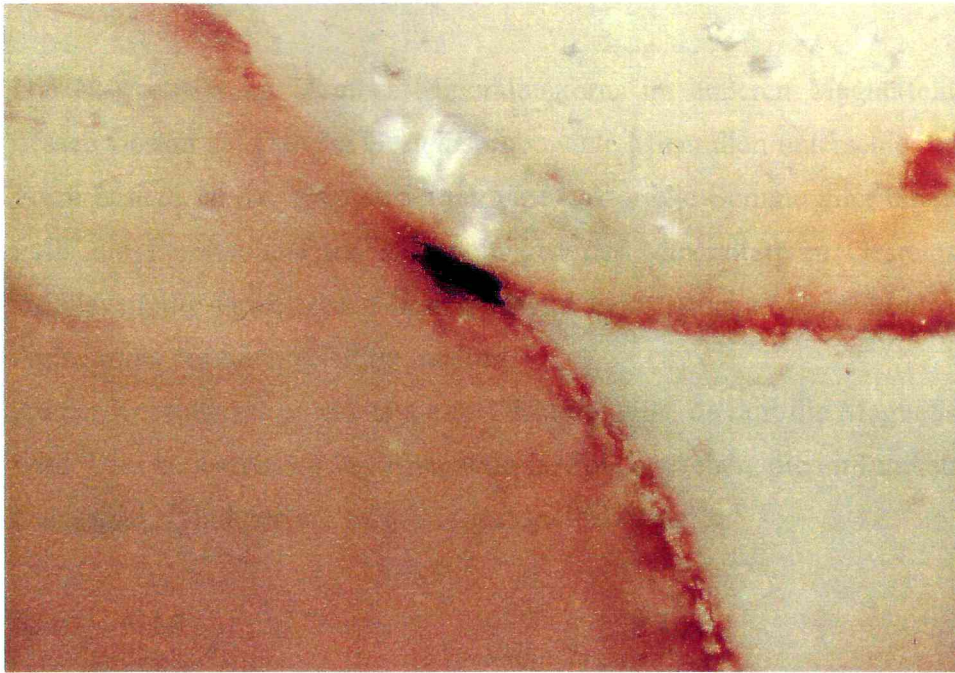


Abb. 8.15 Auflichtmikroskopie der Probe M77-B (800fache Vergrößerung)

In Abb. 8.12 und Abb. 8.15 sieht man deutlich, daß die Zwischenräume der einzelnen Quarzkörner mit feinem Hämatitpigment gefüllt sind. Diese besitzen oft so kleine Korngrößen, daß sie entweder superparamagnetisch sind oder den SD-Zustand besitzen. Angeschliffene Hämatitkörner leuchten bei Auflicht hell auf. Liegen sie jedoch unter einer durchsichtigen Quarzschicht, so besitzen sie eine rötliche Farbe.

Die Abbildungen 8.13 und 8.14 zeigen den selben Ausschnitt der Probe M13-B. Bei unpolarisiertem Licht erkennt man nur wenige durch Hämatit verursachte Lichtreflexe. Bei polarisiertem Licht hingegen wird deutlich, daß der gesamte Zwischenraum zwischen den Quarzkörnern mit feinstem Pigment gefüllt ist.

Größere primäre Hämatite oder Magnetite konnten bei diesen Untersuchungen jedoch nicht identifiziert werden.

8.7 Anisotropie der Suszeptibilität

Die Magnetisierung M eines Mineralienkorns im äußeren Magnetfeld H hängt von dessen Gestalt ab. Da eine Gesteinsprobe viele Mineralien unterschiedlicher Größe und Form besitzt, ist die Magnetisierung eine vektorielle Summe aller einzelner Momente. Falls die Formen und die Einregelungen der Mineralien im Gesteinsverband keine zufallsverteilte Orientierung besitzen, wird beim Anlegen eines Magnetfeldes H eine Anisotropie der Suszeptibilität meßbar.

An der Kornoberfläche entsteht eine Diskontinuität, da dort die Magnetisierung ~~zu~~ Null wird. Dies bedeutet, daß freie magnetische Pole entstehen, die im Inneren des Korns das Gegenfeld H_d induzieren. Es gilt folgende Beziehung:

$$H_d = - N M \quad (8.7.1)$$

Dabei ist der Entmagnetisierungsfaktor N formabhängig. H_d ist proportional zu M und antiparallel zu H . Für ein idealisiertes elliptisches Korn mit den Achsen $x > y > z$ gilt:

$$N_x < N_y < N_z \quad (8.7.2)$$

$$N_x + N_y + N_z = 1 \quad (8.7.3)$$

Diese Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität wird meßbar, wenn die Magnetisierung der Probe ⁱⁿ von verschiedenen Richtungen aus bestimmt wird. Wird das äußere Feld H in x -Richtung an die Probe gelegt, wird dieses wegen des antiparallelen Feldes H_{dx} zu H_x reduziert:

$$H_x = H - H_{dx} = H - \kappa N_x H_x \quad (8.7.4)$$

$$M_x = \kappa H_x = \kappa H / (1 + \kappa N_x) \quad (8.7.5)$$

Entsprechendes gilt für die y - und z -Achse des Ellipsoids. Aufgrund der Achsenverhältnisse $x > y > z$ folgt (8.7.6):

$$\Delta \kappa_{xy} = \kappa / (1 + \kappa N_x) - \kappa / (1 + \kappa N_y) = \kappa^2 (N_y - N_x) / (1 + \kappa N_x) (1 + \kappa N_y)$$

Entsprechendes gilt für $\Delta \kappa_{yz}$ und $\Delta \kappa_{xz}$. Bei isotropen Mineralien ist M parallel zu H. Für anisotrope gilt diese einfache Beziehung nicht mehr, sondern:

$$M_x = \kappa_{xx} H_x + \kappa_{xy} H_y + \kappa_{xz} H_z \quad (8.7.7)$$

$$M_y = \kappa_{yx} H_x + \kappa_{yy} H_y + \kappa_{yz} H_z \quad (8.7.8)$$

$$M_z = \kappa_{zx} H_x + \kappa_{zy} H_y + \kappa_{zz} H_z \quad (8.7.9)$$

Dabei handelt es sich um einen symmetrischen Tensor 2. Ordnung ($\kappa_{ij} = \kappa_{ji}$). Mit diesem Tensor läßt sich nun eine Hauptachsentransformation nach dem Jacobi-Iterationsverfahren durchführen und die zugehörigen Eigenwerte berechnen. Die längste Achse des Ellipsoids wird mit k_1 , die mittlere mit k_2 und die kürzeste mit k_3 bezeichnet. Ursachen für eine Anisotropie der Suszeptibilität sind entweder eine Formanisotropie der Körner oder eine Anisotropie der Kristallstruktur, die sogenannte magnetokristalline Anisotropie.

Für die Beziehungen und Verhältnisse zwischen den Hauptachsen werden in der Literatur verschiedene Bezeichnungen definiert (HROUDA, 1982). Die einfachen Achsenverhältnisse werden folgendermaßen bezeichnet:

$$P_1 = k_1 / k_3 \quad (8.7.10)$$

$$P_2 = k_1 / k_2 \quad (8.7.11)$$

$$P_3 = k_2 / k_3 \quad (8.7.12)$$

Als Parameter für den Grad der planar-parallelen Ausrichtung dient die Foliation F:

$$F = 100 (k_2 - k_3) / k_m (\%) \quad (8.7.13)$$

mit der mittleren Suszeptibilität $k_m = (k_1 + k_2 + k_3) / 3$

Die Lineation L zeigt den Grad der Anisotropie in der Ebene der maximalen Suszeptibilität an. Hohe L-Werte weisen auf einen hohen Ausrichtungsgrad der k_1 -Achse in der Foliationsebene hin. Die Definition von L lautet:

$$L = 100 (k_1 - k_2) / k_m (\%) \quad (8.7.14)$$

Als letzter Anisotropieparameter sei die Abplattung A genannt:

$$A = F/L = (k_2 - k_3)/(k_1 - k_2) \quad (8.7.15)$$

Ist A größer 1, so ist das Ellipsoid oblat. Bei Werten kleiner 1 spricht man von einer prolaten Form.

Von 27 Proben aus beiden Lokalitäten wurde die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität (AMS) gemessen. Nach der Berechnung der Hauptachsen zeigt sich folgende Verteilung von den Richtungen maximaler (gefüllte Dreiecke) und minimaler Suszeptibilität (offene Kreise):

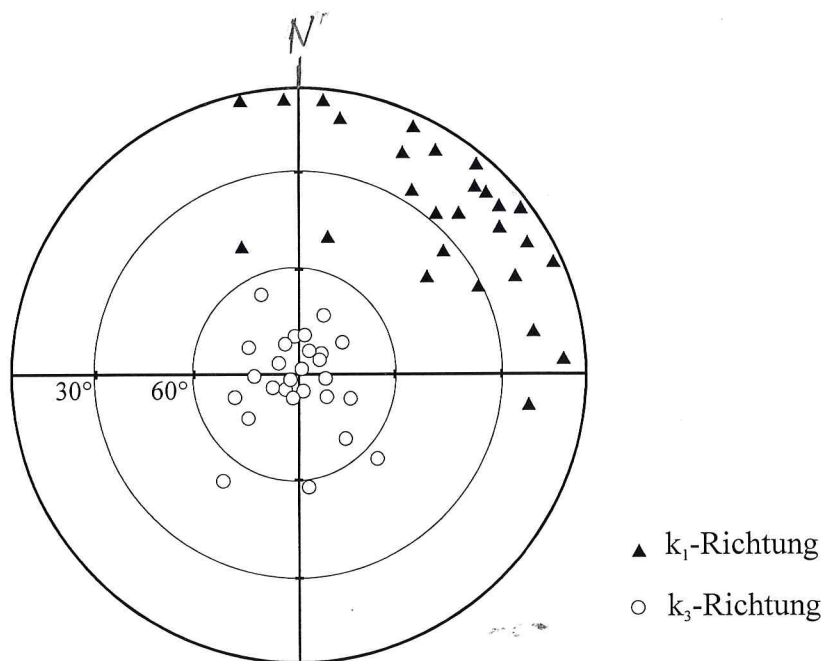


Abb. 8.16 Richtungen maximaler und minimaler Suszeptibilität von 27 Proben ^{DER} beider Lokalitäten
BEINFELDEN UND MARGARETHENSCHLUCHT

Die Verteilung der k_1 -Achsen reicht in der horizontalen Ebene von ca. 340° bis 100° mit einer deutlichen Häufung bei ungefähr 50° . Dies spiegelt die Schüttungsrichtungen während der Sedimentation wider. Größere Winkel in der vertikalen Ebene stammen hauptsächlich von Proben aus schräg geschichteten Horizonten. Sie zeigen maximale Werte von 50° . Auch hier ist vermutlich die Lage der Sedimentationsebene, sowie die Fließrichtung für die AMS verantwortlich. Die k_3 -Achsen stehen entsprechend senkrecht auf der Sedimentationsebene.

Für das Achsenverhältnis P_1 von maximaler zu minimaler Suszeptibilität zeigen sich Werte zwischen 1.03 und 1.14. Für die Lineation L ergeben sich Werte zwischen 1.01 und 1.06. Bei Proben mit großen Lineationswerten lassen sich große Strömungsgeschwindigkeiten während der Sedimentation annehmen, da hier die Ausregelung der magnetischen Mineralien groß ist.

Da die AMS in die Fließrichtung während der Sedimentation zeigt, ist hier von keiner späteren Beanspruchung des Gesteins auszugehen. Daher sollte es bei der Bestimmung der ChRM durchaus möglich sein, die primäre Magnetisierung zu isolieren.

9 Statistische und mathematische Grundlagen

Bei der experimentellen Bestimmung des Remanenzvektors treten Fehler auf, die eine Vielzahl von Ursachen haben können. Deshalb ist es notwendig, ein angepaßtes statistisches Verfahren bei der Interpretation der Meßdaten zu verwenden, um über die Zuverlässigkeit der Ergebnisse zu urteilen.

9.1 S_m/M - Parameter

Die Messung des Remanenzvektors wird auf ein probeninternes Koordinatensystem bezogen, wie es in Abb. 9.1 dargestellt wird.

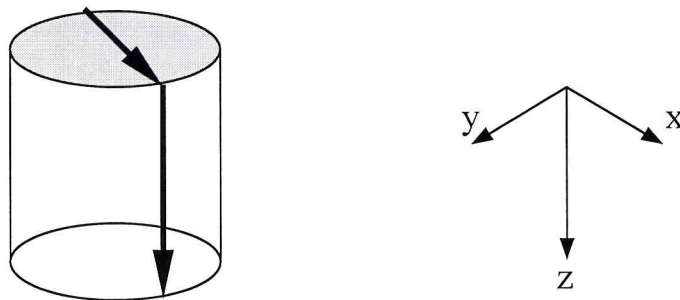


Abb. 9.1 Probeninternes kartesisches Koordinatensystem (x,y,z) . Die Mantellinie z ist parallel zur Bohrrichtung. Die x -Richtung weist bei der Probenentnahme nach oben.

Jede Komponente des Remanenzvektors wird mehrfach gemessen und anschließend gemittelt. Damit werden statistische Schwankungen und Meßfehler minimiert.

Der von HARRISON (1980) definierte S_m/M -Parameter stellt ein quantitatives Maß für diesen Fehler dar. S_m ist hierbei die Standardabweichung und M der Betrag des Remanenzvektors. Beide setzen sich aus den drei rechtwinkligen Komponenten (x,y,z) folgendermaßen zusammen:

$$S_m^2 = (S_x^2 + S_y^2 + S_z^2) / 3 \quad (9.1.1)$$

$$M^2 = M_x^2 + M_y^2 + M_z^2 \quad (9.1.2)$$

S_i ist die Varianz und M_i die mittlere Intensität der i -ten Komponente ($i = x, y, z$). Unterhalb eines Grenzwertes von $S_m/M = 0.5$ ist das gewonnene Meßergebnis als zuverlässig zu bezeichnen (LOWRIE ET AL., 1980).

9.2 Fisher-Statistik

Aufgrund von Orientierungsfehlern bei der Probenentnahme, Säkularvariationen oder Abweichungen der Werte beim Meßvorgang unterliegen die gemessenen dreidimensionalen Remanenzvektoren immer einer gewissen Streuung. Um ein statistisches Maß für die Güte der Meßergebnisse zu bekommen, entwickelte FISHER (1953) das nach ihm benannte Analyseverfahren. Dieses ist im Prinzip eine Gauss-Statistik zur Berechnung der mittleren Richtung aus einer dreidimensionalen Verteilung von Vektoren.

Um eine gleiche Gewichtung der einzelnen Remanenzvektoren zu erzielen, wird die Intensität auf Eins normiert. D.h. alle für die statistische Berechnung herangezogenen Vektoren stellen Punkte auf einer Einheitskugel dar.

Zur Darstellung der Deklination D und Inklination I der Magnetisierungsrichtungen der i Proben wird das kartesische Koordinatensystem (l, m, n) benutzt:

$$\text{Nordkomponente } l_i = \cos D_i * \cos I_i \quad (9.2.1)$$

$$\text{Ostkomponente } m_i = \sin D_i * \cos I_i \quad (9.2.2)$$

$$\text{Vertikalkomponente } n_i = \sin I_i \quad (9.2.3)$$

Die gemittelten Remanenzrichtungen berechnen sich folgendermaßen:

$$D = \arctan\left(\frac{\sum m_i}{\sum n_i}\right) \quad (9.2.4)$$

$$I = \arctan\left(\frac{\sum n_i}{\sqrt{\sum l_i^2 + \sum m_i^2}}\right) \quad (9.2.5)$$

$$R = \sqrt{\sum l_i^2 + \sum m_i^2 + \sum n_i^2} \quad (9.2.6)$$

R ist hierbei die Vektorsumme der i Einheitsvektoren.

Die Wahrscheinlichkeitsdichte $D(\psi)$ auf der Einheitskugel wird wie folgt bestimmt:

$$D(\Psi) = \frac{k_0}{4\pi \cdot \sinh(k_0)} * e^{k_0 \cdot \cos(\Psi)} \quad (9.2.7)$$

mit ψ : Raumwinkel zwischen mittlerer Remanenzrichtung und gemessener Richtung

k_0 : Präzisionsparameter

Der Parameter k_0 ist ein Maß für die Streuung der Punkte auf der Einheitskugel. Ist k_0 dabei Null, so handelt es sich um eine absolute Zufallsverteilung. Bei einer exakten Übereinstimmung aller Punkte erhält k_0 den Wert unendlich.

Eine Abschätzung für die Signifikanz einer gemittelten Richtung liefert folgende ^{Näherung} Gleichung für den Präzisionsparameter k :

$$k = \frac{N-1}{N-R} \quad (9.2.8)$$

mit N : Anzahl der zur Berechnung benutzten Magnetisierungsrichtungen

R : Vektorsumme der N Einheitsvektoren

Je größer k , desto zuverlässiger ist die gemittelte Richtung. In der Paläomagnetik gelten ~~errechnete~~ ^{GEMITTELTE} Remanenzen mit k -Werten größer als 15 als signifikant.

Ein weiteres Maß für die Streuung stellt der halbe Öffnungswinkel α_{1-p} des Konfidenzkegels dar. Hierbei ist $1-p$ der Wert für die Wahrscheinlichkeit, daß die wahre Richtung der Remanenz innerhalb dieses Kegels liegt.

Für α_{1-p} gilt folgende Beziehung:

$$\cos(\alpha_{1-p}) = 1 - \frac{N-R}{R} * \left[\left(\frac{1}{p} \right)^{\frac{1}{N-1}} - 1 \right] \quad (9.2.9)$$

In der Paläomagnetik wird für p meistens der Wert 0.05 benutzt, so daß die wahre Richtung mit einer Wahrscheinlichkeit von 95% innerhalb des Konfidenzkegels liegt.

Da die Remanenzvektoren im probeninternen Koordinatensystem gemessen werden (siehe Abb. 9.1), müssen diese durch eine Kernkorrektur in das geographische Koordinatensystem der Erde transformiert werden. Bei ^{VERKIPPTEN} tektonisch beanspruchten Schichten muß zusätzlich eine Schichtlagenkorrektur der geographisch korrigierten Werte durchgeführt werden. Damit werden die Remanenzvektoren in die ursprünglich horizontale Lage bei der Sedimentation transformiert. Die Schichten des Buntsandsteins sind jedoch nur mit ca. zwei Grad in südöstlicher Richtung gegen die Horizontale gekippt, so daß in diesem Fall auf die Schichtlagenkorrektur verzichtet werden kann.

9.3 Berechnung des virtuellen geomagnetischen Pols (VGP)

Aus den bestimmten Werten der Deklination D und Inklination I der (primären) Magnetisierungsrichtungen läßt sich die scheinbare Pollage (VGP) berechnen. Dazu wird angenommen, daß das Magnetfeld der Erde im zeitlichen Mittel in erster Näherung ein axiales Dipolfeld ist. Neben den berechneten Werten des Remanenzvektors sind zusätzlich die geographischen Koordinaten des Probenortes (Länge λ in °E und Breite Φ in °N) erforderlich.

Zuerst wird der Winkel zwischen Paläopol und dem Probenort bestimmt:

$$p = \arctan\left(\frac{2}{\tan I}\right) \quad (9.3.1)$$

mit p : Co-Breite

I : gemessene Inklination des Remanenzvektors

Die Paläobreite Φ des Probenortes errechnet sich mit folgender Formel:

$$\Phi = \arctan\left(\frac{\tan I}{2}\right) \quad (9.3.2)$$

Nun lassen sich die geographischen Koordinaten des VGP berechnen. Für dessen Länge λ' und Breite Φ' gilt:

$$\Phi' = \arcsin(\sin\Phi * \cos p + \cos\Phi * \sin p * \cos D) \quad (9.3.3)$$

mit $-90^\circ < \Phi' < 90^\circ$

$$\lambda' = \lambda + \beta \quad \text{falls } \cos p > \sin\Phi * \sin\Phi' \quad (9.3.4a)$$

$$\lambda' = \lambda + 180^\circ - \beta \quad \text{falls } \cos p < \sin\Phi * \sin\Phi' \quad (9.3.4b)$$

mit $\beta = \arcsin(\sin p * \sin D / \cos\Phi')$

$$-90^\circ < \beta < 90^\circ$$

$$0^\circ < \lambda < 360^\circ$$

Für den berechneten VGP muß wieder eine Fehlerabschätzung vorgenommen werden. Dazu wird zuerst die Fisher-Statistik an den Remanenzvektoren durchgeführt. Anschließend läßt sich der Fehler dp der Breite β' und der Fehler dm der Länge λ' des VGP folgendermaßen berechnen:

$$dp = \frac{\alpha_{95}}{2} * (1 + 3 * \cos^2 p) \quad (9.3.5)$$

$$dm = \alpha_{95} * \frac{\sin p}{\sin I} \quad (9.3.6)$$

10 Bestimmung der charakteristischen Remanenz (ChRM)

Die Remanenz eines Gesteins setzt sich aus einzelnen Komponenten zusammen, die zu unterschiedlichen Zeiten gebildet wurden. Ziel einer paläomagnetischen Arbeit ist es, durch geeignete Entmagnetisierungsverfahren (siehe Kapitel 11) diejenige Komponente zu isolieren, welche das Gestein primär bei dessen Bildung erworben hat. Es wird davon ausgegangen, daß dies die Komponente der NRM ist, welche sich am stabilsten gegenüber einer Abmagnetisierung zeigt. Sie wird mit ChRM bezeichnet und spiegelt die Richtung des geomagnetischen Feldes zur Bildungszeit wider.

Durch chemische Reaktionen kann jedoch zu einem späteren Zeitpunkt eine CRM entstehen, die sich stabiler als die primäre Remanenz verhält. Beim Buntsandstein verursacht die Bildung von Hämatitpigment durch Oxidation teilweise dieses Problem.

10.1 Darstellung der Remanenzvektoren

Zur Bestimmung der stabilen Richtung bedient man sich einer graphischen Darstellung der Entmagnetisierungsschritte. In der Paläomagnetik werden zu diesem Zweck zwei Verfahren benutzt.

Im Schmidtschen Netz (SCHMIDT, 1925) werden die Durchstoßpunkte der Richtungsvektoren durch eine Einheitskugel in einer flächentreuen Projektion dargestellt. Dabei werden Richtungen mit positiver Inklination mit geschlossenen Kreisen, solche mit negativer Inklination mit offenen Kreisen symbolisiert. Die einzelnen Schritte werden anschließend miteinander verbunden. Diese Darstellung empfiehlt sich besonders dann, wenn zwei Komponenten mit sich überlappenden Intervallen der Blockungstemperaturen bestehen. Da es hierbei nicht möglich ist, eine Komponente ohne die andere komplett zu entmagnetisieren, verlaufen im Schmidtschen Netz die Remanenzvektoren entlang eines Großkreises. Dabei kann es sein, daß sich kein stabiler Endpunkt zeigt.

Eine weitere Darstellung stellt das Zijderveld-Diagramm dar (ZIJDERVELD, 1967). Der Vorteil dieser Methode besteht darin, daß auch die Intensität der Remanenz gezeigt wird.

In einem kartesischen Koordinatensystem werden dabei die Nord- gegen die Ostkomponente und die Vertikal- gegen die Ost- oder Nordkomponente aller Abmagnetisierungsschritte aufgetragen. Die Projektionen in der Nord-Ost-Ebene werden durch geschlossene Kreise symbolisiert. Entsprechend werden die Vertikal-Projektionen mit offenen Kreisen dargestellt.

Damit ergibt sich die Möglichkeit, den Differenzvektor zwischen zwei Schritten zur Analyse der Remanenz zu benutzen (HOFFMANN & DAY, 1978).

Besteht die NRM einer Probe aus mehreren Komponenten, so weicht der Verlauf der Entmagnetisierungskurve von einer Ursprungsgeraden ab. Je nach Überlappung der Blockungstemperaturen lassen sich die einzelnen Komponenten der NRM graphisch voneinander trennen. Außerdem stellt der Intensitätsverlauf bei der thermischen Abmagnetisierung das Spektrum der Blockungstemperaturen dar. Bei einer Entmagnetisierung im Wechselfeld erhält man auf diese Art das Spektrum der Koerzitivkräfte.

10.2 Mehrkomponentenanalyse

Um neben einer graphischen Beurteilung im Zijderveld-Diagramm auch eine mathematische Möglichkeit zur Berechnung der Komponenten zu bekommen, stellte KIRSCHVINK (1980) eine Hauptkomponentenanalyse (Principle Component Analysis, PCA) vor. Diese Methode ist besonders dann zu empfehlen, wenn aufgrund von Überlappungen der Intervalle der Blockungstemperaturen eine Auswertung mit konvergierenden Großkreisen keine Ergebnisse liefert.

Bei der PCA werden im dreidimensionalen Vektorraum die Endpunkte der Entmagnetisierungsschritte auf ihre Koplanarität oder ihre Kolinearität untersucht. Durch eine lineare Transformation wird das probeninterne Koordinatensystem in ein orthogonales umgewandelt. Diese muß der Geometrie der Vektoren nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate angepaßt sein. Die maximale, mittlere und minimale Standardabweichung liefert die Achsen des neuen Systems. Die Varianzen in den

Eine weitere Darstellung stellt das Zijderveld-Diagramm dar (ZIJDERVELD, 1967). Der Vorteil dieser Methode besteht darin, daß auch die Intensität der Remanenz gezeigt wird.

In einem kartesischen Koordinatensystem werden dabei die Nord- gegen die Ostkomponente und die Vertikal- gegen die Ost- oder Nordkomponente aller Abmagnetisierungsschritte aufgetragen. Die Projektionen in der Nord-Ost-Ebene werden durch geschlossene Kreise symbolisiert. Entsprechend werden die Vertikal-Projektionen mit offenen Kreisen dargestellt.

Damit ergibt sich die Möglichkeit, den Differenzvektor zwischen zwei Schritten zur Analyse der Remanenz zu benutzen (HOFFMANN & DAY, 1978).

Besteht die NRM einer Probe aus mehreren Komponenten, so weicht der Verlauf der Entmagnetisierungskurve von einer Ursprungsgeraden ab. Je nach Überlappung der Blockungstemperaturen lassen sich die einzelnen Komponenten der NRM graphisch voneinander trennen. Außerdem stellt der Intensitätsverlauf bei der thermischen Abmagnetisierung das Spektrum der Blockungstemperaturen dar. Bei einer Entmagnetisierung im Wechselfeld erhält man auf diese Art das Spektrum der Koerzitivkräfte.

10.2 Mehrkomponentenanalyse

Um neben einer graphischen Beurteilung im Zijderveld-Diagramm auch eine mathematische Möglichkeit zur Berechnung der Komponenten zu bekommen, stellte KIRSCHVINK (1980) eine Hauptkomponentenanalyse (Principle Component Analysis, PCA) vor. Diese Methode ist besonders dann zu empfehlen, wenn aufgrund von Überlappungen der Intervalle der Blockungstemperaturen eine Auswertung mit konvergierenden Großkreisen keine Ergebnisse liefert.

Bei der PCA werden im dreidimensionalen Vektorraum die Endpunkte der Entmagnetisierungsschritte auf ihre Koplanarität oder ihre Kolinearität untersucht. Durch eine lineare Transformation wird das probeninterne Koordinatensystem in ein orthogonales umgewandelt. Diese muß der Geometrie der Vektoren nach der Methode der kleinsten Fehlerquadrate angepaßt sein. Die maximale, mittlere und minimale Standardabweichung liefert die Achsen des neuen Systems. Die Varianzen in den

Achsenrichtungen stellen die Eigenwerte (λ_{\max} , λ_{int} , λ_{\min}) einer 3x3-Matrix dar. Sie lassen sich nach WATSON (1965) wie folgt berechnen: *FEHLT IN L.V.*

$$H = \begin{vmatrix} \sum (l_i * l_i) & \sum (l_i * m_i) & \sum (l_i * n_i) \\ \sum (m_i * l_i) & \sum (m_i * m_i) & \sum (m_i * n_i) \\ \sum (n_i * l_i) & \sum (n_i * m_i) & \sum (n_i * n_i) \end{vmatrix} \quad (10.2.1)$$

mit l_i , m_i , n_i : Achsenabschnitte der normierten Wertepunkte

Die aus dieser Matrix berechneten Eigenwerte λ_{\max} , λ_{int} , λ_{\min} dienen zur Unterscheidung des Entmagnetisierungsverlaufs:

- $\lambda_{\max} \gg \lambda_{\text{int}} = \lambda_{\min}$: Kollinearität. Die NRM besteht aus einer Komponente
- $\lambda_{\max} = \lambda_{\text{int}} \gg \lambda_{\min}$: Koplanarität. Die NRM besteht aus zwei Komponenten
- $\lambda_{\max} \gg \lambda_{\text{int}} \gg \lambda_{\min}$: dreidimensionale Kurve. Die NRM besteht aus mindestens drei Komponenten

Mit MAD (Maximum Angular Deviation) wird ein Winkel definiert, der die maximale Winkelabweichung für ein gegebenes Linienelement darstellt. Er ist eine Näherung des Fehlers, der beim Berechnen einer Ausgleichsgeraden entsteht. Ist die Ausgleichsgerade in einer Achsenrichtung um die Standardabweichung σ von der Achse entfernt, so berechnet sich der Wert von MAD folgendermaßen:

$$MAD = \arctan \sqrt{((\lambda_{\text{int}} + \lambda_{\min}) / \lambda_{\max})} \quad (10.2.2)$$

Für den Flächenpol eines Großkreises wird die maximale Winkelabweichung wie folgt berechnet:

$$MAD = \arctan \sqrt{\lambda_{\min} / \lambda_{\text{int}} + \lambda_{\min} / \lambda_{\max}} \quad (10.2.3)$$

Zur Berechnung der Remanenzkomponenten wurde das Programm PALMAG (MAIER & BACHTADSE, 1993) benutzt. Durch Betrachtung der linearen und planaren Teilstücke im Zijderveld-Diagramm werden die entsprechenden Entmagnetisierungsschritte, die zur Berechnung herangezogen werden, ausgewählt.

Zeigt eine Komponente zum Koordinatenursprung, so wird dieser als letzter Schritt mit in die Berechnung einbezogen. Ist dies nicht der Fall, werden die Segmente als subtrahiert, also frei berechnet. Bei jeder Analyse wird von PALMAG automatisch die maximale Winkelabweichung MAD bestimmt und daraufhin die Signifikanz der Richtung bewertet.

11 Paläomagnetische Messungen

Vor den Experimenten zur Bestimmung der ChRM wurde von allen Proben die NRM gemessen. Es zeigt sich, daß die NRM-Werte in einem Größenbereich zwischen 10^{-1} und 10^2 mA/m variieren. Diese geringen Magnetisierungen erfordern für Entmagnetisierungsversuche zur Bestimmung der ChRM das Messen am Kryogenmagnetometer, dessen untere Meßgrenze bei 0.03 mA/m liegt.

Die folgenden zwei Histogramme zeigen die Verteilung der NRM-Werte.

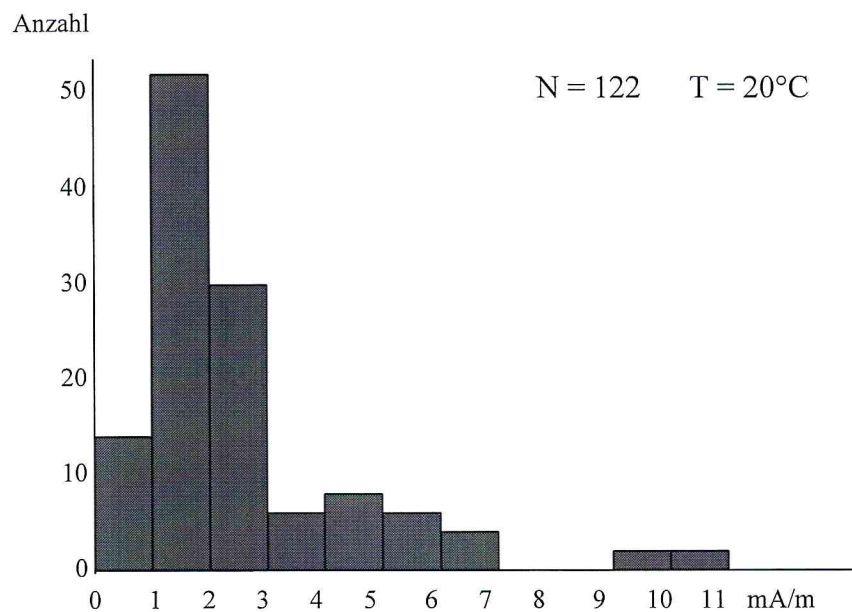


Abb. 11.1 Histogramm der NRM-Werte der Lokalität Mathildenschlucht

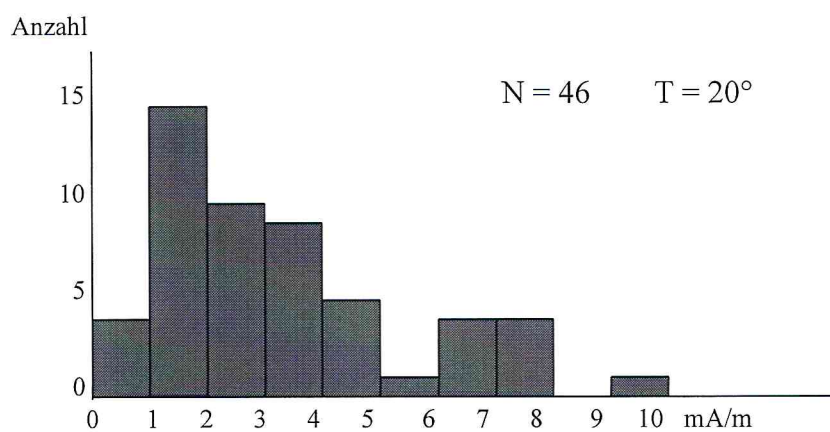


Abb. 11.2 Histogramm der NRM-Werte von der Lokalität Beerfelden

Die Abbildungen zeigen deutlich ein Maximum bei der Verteilung der NRM-Werte zwischen 1 und 2 mA/m. Es weisen jedoch insgesamt sechs Proben, die in den beiden Histogrammen nicht berücksichtigt werden können, eine signifikante Abweichung auf. Sie besitzen deutlich höhere NRM-Werte. So zeigt die Probe B49-A mit einem Wert von $1.63 \cdot 10^2$ mA/m die größte remanente Magnetisierung. Die Probe M87-C besitzt mit einer NRM von $5.4 \cdot 10^1$ mA/m den größten Wert aus der Mathildenschlucht.

An neun Proben aus der Mathildenschlucht werden progressive Entmagnetisierungsversuche mit Wechselfeldern bis zu 2500 mT vorgenommen. Es bestätigt sich die Vermutung, daß aufgrund zu hohen Gehalts an hochkoerzitativen magnetischen Mineralien, die maximale Feldstärke der Apparatur zu gering für diese Methode ist. Bei diesen Mineralien handelt es sich zum größten Teil um Hämatit, aber auch Goethit kann eine weitere Komponente darstellen.

Als wesentlich geeigneter erweist sich die thermische Entmagnetisierung. Bei allen Proben wird daraufhin die progressive thermische Methode mit Temperaturen bis maximal 700°C durchgeführt. Die Temperaturintervalle der jeweiligen Schritte werden flexibel gewählt. Bei 98 Proben wird außerdem nach jedem Temperaturschritt eine Messung der Suszeptibilität κ vorgenommen, da eine Veränderung dieses Wertes auf eine Mineralienumbildung schließen läßt. Die folgende Abbildung zeigt die Verteilung der ursprünglichen Suszeptibilität, vor einer thermischen Entmagnetisierung.

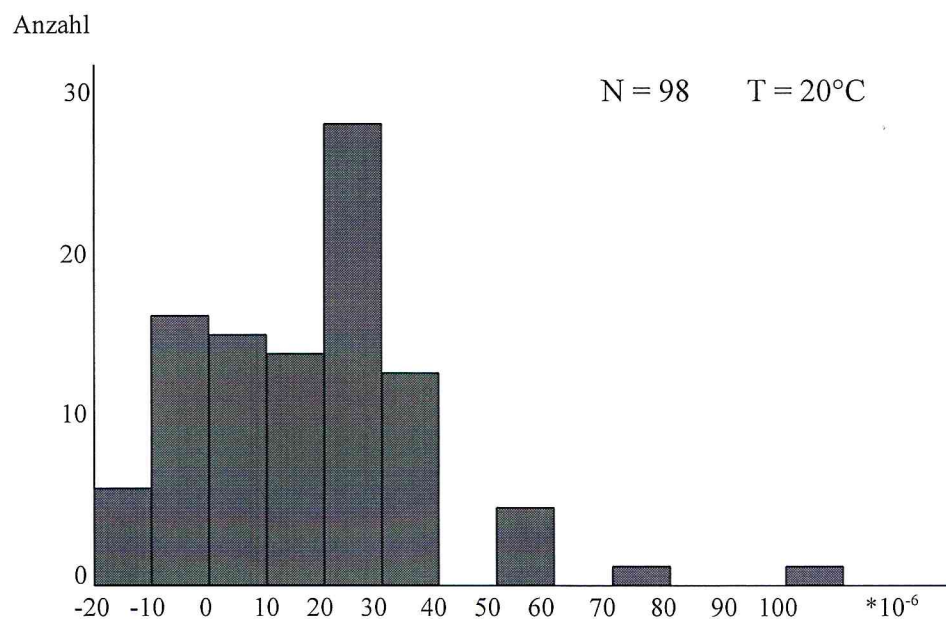


Abb. 11.3 Histogramm der Suszeptibilität κ von 98 Proben vor Beginn der thermischen Entmagnetisierung

Die Suszeptibilitätswerte sind durchweg sehr gering. Es besteht eine Korrelation zwischen dem Magnetitgehalt einer Probe und deren Volumenssuszeptibilität. Der Zusammenhang stellt das folgende Potenzgesetz im cgs-System dar (LINDSLEY ET AL., 1966):

$$k = 2.6 * 10^{-3} * p^{1.33} \quad (11.1)$$

k : Volumenssuszeptibilität
p : Volumenprozent von Magnetit

Die Werte zeigen danach bei den meisten Proben Volumenanteile an Magnetit von weit unter einem Promille. Etwa ein Viertel aller Proben weist sogar diamagnetisches Verhalten auf.

Die Suszeptibilitätswerte nach einer thermischen Entmagnetisierung von 300°C zeigen kaum Veränderungen. Nur die vier Proben von B47-A bis B50-A zeigen einen signifikanten Anstieg um drei Zehnerpotenzen. An diesen Proben werden ausführliche gesteinsmagnetische Untersuchungen vorgenommen (siehe Kapitel 8.1,2).

Die gesteinsmagnetischen Untersuchungen (siehe Kapitel 8), sowie die Ergebnisse der NRM- und Suszeptibilitätsmessungen lassen darauf schließen, daß Hämatit der Hauptträger der Remanenz ist. Dies wird von vielen Autoren für red beds postuliert, so z.B. von COLLINSON (1964), VAN HOUTEN (1963) und PICARD (1964).

12 Paläomagnetische Ergebnisse und Interpretationen

Durch thermische Entmagnetisierungsversuche von allen Proben können drei Komponenten der NRM isoliert werden. Die chemische Entmagnetisierung mit Salzsäure zeigt ähnliche Ergebnisse. Das Porenvolumen der Proben ist jedoch zu gering, so daß die Methode mit nicht ätzender $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_4$ -Lösung zu keinem Erfolg führt. Außerdem läßt sich aus den Mikroskopaufnahmen schließen, daß der zu lösende Hämatit fest von Quarz umschlossen wird. Auch scheitern die Versuche, niederkoerzitive Komponenten der NRM mit Hilfe von magnetischen Wechselfeldern zu entfernen. Dafür ist der Anteil an hochkoerzitiven Mineralien, hauptsächlich Hämatit, zu dominant.

Bei der thermischen Entmagnetisierung können sechs typische Verläufe erkannt werden. Sie werden exemplarisch an jeweils einem Vertreter dargestellt.

Die Probe B06-A (Abb. 12.1a-c) zeigt bis zu einer Temperatur von 550°C eine Komponente, deren Richtung dem heutigen Erdmagnetfeld entspricht. Aus dem Intensitätsverlauf der Abmagnetisierung wird ersichtlich, daß diese Komponente hauptsächlich von Magnetit getragen wird. Im weiteren Verlauf der Kurve wird dann die Magnetisierung von Hämatit entfernt. Sie weist eine negative Inklination I von -36° und eine Deklination D von 208° auf. Die so erkannte ChRM ist die primäre Magnetisierung, die Probe B06-A bei inverser Polarität des Erdfeldes während der Sedimentation erworben hat. Im Stereodiagramm sieht man, daß die Entmagnetisierung zuerst auf einem Großkreis zu dieser inversen Richtung läuft. Sie wird dann erreicht und bildet einen stabilen Endpunkt.

Ein ähnliches Verhalten zeigt Probe M89-A (Abb. 12.2a-c). Auch hier wird eine, dem heutigen Feld entsprechende Komponente der NRM von ferromagnetischen Mineralien mit Blockungstemperaturen unterhalb 550°C getragen. Die Hämatitphase zeigt wieder eine Komponente, die als triassisch mit inverser Polarität interpretiert wird. Sie erreicht im Stereodiagramm jedoch keinen stabilen Endpunkt, so daß sie hier mit der Methode der konvergierenden Großkreise zu $I = -44^\circ$ und $D = 148^\circ$ bestimmt wird.

Die Probe M71-A (Abb. 12.3a-c) ist ein Vertreter der Proben, deren ChRM eine triassische Richtung normaler Polarität zeigt. Bis zu einer Temperatur von 575°C wird eine Komponente entfernt, die der Richtung des heutigen Erdfeldes entspricht. Sie wird hauptsächlich durch Magnetit getragen. Auch hier trägt die Hämatitphase die primäre Magnetisierung. Sie ist sowohl im Zijderveld- als auch im Stereodiagramm zu erkennen. Mit der PCA wurde sie zu $I = 42^\circ$ und $D = 351^\circ$ bestimmt. Bei einer Temperatur von 700°C ist diese Komponente entmagnetisiert.

Probe M109-A ist ebenfalls ein typischer Vertreter von Proben, deren ChRM eine triassische Richtung normaler Polarität zeigt. Hier ist sie jedoch die einzige Komponente der NRM, bis auf eine kleine Bohrüberprägung. Diese wird aber schon beim ersten Temperaturschritt entfernt. Im Stereodiagramm erkennt man nur einen Cluster, was bei einer einzigen Komponente zu erwarten ist. Die Inklination I ergibt mit der PCA einen Wert von 44° . Aufgrund der Schüttungsrichtung in nordöstliche Richtung ergibt die Deklination D einen Wert von 15° . Diese Abweichung der Deklination wird durch die AMS unterstützt, was zusätzlich auf eine primäre Magnetisierung schließen läßt. Aus dem Intensitätsverlauf und dem Spektrum der Blockungstemperaturen wird ersichtlich, daß die ChRM zum großen Teil von Hämatit getragen wird.

Von was?

Nicht bei allen Proben kann eine primäre triassische Magnetisierung isoliert werden. M99-A ist dafür exemplarisch in Abb. 12.5a-c dargestellt. Als einziges ferro(i)magnetisches Mineral läßt sich aus dem Spektrum der Blockungstemperaturen Hämatit identifizieren. Dieser liegt jedoch in einer großen Verteilung der Korngrößen vor. Vermutlich ist hier primärer Magnetit oxidiert. Der so neu gebildete Hämatit ist Träger einer CRM, die der Richtung des heutigen Erdfeldes entspricht. Mit Hilfe der PCA berechnet sich diese Richtung zu $I = 67^\circ$ und $D = 359^\circ$. Bei einer Temperatur von 300°C ist eine Komponente entmagnetisiert, deren Deklination etwas östlicher liegt. Dabei handelt es sich vermutlich um eine VRM, die sich während des Bohrens oder der Lagerung der Probe gebildet hat.

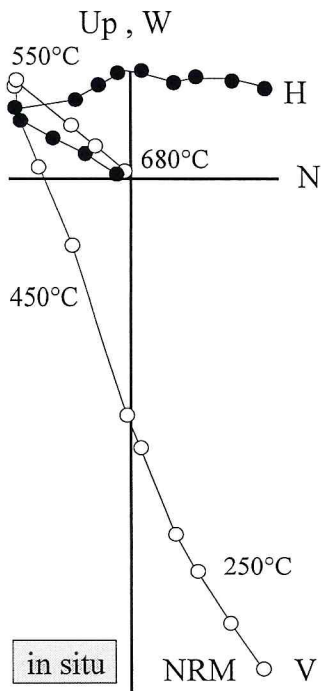


Abb.12.1a Zijderveld-Diagramm der Probe B06-A der thermischen Entmagnetisierung

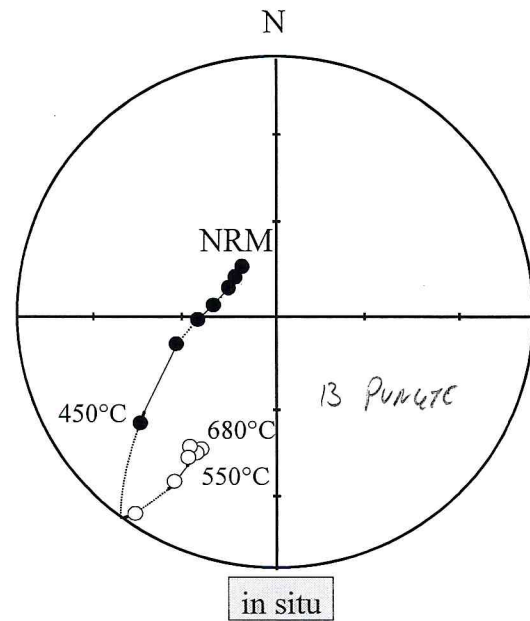


Abb. 12.1b Stereo-Diagramm der Probe B06-A der thermischen Entmagnetisierung

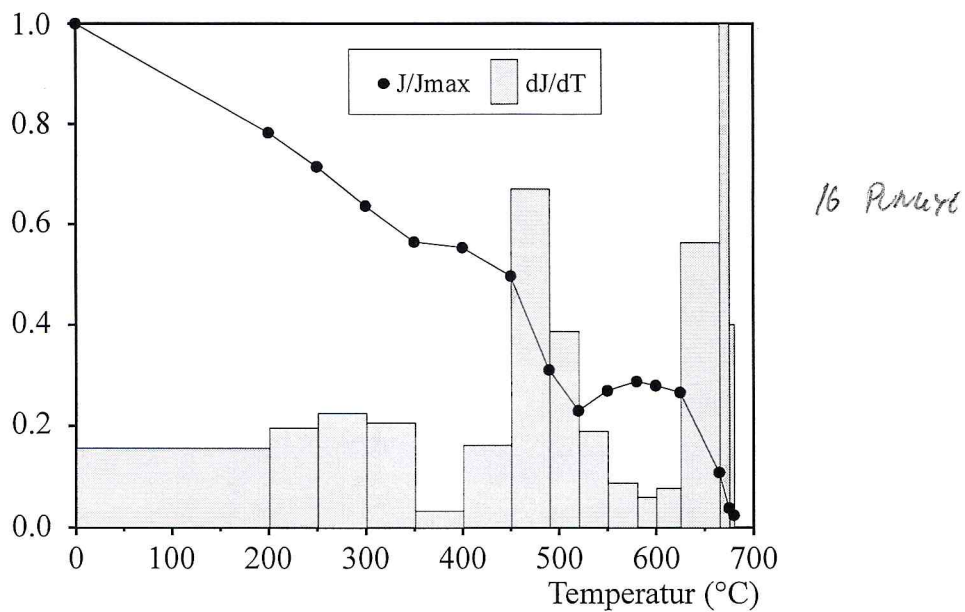


Abb. 12.1c Intensitätsverlauf der Magnetisierung von Probe B06-A während der thermischen Entmagnetisierung mit Spektrum der Blockungstemperaturen

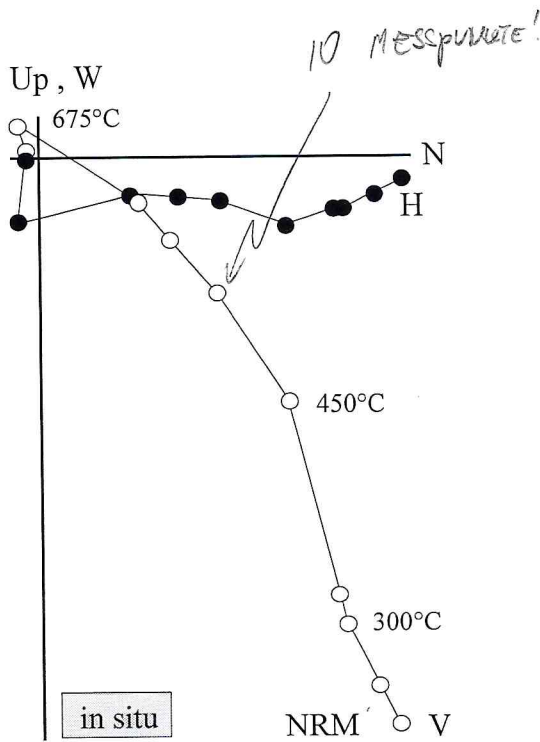


Abb.12.2a Zijderveld-Diagramm der Probe M89-A der thermischen Entmagnetisierung

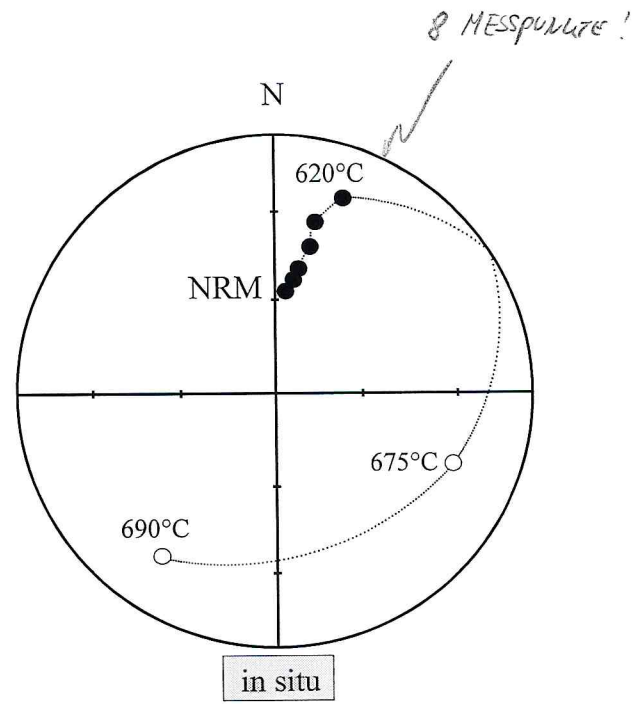


Abb. 12.2b Stereo-Diagramm der Probe M89-A der thermischen Entmagnetisierung

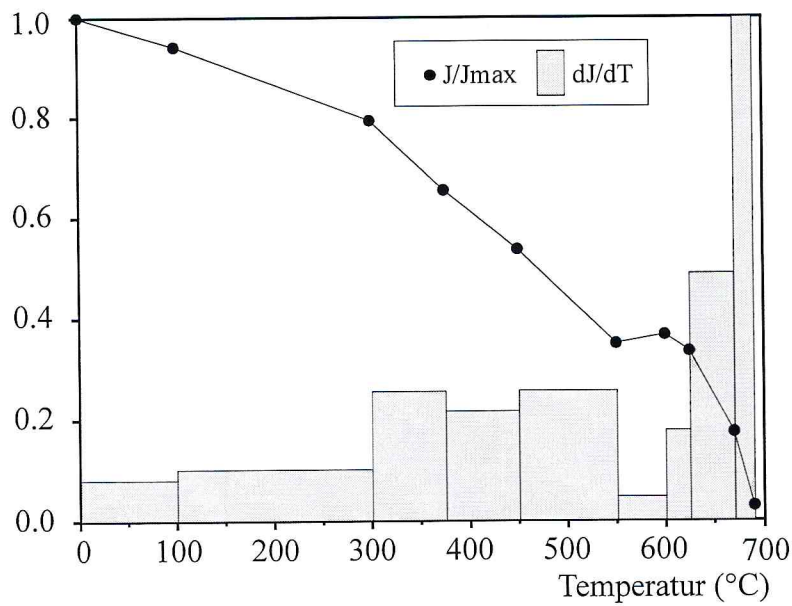


Abb. 12.2c Intensitätsverlauf der Magnetisierung von Probe M89-A während der thermischen Entmagnetisierung mit Spektrum der Blockungstemperaturen

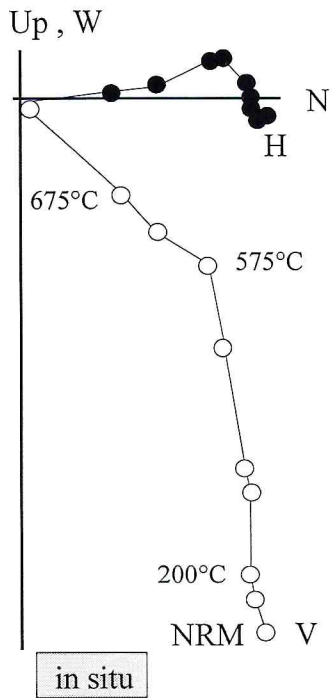


Abb.12.3a Zijderveld-Diagramm der Probe M71-A der thermischen Entmagnetisierung

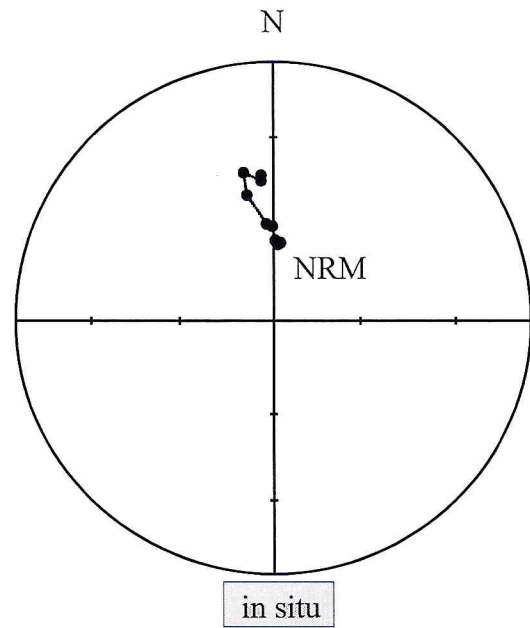


Abb. 12.3b Stereo-Diagramm der Probe M71-A der thermischen Entmagnetisierung

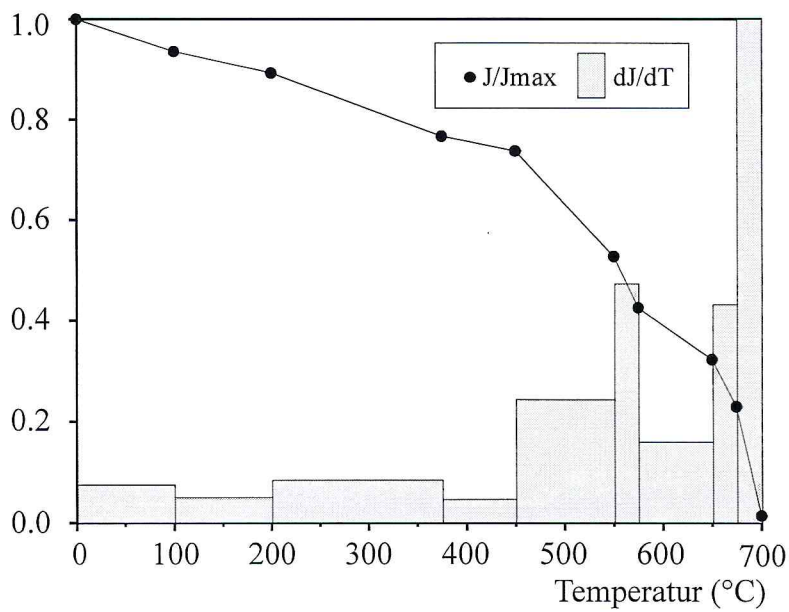


Abb. 12.3c Intensitätsverlauf der Magnetisierung von Probe M71-A während der thermischen Entmagnetisierung mit Spektrum der Blockungstemperaturen

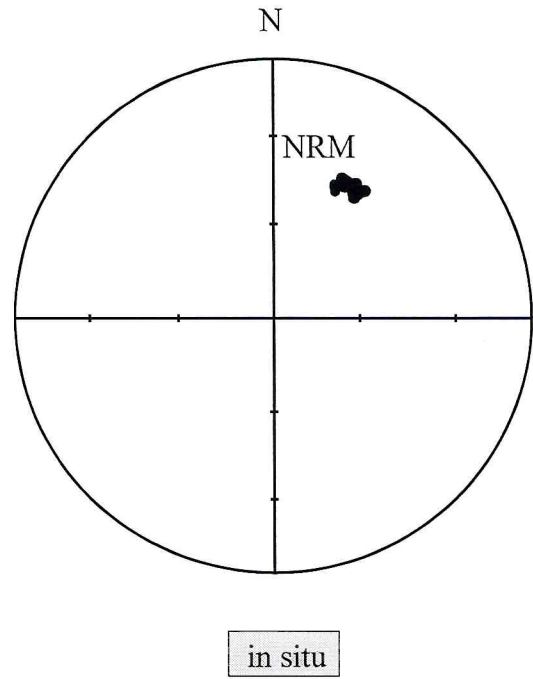
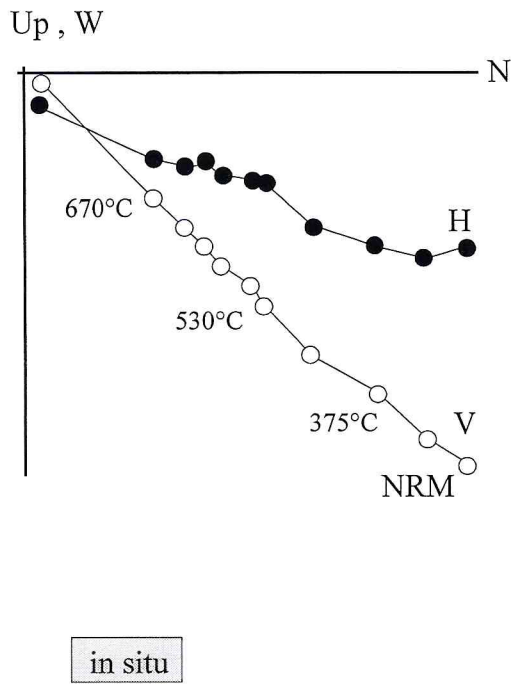


Abb.12.4a Zijderveld-Diagramm der Probe M109-A der thermischen Entmagnetisierung

Abb. 12.4b Stereo-Diagramm der Probe M109-A der thermischen Entmagnetisierung

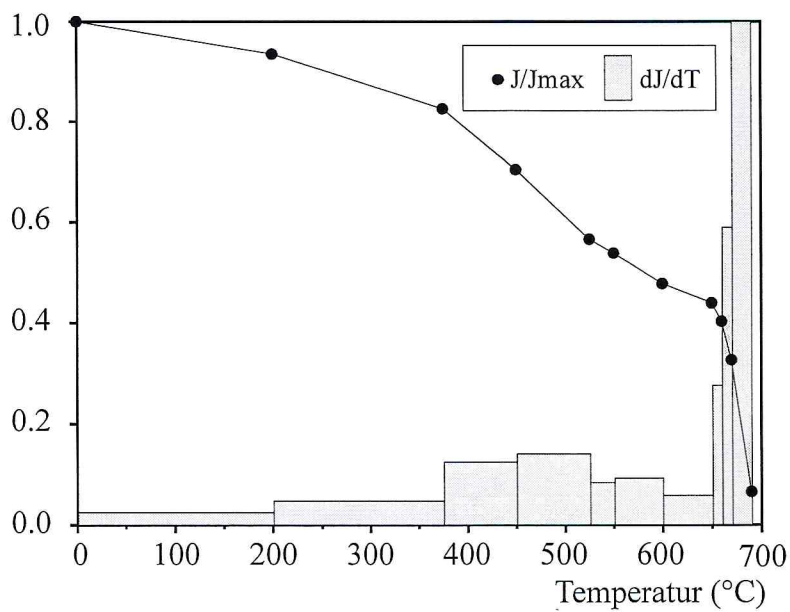


Abb. 12.4c Intensitätsverlauf der Magnetisierung von Probe M109-A während der thermischen Entmagnetisierung mit Spektrum der Blockungstemperaturen

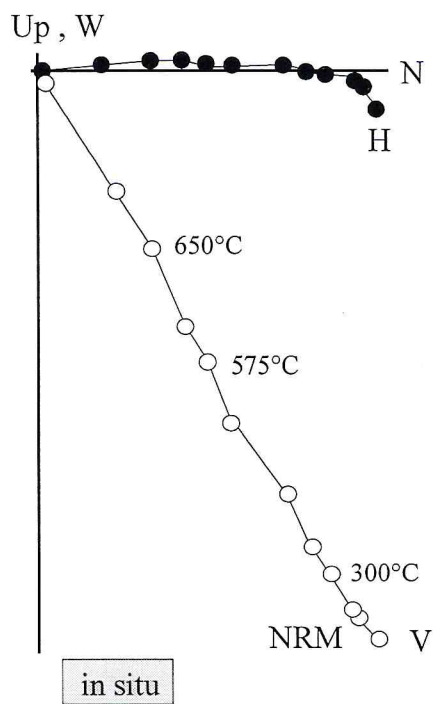


Abb.12.5a Zijderveld-Diagramm der Probe M99-A der thermischen Entmagnetisierung

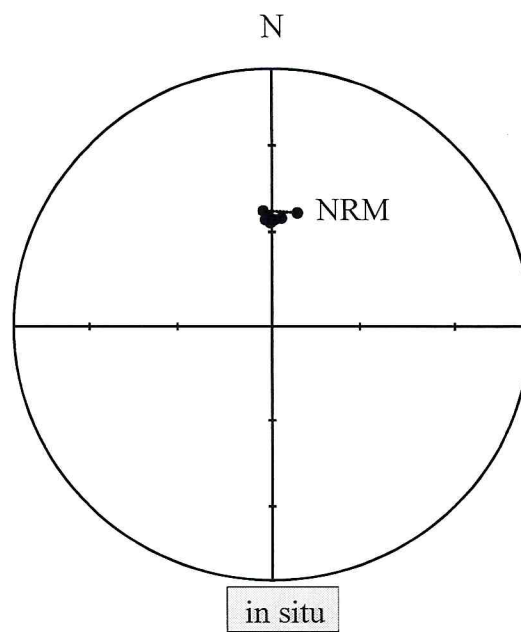


Abb. 12.5b Stereo-Diagramm der Probe M99-A der thermischen Entmagnetisierung

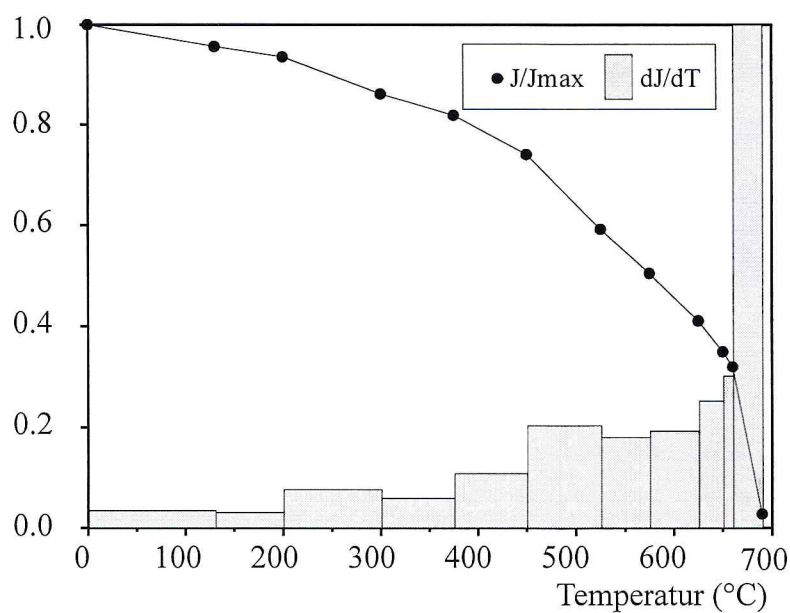


Abb. 12.5c Intensitätsverlauf der Magnetisierung von Probe M99-A während der thermischen Entmagnetisierung mit Spektrum der Blockungstemperaturen

Einige Proben zeigen bei der thermischen Entmagnetisierung ein chaotisches Bild. Aus ihnen läßt sich keinerlei Richtung der Magnetisierung bestimmen. Durch eine sehr viskose ferromagnetische Komponente bildet sich nach jedem Schritt der Entmagnetisierung eine VRM.

Mit der thermischen und chemischen Entmagnetisierung lassen sich insgesamt drei Komponenten der NRM isolieren. Sie werden im folgenden für beide Lokalitäten getrennt dargestellt.

12.1 Komponente A

Die geographischer Breite Φ und Inklination I hängen folgendermaßen voneinander ab:

$$\tan I = 2 \tan \Phi \quad (12.1.1)$$

Die Komponente A läßt sich in 26 Proben aus Beerfelden und 64 Proben aus der Mathildenschlucht identifizieren. Mit Formel 12.1.1 ist die Richtung dieser Magnetisierung parallel zum heutigen Erdfeld im Arbeitsgebiet. Für Beerfelden ergibt sich eine mittlere Inklination von 68.4° und eine mittlere Deklination von 2.8° (Abb. 12.6). Für die Mathildenschlucht wird $I = 67.1$ und $D = 1.3$ berechnet (Abb. 12.7). Die Streuung dieser Komponente ist sehr gering. Bei Temperaturen von 575°C ist Komponente A meist entfernt. Jedoch zeigt sie sich bei einigen Proben als die einzige Komponente der NRM.

12.2 Komponente B_i

Nach dem Entfernen der Komponente A konnte bei 25 Proben der Lokalität Beerfelden die Komponente B_i identifiziert werden (Abb. 12.8). Bei einer Paläobreite zwischen 22°N und 28°N (SCOTSE & GOLONKA, 1992) werden triassische Inklinationswerte

FÜR DAS UNTERSUCHUNGSBEIET

zwischen $\pm 38^\circ$ und $\pm 47^\circ$ erwartet (12.1.1). Damit handelt es sich bei Komponente B_i um eine primäre triassische Richtung inverser Polarität.

Diese Komponente wird bei allen Proben von detritischem Hämatit getragen. Sie zeigt bei 14 Proben einen stabilen Endpunkt, so daß sie mit Hilfe der PCA berechnet werden kann. Bei 11 Proben dieser Lokalität muß sie aus dem Schnitt von Großkreisen bestimmt werden, da dort keine stabilen Endpunkte erreicht werden. Die mittlere Richtung zeigt eine Inklination I von -23.6° und eine Deklination D von 170° . Die Deklinationen zeigen jedoch eine große Streuung. Da deren Verteilung auf einem Kleinkreis liegt, lassen sich als Ursache die Strömungsrichtungen während der Sedimentation sehen. Deshalb zeigt die errechnete mittlere Richtung keine Signifikanz ($\alpha_{95} = 17.5$, $k = 3.6$). Allerdings kann dies auch als Indiz für eine primäre Magnetisierung angeführt werden.

Die Inklinationen zeigen deutlich negative Werte an. Jedoch weichen auch sie vom erwarteten Wert ab. Dies läßt sich damit erklären, daß eine DRM öfters geringere Inklinationen zeigt (siehe Kapitel 5.1). Zusätzlich können noch Reste der Komponente A, getragen durch eine junge CRM, überlagert sein.

Von der Lokalität Mathildenschlucht zeigen 21 Proben die Komponente B_i . Von ihnen besitzen 17 bei der thermischen Entmagnetisierung einen stabilen Endpunkt. An vier Proben muß die Komponente B_i aus dem Schnittpunkt von Großkreisen bestimmt werden. Die mittlere Richtung ergibt sich zu $I = -32.1^\circ$ und $D = 200.1^\circ$. Sie ist ebenfalls mit einer großen Streuung behaftet. Die Ursachen sind dabei die gleichen wie in Beerfelden.

12.3 Komponente B_n

Bei 64 Proben der Lokalität Mathildenschlucht und fünf der Lokalität Beerfelden wird eine generell gut definierte Komponente B_n identifiziert. Sie wird als triassische Richtung normaler Polarität interpretiert. Meistens wird sie von der Komponente A überlagert, so daß sie oft erst bei Temperaturen von 575°C isoliert werden kann. Getragen wird sie von detritischem Hämatit. Proben, bei denen andere ferromagnetische Mineralien zu vernachlässigen sind, zeigen Komponente B_n schon bei geringeren Temperaturen der Entmagnetisierung. Teilweise ist sie die einzige der NRM.

ERGIBT
SICH NICHT
ZWANGSLÄUFIG
AUS DEM
ZUERST GE-
SAGTEN.
SIEHE AUCH
UNTER!

Für die mittlere Richtung ergeben sich für die Lokalität Beerfelden eine Inklination I von 43.6° und eine Deklination D von 12.2° . Für die Lokalität Mathildenschlucht ist $I = 40.8^\circ$ und $D = 8.8^\circ$.

Die Streuung wird, wie bei Komponente B_i , hauptsächlich von der Deklination getragen. Auch hier spiegeln sich die Strömungsverhältnisse während der Sedimentation wider. Ansonsten ist die Komponente B_n als signifikant zu bezeichnen. Bei Lokalität Beerfelden wird nur durch die geringe Anzahl der zur statistischen Berechnung benutzten Richtungen der große α_{95} -Wert von 16.8° verursacht.

In Tab. 12.1 werden die Ergebnisse aus der Bestimmung der ChRM nochmals dargestellt. Darin ist N die Anzahl der gemessenen Proben einer Lokalität, n ist die Anzahl der zur Berechnung der ChRM verwendeten Proben. Die statistischen Parameter k und α_{95} werden in Kapitel 9.2 beschrieben.

Lokalität	Komponente	n/N	Dekl. D	Inkl. I	k	α_{95}
Beerfelden	A	26/50	2.8	68.4	247.7	1.9
Mathildenschlucht	A	64/124	1.3	67.1	209.6	1.2
Beerfelden	B_i	25/50	170.4	-23.6	3.6	17.5
Mathildenschlucht	B_i	21/124	200.1	-32.1	4.6	18.7
Beerfelden	B_n	5/50	12.2	43.6	16.9	16.8
Mathildenschlucht	B_n	64/124	8.8	40.8	29.0	3.4

Tab. 12.1 Zusammenstellung der paläomagnetischen Ergebnisse (Deklinations- und Inklinationswerte sind in situ angegeben, da die Neigung der Schichten kleiner 5° ist)

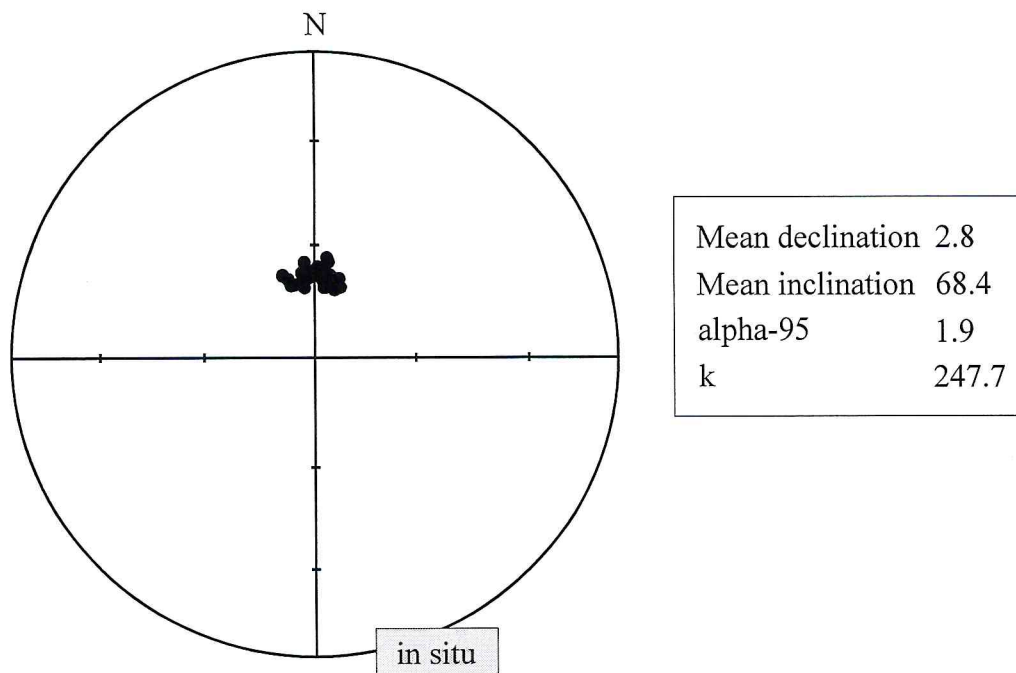


Abb. 12.6 Komponente A: identifiziert in 26 Proben der Lokalität Beerfelden berechnet mit der PCA

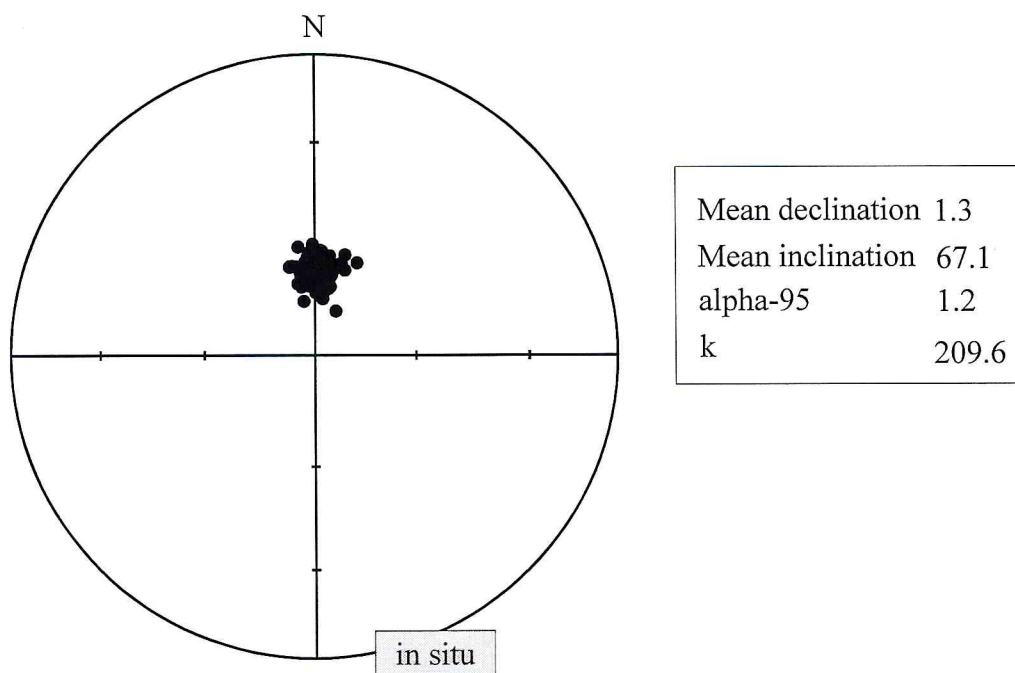


Abb. 12.7 Komponente A: identifiziert in 64 Proben der Lokalität Mathildenschlucht berechnet mit der PCA

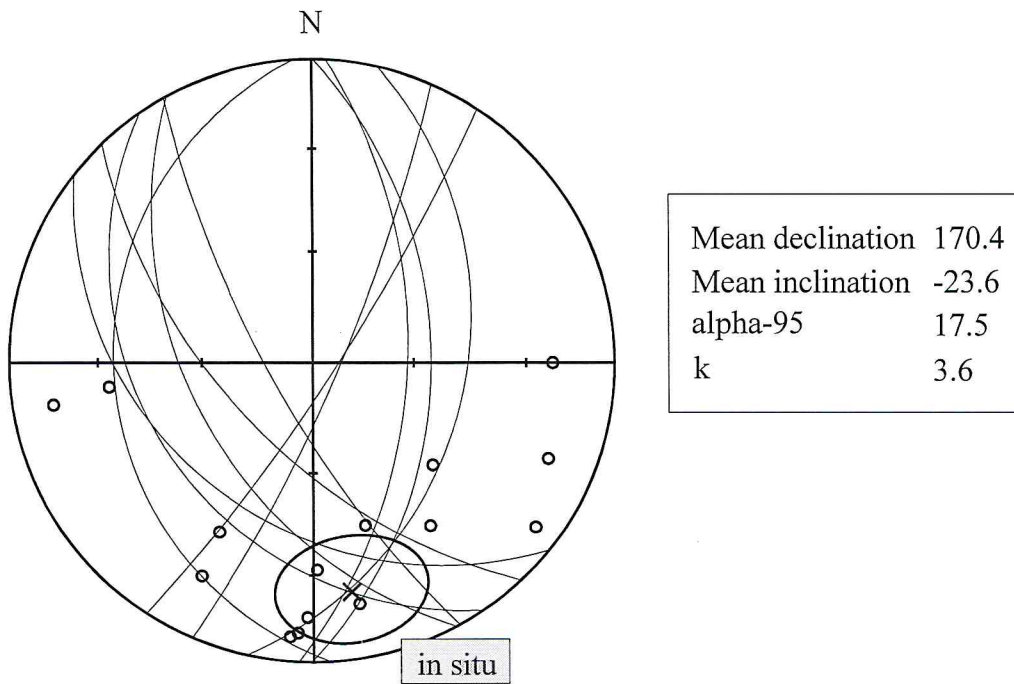


Abb. 12.8 Komponente B₁: identifiziert in 25 Proben der Lokalität Beerfelden aus 14 Proben mit stabilen Endpunkten berechnet mit der PCA aus 11 Proben bestimmt aus dem Schnittpunkt von Großkreisen

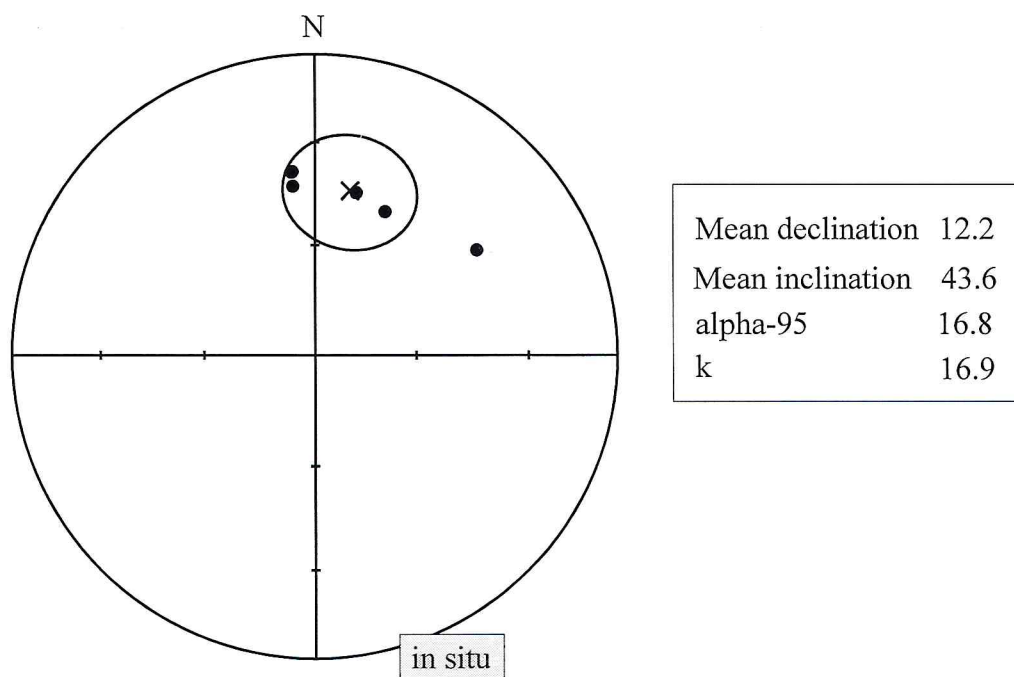


Abb. 12.9 Komponente B_n: identifiziert in 5 Proben der Lokalität Beerfelden berechnet mit der PCA

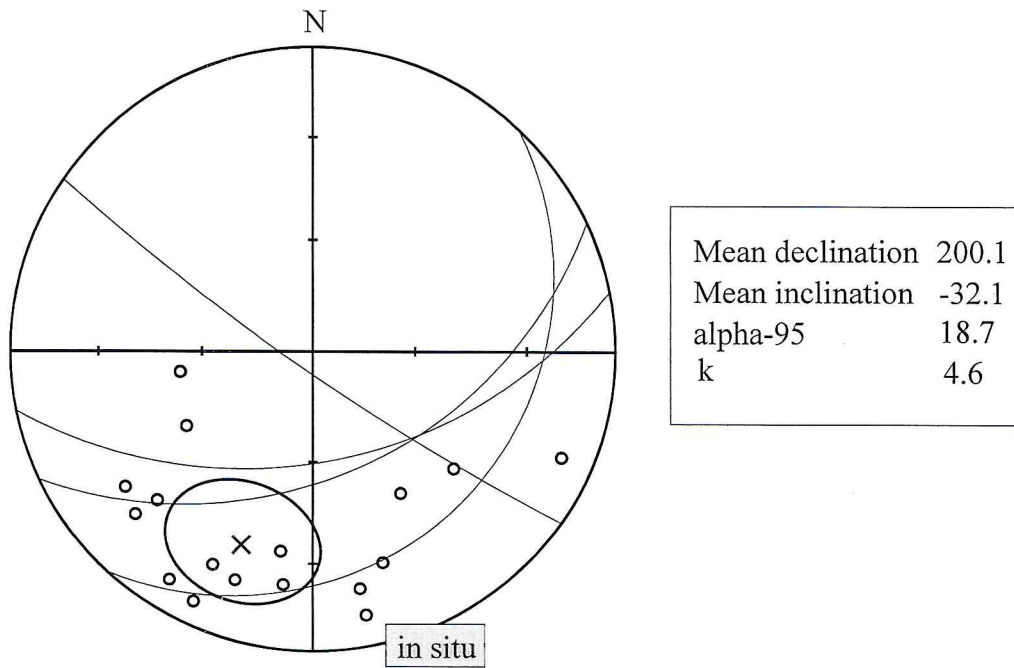


Abb. 12.10 Komponente B_i : identifiziert in 21 Proben der Lokalität Mathildenschlucht aus 17 Proben mit stabilen Endpunkten berechnet mit der PCA aus 4 Proben bestimmt aus dem Schnittpunkt von Großkreisen

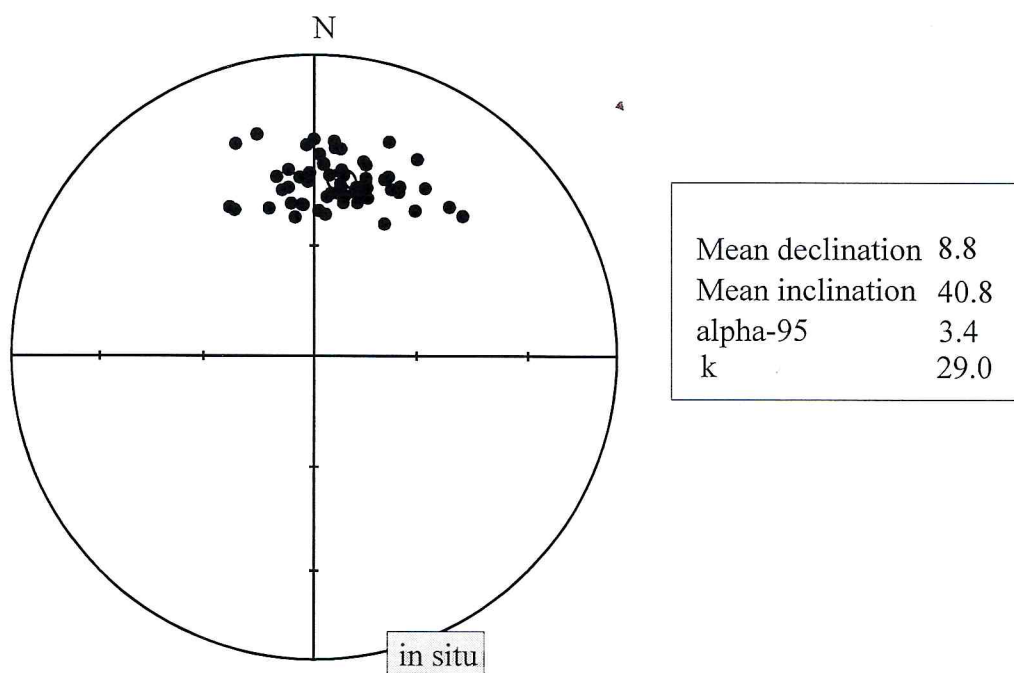


Abb. 12.11 Komponente B_n : identifiziert in 64 Proben der Lokalität Mathildenschlucht berechnet mit der PCA

12.4 Magnetostratigraphie

Auf den folgenden Seiten werden die Ergebnisse der Magnetostratigraphie dargestellt. Abb. 12.12a,b zeigen diese von der Lokalität Beerfelden, Abb. 12.13a-h diejenigen von der Lokalität Mathildenschlucht. In der linken Spalte ist jeweils die geologische Stratigraphie eingezeichnet. Die Symbole der verschiedenen Fazies-Ausprägungen sind in Abb.12.13h erklärt. Die Höhe im Profil ist in Metern m angegeben, wobei 0 m der Basis des Profils entspricht. Lücken in der Stratigraphie kommen durch Unzugänglichkeit zustande. In der nächsten Spalte sind die einzelnen Proben mit ihrer Bezeichnung gezeigt. Spalte 3 und 4 geben die Deklination und Inklination der ChRM wider. Dies jedoch nur bei Proben, bei denen diese identifiziert werden kann. Die letzte Spalte zeigt das Muster der Magnetostratigraphie. Weiße Streifen stehen für Profilabschnitte, bei denen die ChRM eine inverse triassische Richtung zeigt, entsprechend stellen schwarze Streifen die normale triassische Richtung dar. Ist keine primäre Magnetisierung mehr zu identifizieren, so werden diese Profilabschnitte mit grauer Farbe symbolisiert.

Abb.12.14 zeigt die Einordnung beider Profile in die Referenzstratigraphie von OPDYKE & CANNEL (1996). Die Magnetostratigraphien werden an den Stellen interpoliert, bei denen keine primäre Magnetisierung identifiziert werden kann. Das Magnetisierungsmuster des Profils Mathildenschlucht zeigt deutliche Übereinstimmung mit der Referenzstratigraphie. Es zeigt sich jedoch, daß die zeitliche Einordnung um ca. 1 Ma verschoben werden muß.

Die Magnetostratigraphie des Profils Beerfelden zeigt in vier sehr kurzen Abschnitten normale Polarität. Diese sind „eingebettet“ in größere Abschnitte inverser Polarität. Ein solches Muster läßt sich in der Referenzstratigraphie nicht finden. Eine mögliche Einordnung ist angegeben. Von Interesse wäre an dieser Stelle, ob sich an anderen Profilen, die dieser stratigraphisch entsprechen, ebenfalls die *reversals* zeigen.

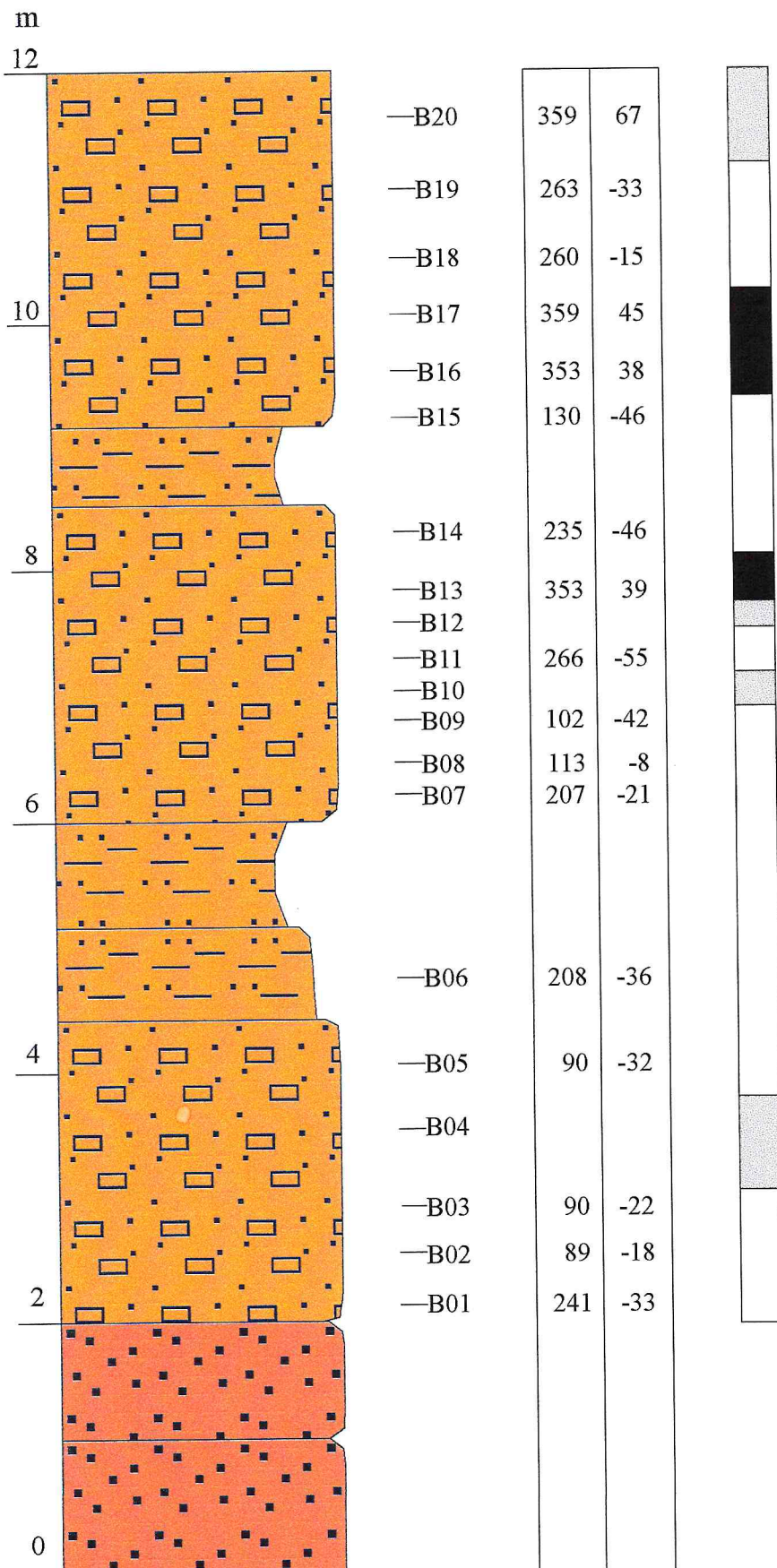


Abb. 12.12.a Stratigraphie der Lokalität Beerfelden mit Deklination und Inklination der ChRM
 Magnetostratigraphie: weiß: inverse, schwarz: normale Polarität, grau: unbestimmt

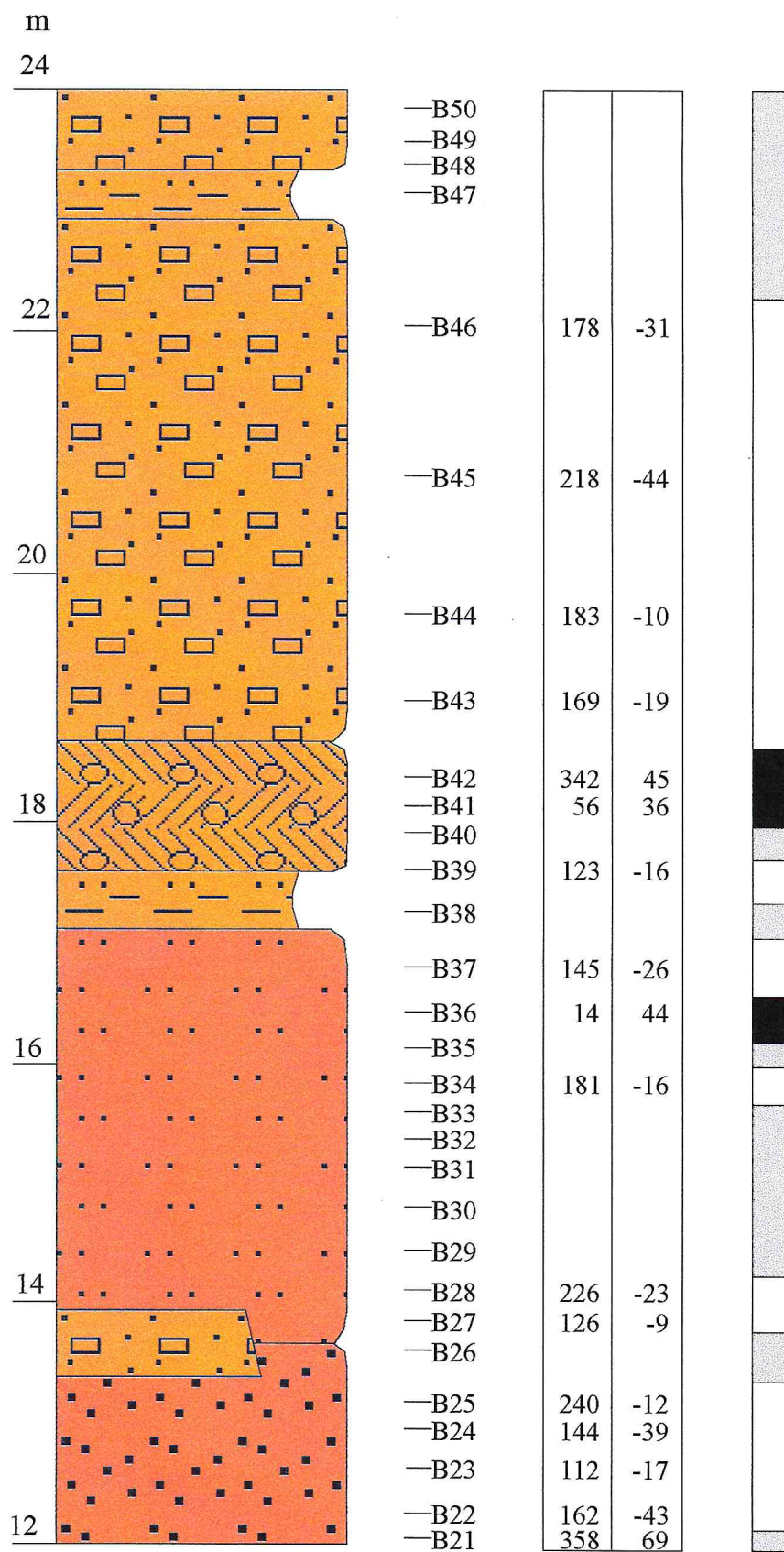


Abb. 12.12.b Stratigraphie der Lokalität Beerfelden mit Deklination und Inklination der ChRM

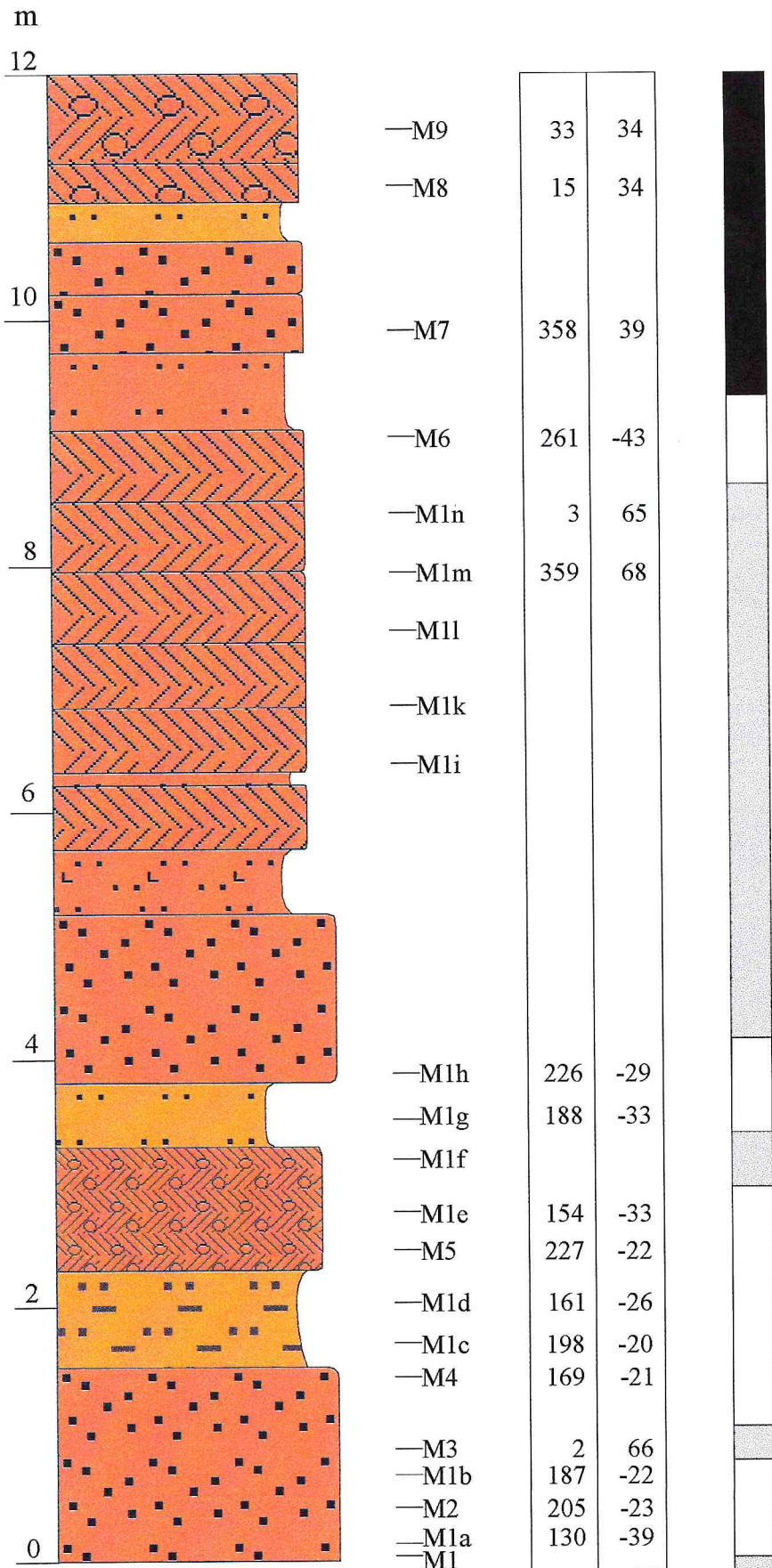


Abb. 12.13.a Stratigraphie der Lokalität Mathildenschlucht mit Deklination und Inklination der ChRM

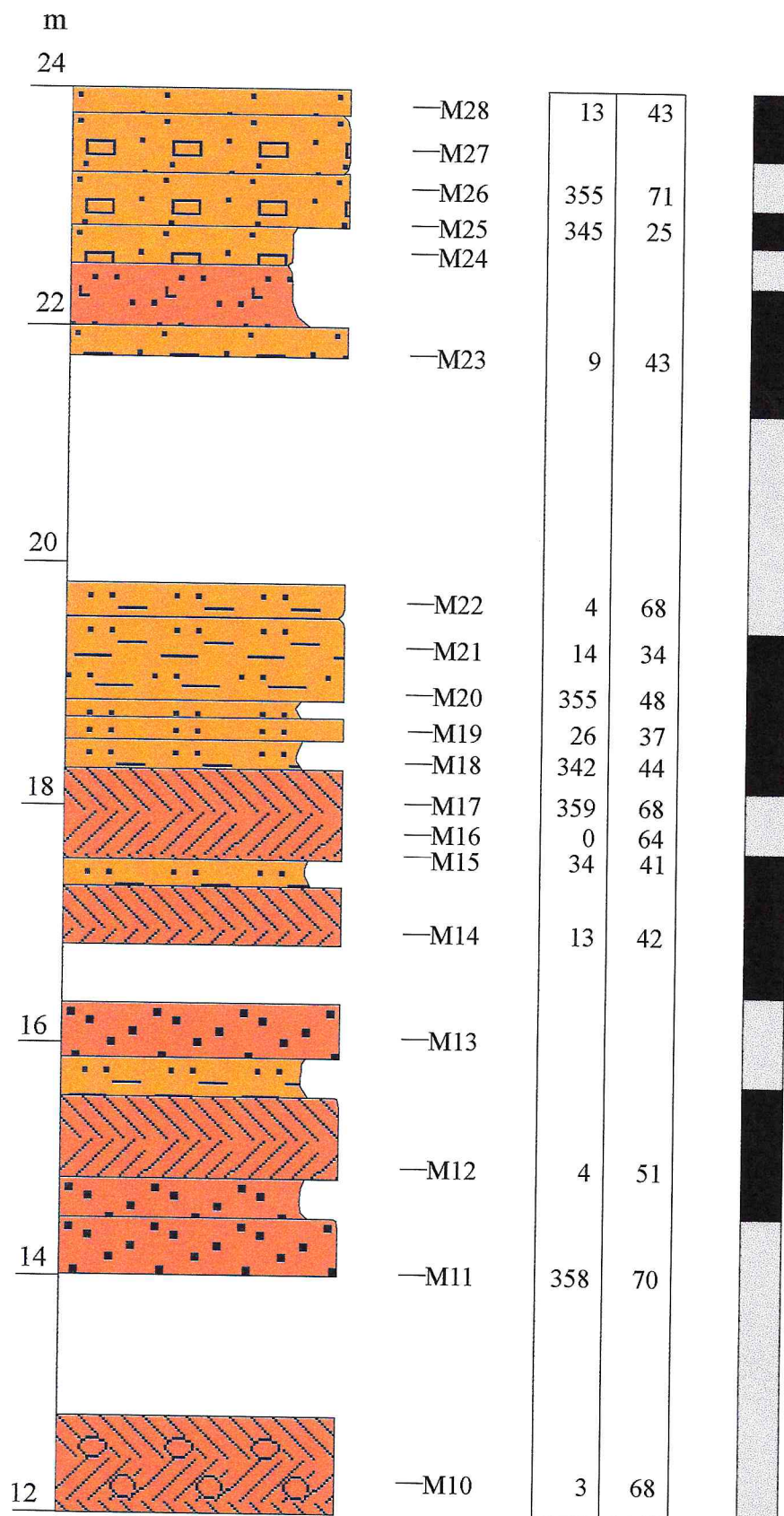


Abb. 12.13.b Stratigraphie der Lokalität Mathildenschlucht mit Deklination und Inklination der ChRM

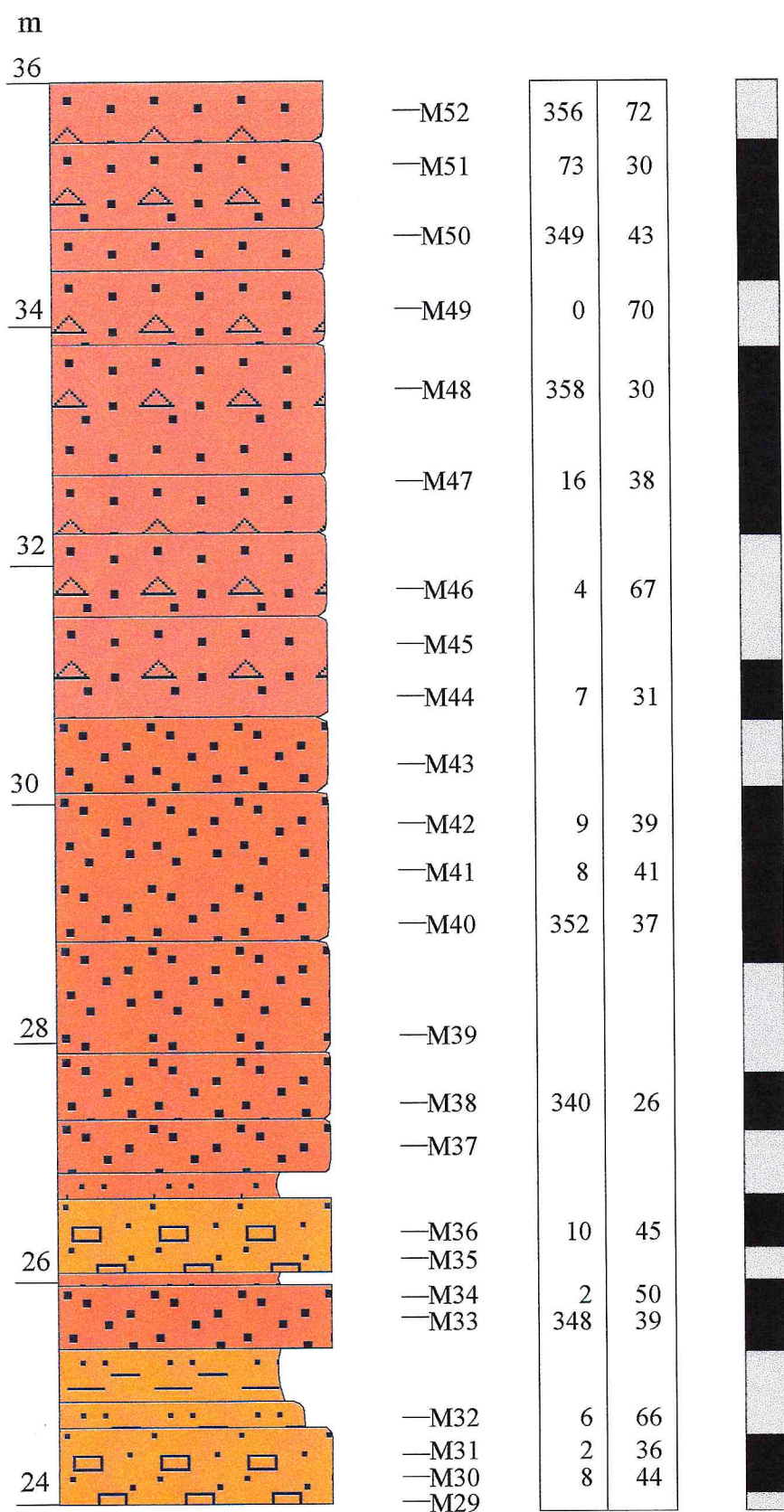


Abb. 12.13.c Stratigraphie der Lokalität Mathildenschlucht mit Deklination und Inklination der ChRM

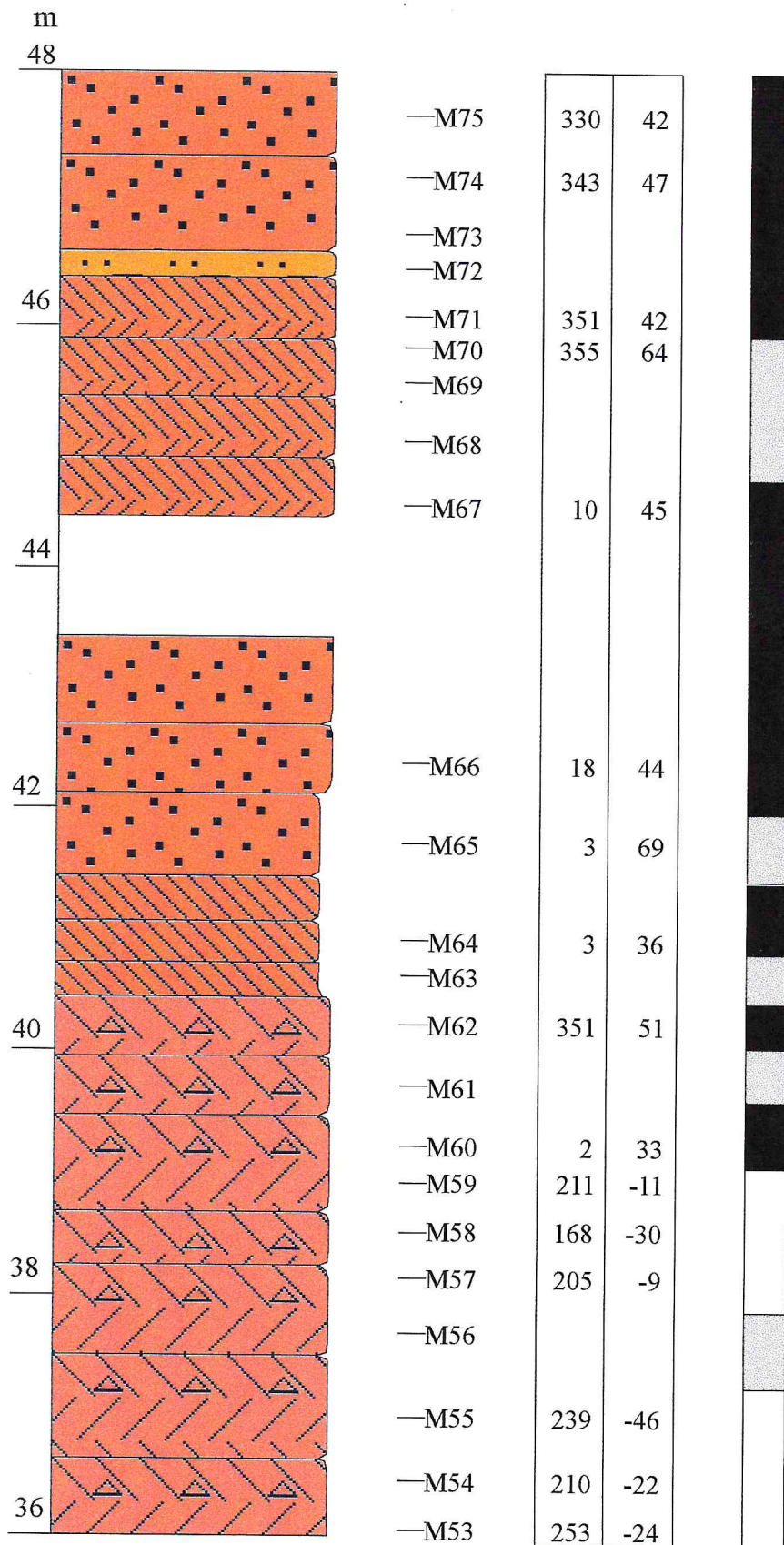


Abb. 12.13.d Stratigraphie der Lokalität Mathildenschlucht mit Deklination und Inklination der ChRM

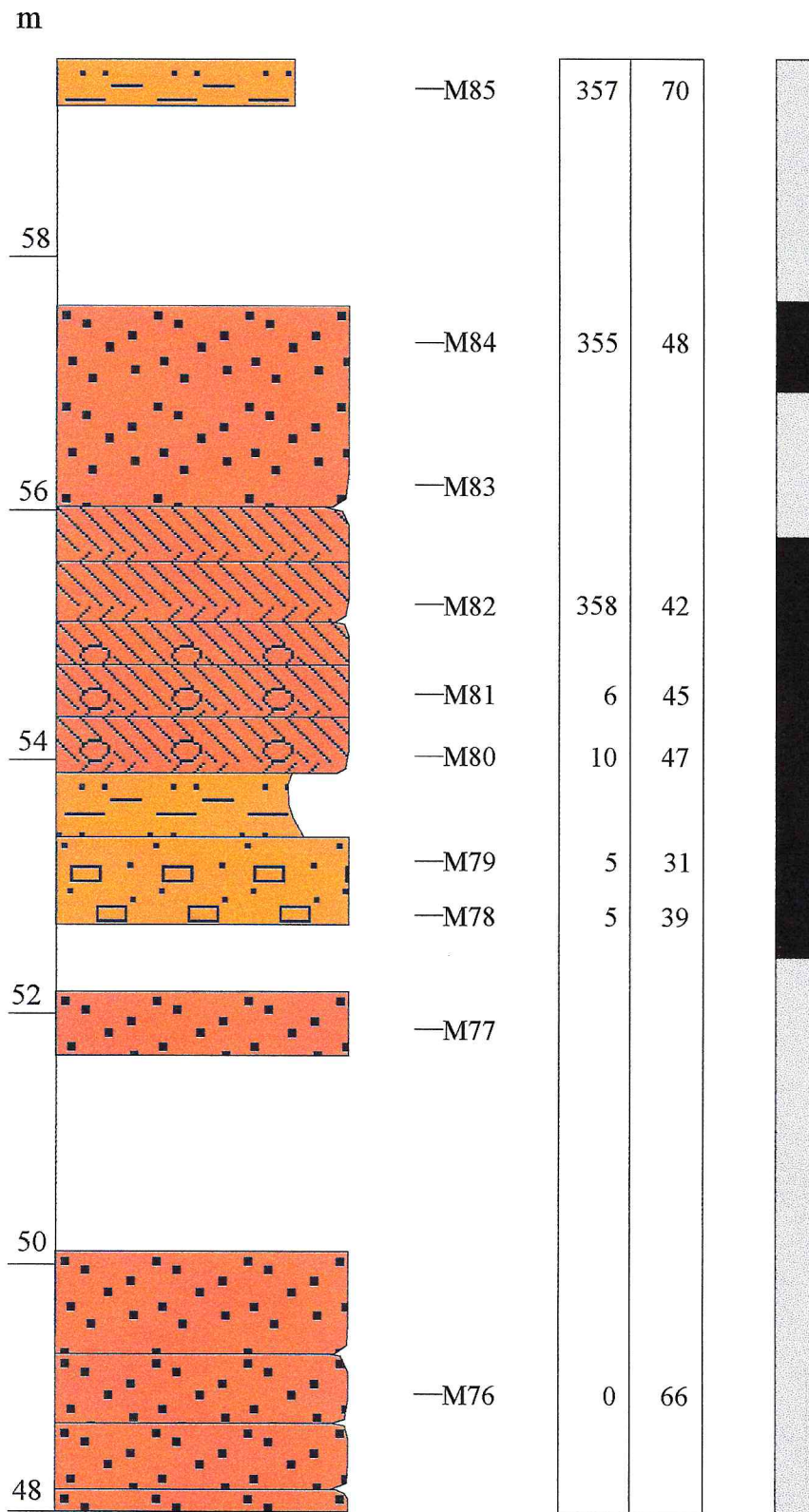


Abb. 12.13.e Stratigraphie der Lokalität Mathildenschlucht mit Deklination und Inklination der ChRM

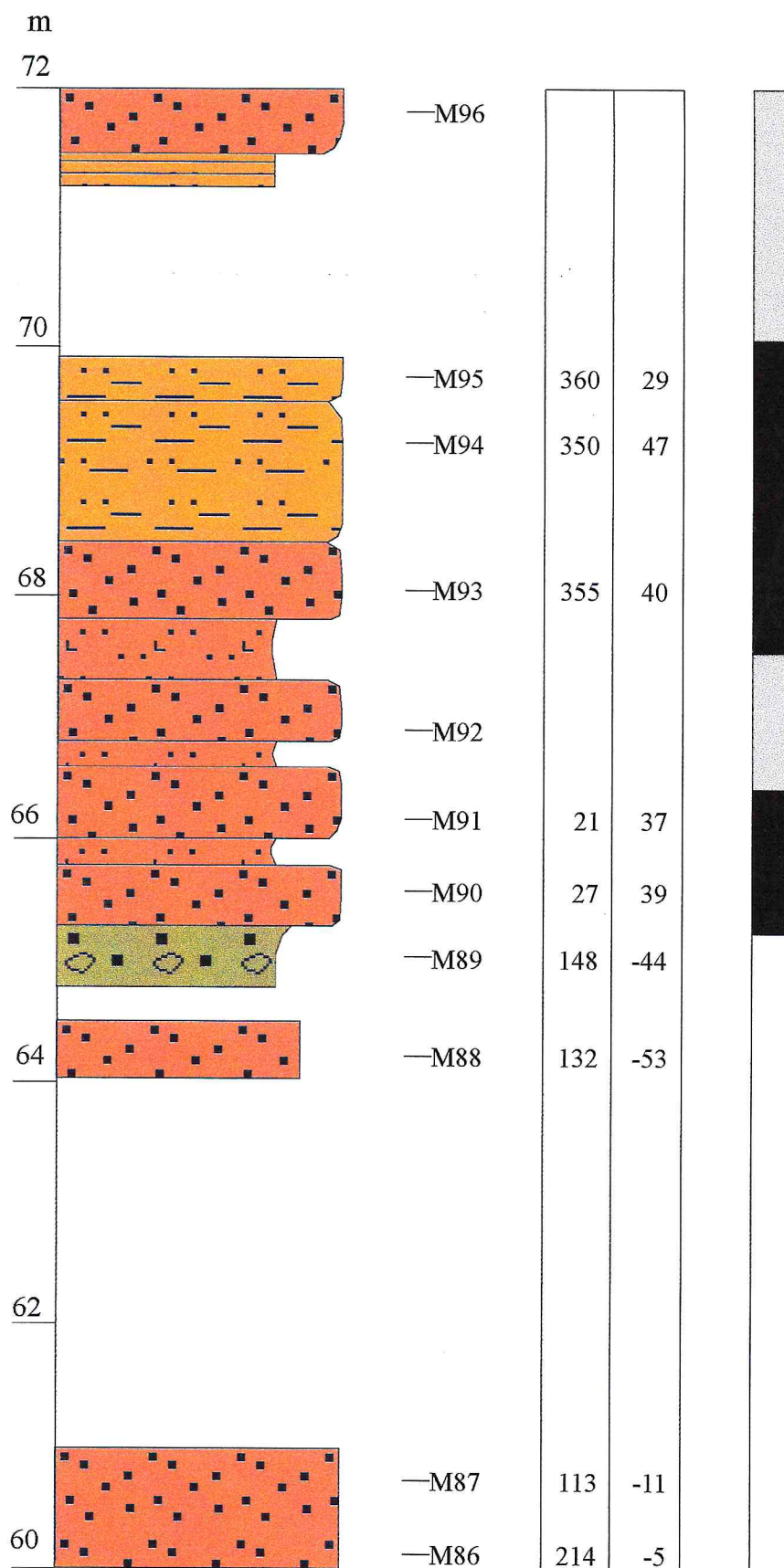


Abb. 12.13.f Stratigraphie der Lokalität Mathildenschlucht mit Deklination und Inklination der ChRM

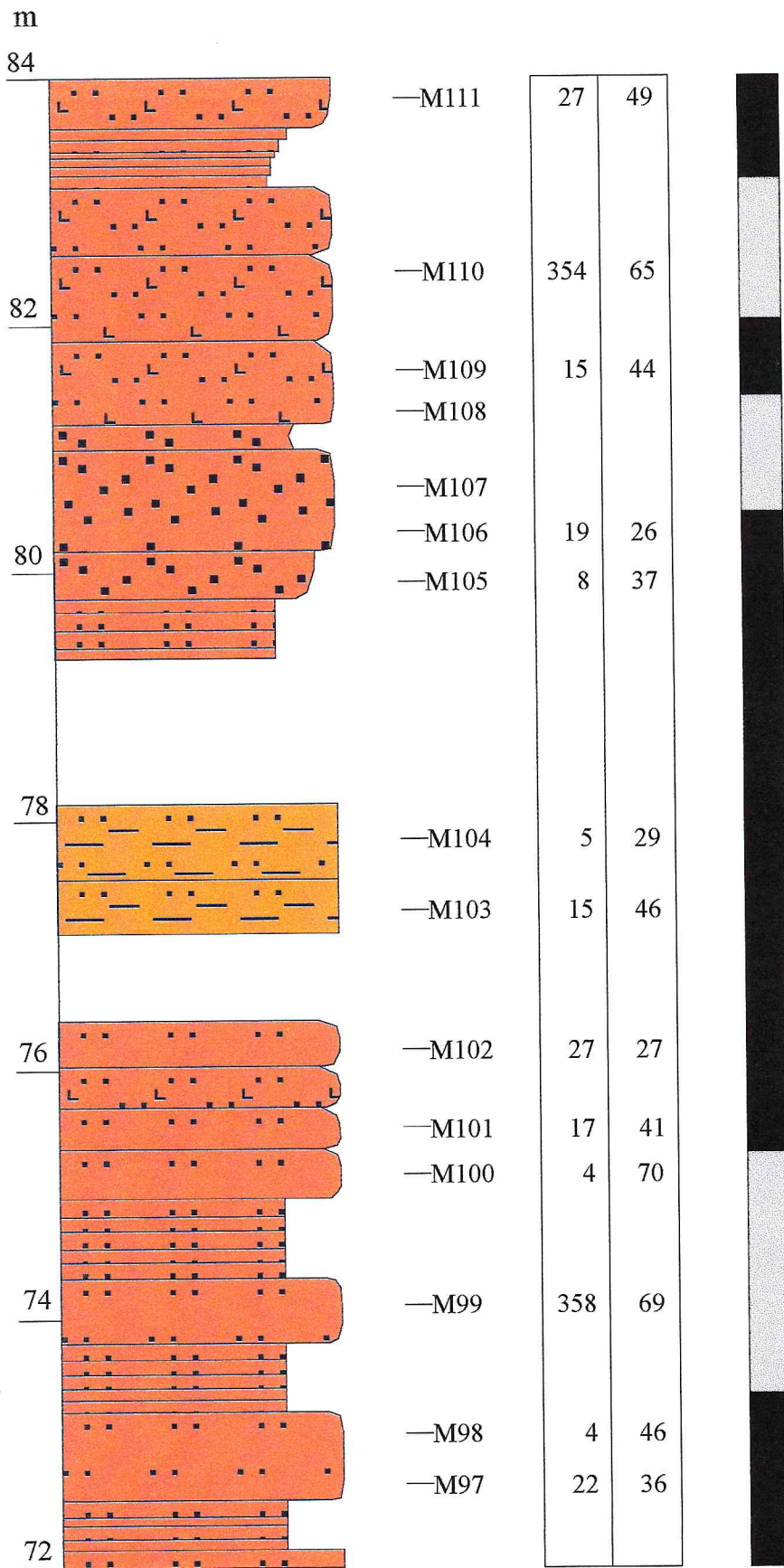


Abb. 12.13.g Stratigraphie der Lokalität Mathildenschlucht mit Deklination und Inklination der ChRM

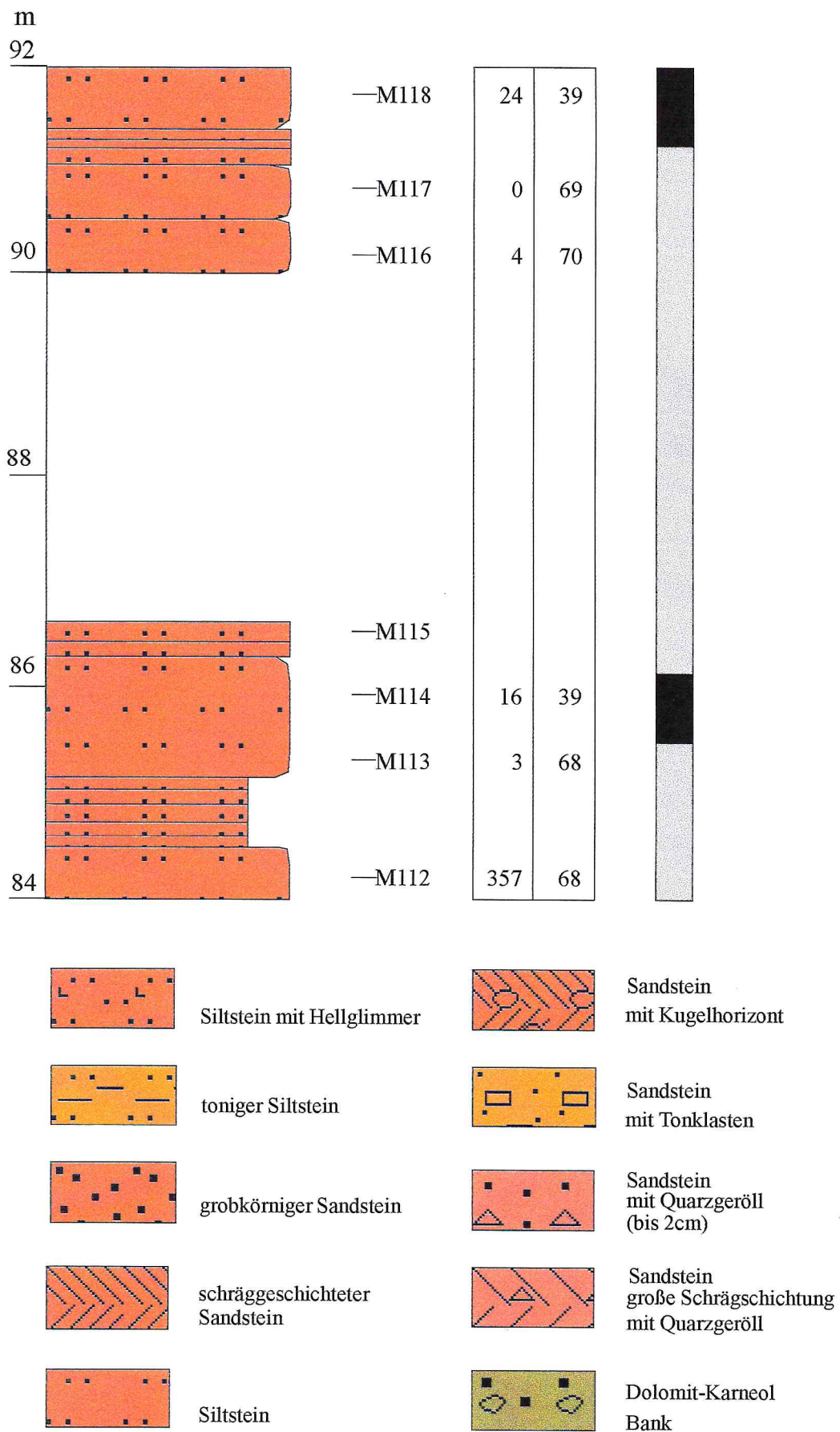


Abb. 12.13.h Stratigraphie der Lokalität Mathildenschlucht mit Deklination und Inklination der ChRM

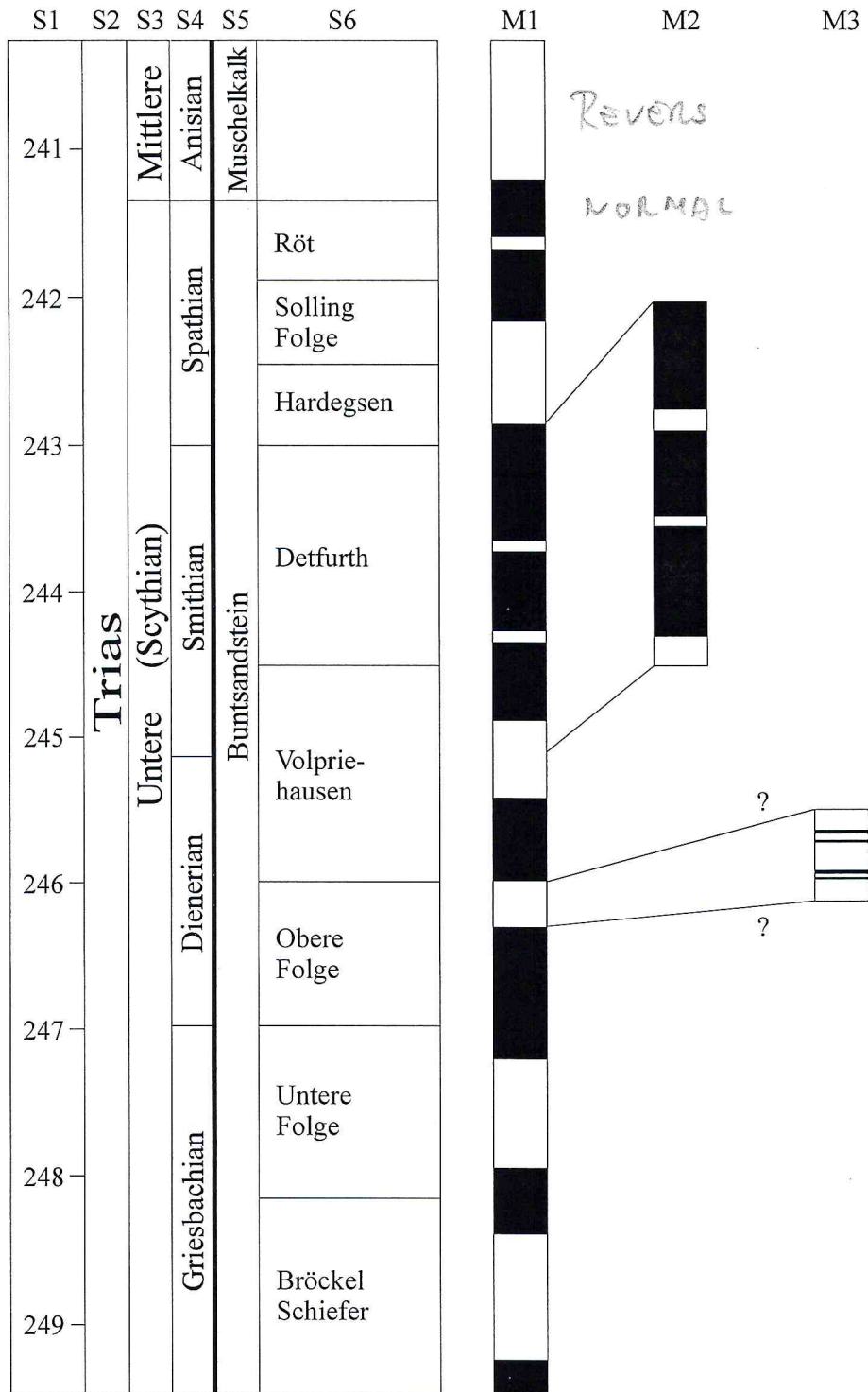


Abb. 12.14 Die Einordnung der Magnetostratigraphien.
 Spalte 1-4: Zeitskala und Gliederung der Trias nach Opdyke & Channell (1996)
 Spalte 5-6: die Einordnung der deutschen Sektionen nach Harland et al. (1989)
 Magnetostratigraphie 1: Referenzstratigraphie nach Opdyke & Channell
 Magnetostratigraphie 2: Lokalität Mathildenschlucht
 Magnetostratigraphie 3: Lokalität Beerfelden

13 Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wurden gesteins- und paläomagnetische Messungen am Buntsandstein Südwestdeutschlands vorgenommen. Ziel dabei war es, eine Magnetostratigraphie zu erstellen, um die Ergebnisse von BUREK (1967) zu überprüfen. Zuvor war jedoch die Frage zu klären, ob sich überhaupt eine primäre Remanenz in roten Sandsteinen isolieren läßt. Dazu wurden gesteinsmagnetische Messungen vorgenommen, um eine Aussage über die Art und Verteilung der Korngrößen der ferro(i)magnetischen Mineralien zu machen.

Es zeigte sich, daß sekundärer Hämatit meist im Zustand des Superparamagnetismus oder kleiner SD-Teilchen vorliegt. Aufgrund seiner kurzen Relaxationszeit kann er mit thermischer oder chemischer Entmagnetisierung entfernt werden. Als Träger einer primären Remanenz wird detritisches Hämatit identifiziert.

Es läßt sich aber nicht an allen Proben eine primäre Magnetisierung isolieren. Bei manchen Proben zeigt sich eine äußerst stabile CRM, die meist parallel zum heutigen Erdfeld ist. Außerdem besitzen einige Proben eine ferromagnetische Komponente, die aufgrund ihrer kurzen Relaxationszeit Träger einer VRM ist. Diese verhindert bei den Entmagnetisierungsversuchen das Erkennen einer ChRM.

Bei den paläomagnetischen Messungen konnten drei Komponenten der NRM berechnet werden. Die Komponente A zeigt in Richtung des heutigen Erdfeldes am Probenort. Die Komponenten B_i und B_n werden als inverse bzw. normale triassische Richtung interpretiert.

Die große Streuung der Deklination, aufgrund von Strömungsrichtungen während der Sedimentation, kann als Indiz für eine primäre Magnetisierung betrachtet werden. Dafür sprechen auch die Ergebnisse der AMS-Messungen, die ebenfalls ein Abbild der Strömungsverhältnisse liefert.

Die so gewonnene Magnetostratigraphie zeigt keine Übereinstimmung mit BUREKS Ergebnissen. Es kann nicht die Vielzahl an Feldumkehrungen gesehen werden. Die Magnetostratigraphie des Profils Mathildenschlucht läßt sich jedoch in die Referenzstratigraphie von OPDYKE & CHANNEL (1996) einordnen. Dazu ist eine Verschiebung der zeitlichen Einordnung des Profils um ca. 1 Ma erforderlich.

Die Magnetostratigraphie der Lokalität Beerfelden erlaubt wegen seiner geringen Profilmächtigkeit keine deutliche Einordnung. Es werden vier kurze Abschnitte normaler Polarität identifiziert, die keine Entsprechung in der Referenzstratigraphie zeigen.

Als Fazit dieser Arbeit ist festzustellen, daß sich durchaus Magnetostratigraphien vom Buntsandstein erstellen lassen. Sie sind dann neben faziellen Merkmalen eine weitere Methode zur Korrelation verschiedener Sektionen.

14 Literaturverzeichnis

- AKIMOTO, J., KATSURA, YOSHIDA, M. (1957): Magnetic properties of $TiFe_2O_4$ - Fe_3O_4 system and their change with oxidation. *J. Geomag. Geoelectr.*, 9, S. 165-178 ✓
- ANGENHEISTER, G. & SOFFEL, H.C. (1972) : Gesteinsmagnetismus und Paläomagnetismus. Studienhefte zur Physik des Erdkörpers 1, Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart ✓
- BACHTADSE, V. & BRIDEN, J.C. (1989): Palaeomagnetism of the Early to Mid-Ordovician Scalala igneous ring complex, Red Sea Hills, Sudan. *Geophys. J. Int.*, 99, S. 677-685
- BACKHAUS, E. (1971): Red beds of the „Buntsandstein“ (Lower Triassic) in the Odenwald and Vosges area. In: *Sedimentology in parts of Central Europe*, Guidebook 8, Int. Sed. Congr., Heidelberg, S. 105-124 ✓
- BACKHAUS, E. (1974): Limnische und fluviatile Sedimentation im südwestdeutschen Buntsandsteinbecken. *Geol. Rdsch.*, 63, S. 925-942 ✓
- BACKHAUS, E. (1979): Zur Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Buntsandsteins und Muschelkalks im Odenwald. *Fortschr. Min.*, 57, S. 3-22 ✓
- BACKHAUS, E. (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anisischen Meeresspiegelanstiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken. *Z. dt. Geol. Ges.*, 145, S. 325-342 ✓
- BÄHR, R. (1987): Das U+Th/He-System in Hämatit als Chronometer für Mineralisationen. Dissertation, Heidelberg ✓
- BÄHR, R.H. (1985): Sedimentgefüge, Fazies und Genese des Unteren Buntsandsteins im Odenwald und in Nachbargebieten. Dissertation, Darmstadt ✓
- BERNER, R.A. (1969): Goethite stability and the origin of red beds. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 33, S. 267-273 ✓
- BLEIL, U. & PETERSEN N. (1982) : Magnetische Eigenschaften der Gesteine. Landolt Börnstein, Neue Serie, Gruppe V/1: Geophysik und Weltraumforschung, Bd. 1b. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, S. 366-432 ✓
- BOIGK, H. (1959): Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. *Geol. Jb.*, 76, S.597-636 ✓
- BRADSHAW, R.H.W. & THOMPSON, R. (1985): The use of magnetic measurements to investigate the mineralogy of some Icelandic lake sediments and study catchment processes. *Boreas*, 14, S. 203-215 ✓

- BRINKMANN, R. (1991): Abriß der Geologie. Historische Geologie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart ✓
- BUREK, P.J. (1964): Korrelation revers magnetisierter Gesteinsfolgen im Oberen Buntsandstein SW-Deutschlands. Dissertation, Bonn ✓
- CHANNELL, J.E.T. (1994): Comparison of magnetic hysteresis parameters of unremagnetized and remagnetized limestones. *J. Geophys. Res.*, 99, S. 4613-4623 ✓
- COLLINSON, D.W. (1964): Design and use of palaeomagnetic instruments: Studies of magnetization of red sediments. Ph. D. Thesis, Univ. Newcastle
- COLLINSON, D.W. (1965a): The remanent magnetism and magnetic properties of red sediments. *Geophys J. R. astr. Soc.*, 10, S. 105-126 ✓
- COLLINSON, D.W. (1965b): Origin of remanent magnetization and initial susceptibility of certain red sandstones. *Geophys J. R. astr. Soc.*, 9, S. 203-217
- COLLINSON, D.W. (1968): An estimate of the haematite content of sediments by magnetic analysis. *Earth Planet. Sci. Letters*, 4, S. 417-421 ✓
- COLLINSON, D.W. (1983) : *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism*. Chapman and Hall, London, New York ✓
- CORDES, D. (1990): Sedimentologie und Paläomagnetik an Sedimenten der Maudkuppe (Nördliches Weddellmeer). *Berichte zur Polarforschung*, 71 ✓
- CREER, K.M. (1961): Superparamagnetism in red sandstones. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 5, S. 16-28 ✓
- DAY, R., FULLER, M.D., SCHMIDT, V.A. (1977): Hysteresis properties of titanomagnetites. Grain size and compositional dependence. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 13, S. 260-267 ✓
- DEER, W.A., HOWIE, R.A., ZUSSMAN, J. (1966): *An introduction to the rockforming minerals*. London ✓
- DUNLOP, D.J. (1972): Magnetic mineralogy of unheated and heated red sediments by coercivity spectrum analysis. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 27, S. 37-55 ✓
- DUNLOP, D.J. (1973): Theory of the magnetic viscosity of lunar and terrestrial rocks. *Rev. Geophys.*, 7, S. 709-757 ✓
- DUNLOP, D.J. & STIRLING, M.J. (1977): „Hard“ viscous remanent magnetization (VRM) in fine-grained hematite. *Geophys. Res. Lett.*, 4, S.163-166 ✓
- DUNLOP, D.J. (1981): The rock magnetism of fine particales. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 26, S. 1-26 ✓

- FISHER, R.A. (1953): Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Soc. Lon., 217, S. 295-305 ✓
- GOREE, W.S. & FULLER, M.D. (1976): Magnetometers using R.F.-driven squids and their application in rock magnetism. Rev. Geophys. Space Phys., 14, S. 591-608 ✓
- GRIFFITHS, D.H., KING, R.F., REES, A.I. (1962): The relevance of magnetic measurements on some fine-grained silts to the study of their depositional process. Sedimentology, 1, S. 134-144 ✓
- GUILBERT, J.M. (1986): The geologie of ore deposits. W.H. Freeman and company, New York, S. 603-629 ✓
- GUNZERT, G. (1958): Die einheitliche Gliederung des deutschen Buntsandsteins in der südlichen Beckenfazies. Abh. Hess. L.-Amt Bodenforschung, 24, Wiesbaden ✓
- HAMILTON, N. & KING, R.F. (1964): Comparison of the bedding errors of artificially and naturally deposited sediments with those predicted from a simple model. Geophys. J. R. astr. Soc., 8, S. 370-374 ✓
- HAMILTON, N., OWENS, W.H., REES, A.I. (1968): Laboratory experiments on the production of grain orientation in shearing sands. J. Geol., 76, S. 465-472 ✓
- HARLAND, W.B. ET AL. (1989): A geologic time scale. Cambridge University Press, Cambridge ✓
- HARRISON, C.G.A. (1980): Analysis of the magnetic vector in a single rock specimen. Geophys. J. R. astr. Soc., 60, S. 489-492 ✓
- HELLER, F. (1978): Rockmagnetic studies of Upper Jurassic limestones from Southern Germany. J. Geophys., 44, S. 525- 543 ✓
- HEIM, D. (1966): Petrographische Beiträge zur Paläogeographie des Buntsandsteins. Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 94, S.235-258 ✓
- HENRICH, H.W. (1962): Sedimentpetrographische Untersuchungen im Buntsandstein des Saarlands und der angrenzenden Gebiete. Anm. Univ. Sarav., Saarbrücken, 10, S.81-134 ✓
- HOFFMANN, K.A. & DAY, R. (1978): Separation of multicomponent NRM: a general method. Earth Planet Sci. Lett., 40, S. 433-438 ✓
- HOUTEN, F.B. VAN (1963): Origin of red beds - some unsolved problems. Reprint NATO Advanc. Inst. Palaeoclimat., Newcastle ✓
- HORNER, F.J. (1983): Paläomagnetismus von Karbonatsedimenten der südlichen Tethys: Implikationen für die Polarität des Erdmagnetfeldes im Unteren Jura und für die Tektonik der Ionischen Zone Griechenlands. Dissertation, Zürich, Nestlé ✓

- HROUDA, F. (1982): Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, 5, S. 37-82 ✓
- IRVING, E. & MAJOR, A. (1964): Post-depositional remanent magnetization in a synthetic sediment. *Sedimentology*, 3, S. 135-143 ✓
- JELINEK, V. (1973): Precision a.c. bridge set for measuring magnetic susceptibility of rocks and its anisotropy. *Stud. Geophys. Geod.*, 17, S. 36-45 ✓
- KENT, D.V. & LOWRIE, W. (1974): Origin of magnetic instability in sediment cores from the Central North Pacific. *J. Geophys. Res.*, 29, S. 2987-3000 ✓
- KING, R.F. (1955): Remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Mon. Notic. Roy. Astr. Soc. Suppl.*, 7, S. 115-134 ✓
- KIRSCHVINK, J.L. (1980): The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 62, S. 699-718
- KIRSCHVINK, J.L. (1981): A quick non-acidic chemical demagnetization technique for dissolving ferric minerals. *EOS*, 62, S. 848 ✓
- LARSON, E.E. ET AL. (1982): Palaeomagnetism of the Moenkopi formation, Colorado Plateau: basis for long-term model of acquisition of chemical remanent magnetism in red beds. *J. Geophys. Res.*, 87, S. 1081-1106 ✓
- LEGGEWIE, R., FÜCHTBAUER, H., NAJJAR, R. (1977): Zur Bilanz des Buntsandsteinbeckens (Korngrößenverteilung und Gesteinsbruchstücke). *Geol. Rdsch.*, 66, S. 551-577 ✓
- LIEBES, E. & SHIVE, P.N. (1982): Magnetization acquisition in two Mesozoic red sandstones. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 30, S. 396-404 ✓
- LINDSLEY, D.H., ANDREASEN, G.E., BALSLEY, J.R. (1966): Magnetic properties of rocks and minerals. *Handbook of physical constants. Geol. Soc. Am. Mem.*, 97, S. 543-552 ✓
- LOVLIE, R. (1974): Post-depositional remanent magnetization in a re-deposited deep-sea sediment. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 21, S. 315-320 ✓
- LOWRIE, W., CHANNELL, J.E.T., HELLER, F. (1980): On the credibility of remanent magnetization measurements. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 60, S. 493-496
- LOWRIE, W. & HELLER, F. (1982): Magnetic properties of marine limestones. *J. Geophys. Res.*, 20, S. 171-192 ✓
- LOWRIE, W. & KENT, D.V. (1983): Geomagnetic reversal frequency since the Late Cretaceous. *Earth Planet Sci. Lett.*, 62, S. 305-313 ✓
- MAIER, F.J. & BACHTADSE, V. (1993): PALMAG - palaeomagnetic data analysis Package ✓

- MAYNARD, J.B. (1983): Geochemistry of sedimentary ore deposits. Springer Verlag, Heidelberg, New York, Berlin ✓
- McELHINNY, M.W. (1973): Palaeomagnetism and Plate Tectonics. Cambridge ✓
- MOLYNAUX, L. (1971): A complete result magnetometer for measuring the remanent magnetization of rocks. Geophys. J. R. astr. Soc., 24, S. 429-433
- MÜLLER, E.M. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. Ann. Univ. Sarav., 3, S.176-201 ✓
- NAGATA, T. (1961): Rockmagnetism. Maruzen Co., Tokio ✓
- NÉEL, L. (1949): Théorie du Trainage Magnétique des Férromagnétiques aux Grains fines avec Application aux Terres Cuites. Ann. Geophys., 5, S. 99-136 ✓
- NÉEL, L. (1955): Some theoretical aspects of rock magnetism. Adv. Phys., 4, S. 191-243
- ÖZDEMİR, Ö. & DUNLOP, D.J. (1988): Crystallization remanent magnetization during the transformation of maghemite to hematite. J. Geophys. Res., 93, 6530-6544 ✓
- OPDYKE, N.D. & CHANNELL, J.E.T. (1996): Magnetic Stratigraphy. Int. Geophys. Series, 64, Academic Press ✓
- PERRIAUX, J. (1961): Contribution à la Géologie des Vosges gréseuses. Mem. Carte géol. Als. Lorr., 18, S. 1-236 ✓
- PETERSEN, N., VON DOBENECK, T., Vali, H. (1986): Fossil bacterial magnetite in deep-sea sediments from the South Atlantic Ocean. Nature, 320, S. 611-615 ✓
- PICARD, M.D. (1964): Palaeomagnetic correlation of units within Chugwater (Triassic) formation, West-Central Wyoming. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 48, S. 269-291 ✓
- PIPER, J.D.A. (1987): Paleomagnetism and the Continental Crust. Halsted Press, New York, Toronto ✓
- ✓RAMDOHR, P. (1954): KLOCKMANN'S Lehrbuch der Mineralogie. Stuttgart ✓
- RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Springer Verlag, Berlin ✓
- REES, A.I. (1961): The effect of water currents on the magnetic remanence and anisotropy of susceptibility of some sediments. Geophys. J. R. astr. Soc., 5, S. 235-251 ✓
- REES, A.I. (1966): The effect of depositional slopes on the anisotropy of magnetic susceptibility of laboratory deposited sands. J. Geol., 74, S. 854-867 ✓

- ROBERTS, A.P., CUI, Y., VEROSUB, K.L. (1995): Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of components in mixed magnetic systems. *J. Geophys. Res.*, 100, S. 909-924 ✓
- ROCHETTE, P. (1988): La susceptibilité anisotrope des roches faiblement magnétiques, origines et applications. Diss., Joseph Fourier Universität, Grenoble ✓
- SHELLMANN, N. (1959): Experimentelle Untersuchungen über die sedimentäre Bildung von Goethit und Hämatit. *Chemie der Erde*, 20, S. 104 ✓
- SCHMIDT, W. (1925): Gefügestatistik. *Min. Petrol. Mitt.*, 38, S. 1-392 ✓
- SCHNITZER, W.A. (1957): Die Lithologie und Paläogeographie des Buntsandsteins am Westrand der Böhmisches Masse. *Erlanger geol. Abh.*, 24 ✓
- SCHULTZ-KRUTISCH, T. (1987): Magnetismus und Paläogeographie am Beispiel des Plattensandsteins (Oberer Buntsandstein, Trias) in Franken. Dissertation, Würzburg ✓
- SCHWARZ, E.J. und VAUGHAM, D.J. (1972): Magnetic phase relations of pyrrhotite. *J. Geomag. Geoelectr.*, 24, 441-458 ✓
- SCOTESE, C.R. & GOLONKA, J. (1992): PALEOMAP, Paleogeographic Atlas. PALEOMAP Progress Report # 20, Dept. of Geology, University of Texas at Arlington ✓
- SCRIBA, H. & HELLER, F. (1978): Measurements of anisotropy of magnetic susceptibility using inductive magnetometers. *J. Geophys.*, 44, S. 341-352 ✓
- SINDOWSKI, K.H. (1958): Schüttungsrichtungen und Mineral-Provinzen im westdeutschen Buntsandstein. *Geol. Jb.*, 73, S. 277-294 ✓
- SOFFEL, H.C. (1991): Paläomagnetismus und Archäomagnetismus. Springer, Heidelberg ✓
- STACEY, F.D. & BANERJEE, S.K. (1974): The physical principles of rock magnetism. Elsevier, Amsterdam ✓
- STEINER, M.B. (1983): Detrital remanent magnetization in hematite. *J. Geophys. Res.*, 88, S. 6523-6539 ✓
- STEPHENSON, A. (1967): The effect of heat treatment on magnetic properties of the Old Red Sandstone. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 13, S. 425-440 ✓
- SYONO, Y. (1965): Magnetocrystalline anisotropy and magnetostriction of Fe₃O₄-Fe₂TiO₄ series - with special application to rock magnetism. *Jp J Geophys*, 4, S. 71-143 ✓
- TARLING, D.H. (1983): Palaeomagnetism. Principles and Applications in Geology, Geophysics and Archaeology. Chapman and Hall, New York ✓

- TAUXE, L., KENT, D.V., OPDYKE, N.D. (1980): Magnetic components contributing to NRM of Middle Siwalik red beds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 47, S. 279-284 ✓
- TURNER, P. (1979): The palaeomagnetic evolution of continental red beds. *Geol. Mag.*, 116, S. 289-301 ✓
- TURNER, P. (1980): Continental red beds. *Devel. Sediment.*, 29, Amsterdam ✓
- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin, London ✓
- VALETON, L. (1953): Petrographie des süddeutschen Hauptbuntsandsteins. *Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr.*, 3, S. 335-379 ✓
- VAN DER ZWAN, C.J. & SPAAK, P. (1992): Lower to Middle Triassic sequence stratigraphy and climatology of the Netherlands, a model. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 91, S. 277-290 ✓
- VEROSUB, K.L. (1977): Depositional and postdepositional processes in the →magnetization of sediments. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 15, S. 129-143 ✓
- ZIEGLER, P.A. (1982a): Triassic rifts and facies patterns in Western and Central Europe. *Geol. Rdsch.*, 71, S. 747-772 ✓
- ZIEGLER, P.A. (1982b): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. Shell Int. Petroleum Maatschappij B.V., The Hague, Amsterdam
- ZIJDERVELD, J.D.A. (1967): AC demagnetization of rocks: analysis of results. *Methods in Palaeomagnetism*, Elsevier, New York, S. 254-287 ✓

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München angefertigt.

Mein Dank gilt:

- dem Leiter des Instituts, Herrn Prof. Dr. H. Chr. Soffel, für die Überlassung des Arbeitsplatzes und der Meßgeräte
- meinem Betreuer, Herrn Dr. Habil. V. Bachtadse, für die Vergabe des Themas sowie die stetige Unterstützung im Laufe der Arbeit
- der gesamten Arbeitsgruppe Gesteins- und Paläomagnetismus für das freundliche Klima und die sofortige Hilfe bei Fragen aller Art
- Herrn Prof. Dr. E. Backhaus von der TH Darmstadt für die hilfreichen Informationen zur Geologie des Buntsandsteins
- Alex für die Unterstützung bei den Geländearbeiten
- der Leiterin der Außenstelle Niederlippach, Frau M. Weiß, für die Unterstützung bei den Messungen
- Bettina für die große Hilfe während der ganzen Arbeit
- meinen Eltern für die moralische und finanzielle Unterstützung während des Studiums

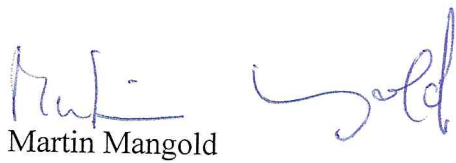
Abkürzungsverzeichnis

A	<i>Abplattung</i>
Abb.	<i>Abbildung</i>
Al	<i>Aluminium</i>
AMS	<i>Anisotropie der Suszeptibilität</i>
ARM	<i>Anhysteretische Remanenz</i>
C	<i>Kohlenstoff / Frequenzfaktor</i>
ChRM	<i>charakteristische remanente Magnetisierung</i>
Cl	<i>Chlor</i>
CRM	<i>chemische remanente Magnetisierung</i>
D	<i>Deklination</i>
D(Ψ)	<i>Wahrscheinlichkeitsdichte</i>
dm	<i>Fehler der Länge</i>
dp	<i>Fehler der Breite</i>
DRM	<i>Sedimentationsremanenz</i>
dV	<i>Volumeneinheit</i>
E	<i>Osten</i>
Eh	<i>Redoxpotential</i>
F	<i>Foliation</i>
Fe	<i>Eisen</i>
H	<i>Magnetfeldstärke / Wasserstoff</i>
H _a	<i>äußeres Magnetfeld</i>
H _C	<i>Koerzitivkraft</i>
H _{CR}	<i>Remanenzkoerzitivkraft</i>
H _d	<i>induziertes Magnetfeld</i>
I	<i>Inklination</i>
Int	<i>Intensität</i>
IRM	<i>isothermale remanente Magnetisierung</i>
J _i	<i>induzierte Magnetisierung</i>
J _R	<i>Sättigungsremanenz</i>
J _s	<i>Sättigungsmagnetisierung</i>
k	<i>Volumensuszeptibilität / Boltzmann-Konstante</i>
k ₀	<i>Präzisionsparameter</i>
L	<i>Lineation</i>
l	<i>Nordkomponente</i>
M	<i>Magnetisierung / Betrag des Remanenzvektors</i>
m	<i>Ostkomponente</i>
Ma	<i>Millionen Jahre</i>
MAD	<i>Maximum Angular Deviation</i>
MD	<i>multi-domain</i>
Mrd.	<i>Milliarden</i>
N	<i>Norden / Entmagnetisierungsfaktor / Anzahl</i>
n	<i>Vertikalkomponente</i>
Na	<i>Natrium</i>
NRM	<i>natürliche remanente Magnetisierung</i>
O	<i>Sauerstoff</i>

$P_{1,2,3}$	<i>Achsenverhältnisse der Suszeptibilität</i>
p	<i>Druck / Volumenprozent / Co-Breite</i>
PDRM	<i>Postsedimentationsremanenz</i>
PCA	<i>Principle Component Analysis</i>
PSD	<i>pseudo-single-domain</i>
R	<i>Vektorsumme</i>
S	<i>Süden / Schwefel</i>
SD	<i>single-domain</i>
SIRM	<i>gesättigte isothermale remanente Magnetisierung</i>
S_m	<i>Standardabweichung</i>
SQUID	<i>superconducting quantum interference device</i>
T	<i>Temperatur</i>
t	<i>Zeit</i>
TH	<i>Technische Hochschule</i>
Ti	<i>Titan</i>
TRM	<i>thermoremanente Magnetisierung</i>
V	<i>Volumen</i>
vftb	<i>Variable-Field-Translation-Balance</i>
VGP	<i>Virtueller geomagnetischer Pol</i>
VRM	<i>viskose remanente Magnetisierung</i>
W	<i>Westen</i>
α	<i>halber Öffnungswinkel</i>
Φ	<i>geographische Breite / Paläobreite</i>
κ	<i>Suszeptibilität</i>
$\underline{\mu}$	<i>magnetisches Moment</i>
σ	<i>Standardabweichung</i>
τ	<i>Relaxationszeit</i>

Erklärung

Hiermit erkläre ich, Martin Mangold, daß ich die vorliegende Arbeit selbständig verfaßt und keine Hilfsmittel außer den angegebenen verwendet habe.


Martin Mangold

München, den 31.10.1997