

# **Paläomagnetische Untersuchungen im Rheinischen Löss**

**Inaugural - Dissertation**

zur

Erlangung des Doktorgrades der  
Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf

Vorgelegt von Lars Cofflet

aus Velbert

Düsseldorf

2005

**Gedruckt mit der Genehmigung der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät  
der Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf**

**Referent: Prof. Dr. W. Schirmer**

**Korreferent: Prof. Dr. E. Jordan  
Prof. Dr. F. Heller**

**Tag der mündlichen Prüfung: 29. Juli 2003**

## Gliederung

<b>1</b>	<b>Danksagungen</b>	5
<b>2</b>	<b>Einleitung</b>	6
<b>3</b>	<b>Paläomagnetismus</b>	7
	<b>3.1 Geomagnetismus</b>	7
	3.1.1 Ursprung und Eigenschaften des Erdmagnetfeldes	7
	3.1.2 Polaritätsskala und magnetische Exkursionen	9
	3.1.2.1 <i>Das Laschamp-Ereignis</i>	10
	3.1.2.2 <i>Der Blake-Event</i>	11
	3.1.3 Relative Paläointensität	13
	<b>3.2 Gesteinsmagnetische Grundlagen</b>	16
	3.2.1 Magnetisierungsarten	16
	3.2.1.1 <i>Dia- und Paramagnetismus</i>	17
	3.2.1.2 <i>Ferromagnetismus</i>	18
	3.2.1.3 <i>Ferri- und Antiferromagnetismus</i>	19
	3.2.2 Eigenschaften der natürlichen magnetischen Minerale	20
	3.2.3 Die magnetische Korngröße	21
	3.2.4 Erwerbsarten der remanenten Magnetisierung	23
	3.2.4.1 <i>Die natürlich remanente Magnetisierung</i>	23
	3.2.4.2 <i>Die thermoremanente Magnetisierung</i>	24
	3.2.4.3 <i>Die detritische remanente Magnetisierung</i>	24
	3.2.4.4 <i>Die chemisch remanente Magnetisierung</i>	25
	3.2.4.5 <i>Die viskose Remanenz</i>	26
	3.2.4.6 <i>Die isothermale remanente Magnetisierung</i>	26
	3.2.4.7 <i>Die anhysteretische Remanenz</i>	27
	3.2.5 Magnetische Suszeptibilität	27
	3.2.5.1 <i>Definition</i>	27
	3.2.5.2 <i>Suszeptibilität in Lössablagerungen</i>	28
	3.2.5.3 <i>Suszeptibilität in Böden - Betrachtung eines Klimasignals</i>	29
	3.2.5.4 <i>Suszeptibilität und <sup>10</sup>Be-Gehalt</i>	31
	3.2.5.5 <i>Die Bedeutung der frequenzabhängigen Suszeptibilität</i>	32

<b>3.3</b>	<b>Paläomagnetische Messmethoden</b>	33
3.3.1	Die Probenahme im Gelände	33
3.3.2	Die Suszeptibilitätsmessung	33
3.3.3	Die NRM-Messung	34
3.3.4	Wechselfeldentmagnetisierung	34
3.3.5	Thermische Entmagnetisierung	34
3.3.6	ARM-Messungen	35
3.3.7	Tieftemperaturmessungen	35
<b>4</b>	<b>Löss - ein weltweit verbreitetes Sediment</b>	36
4.1	Verbreitung und Eigenschaften von Löss	36
4.2	Löss in Mitteleuropa	37
4.3	Paläoböden im mitteleuropäischen Löss	41
<b>5</b>	<b>Paläomagnetische Untersuchungen</b>	43
5.1	Lage der Lokalitäten	43
5.2	Das Profil Erkelenz	45
5.2.1	Forschungsgeschichte	45
5.2.2	Lage und Profillithologie	45
5.2.3	Suszeptibilitätsmessungen	53
5.2.4	NRM-Messungen	56
5.2.5	Relative Paläointensität	58
5.2.6	Ergebnisse und Diskussion	59
5.3	Das Profil Rheindahlen	62
5.3.1	Forschungsgeschichte	62
5.3.2	Lage und Profillithologie	66
5.3.3	Suszeptibilitätsmessungen	68
5.3.4	NRM-Messungen	72
5.3.5	ARM-Messungen und relative Paläointensität	77
5.3.6	Ergebnisse und Diskussion	79
5.4	Das Profil Kesselt	82
5.4.1	Forschungsgeschichte	82
5.4.2	Lage und Profillithologie	83
5.4.3	Suszeptibilitätsmessungen	86
5.4.4	NRM-Messungen	88
5.4.5	Ergebnisse und Diskussion	90

---

<b>5.5</b>	<b>Das Profil Garzweiler</b>	93
5.5.1	Lage, Profillithologie und Forschungsgeschichte	93
5.5.2	Suszeptibilitätsmessungen	96
5.5.3	NRM-Messungen	99
5.5.4	Ergebnisse und Diskussion	100
<b>5.6</b>	<b>Das Profil Mainz-Weisenau</b>	102
5.6.1	Forschungsgeschichte	102
5.6.2	Lage und Profillithologie	104
5.6.3	Suszeptibilitätsmessungen	107
5.6.4	NRM-Messungen	110
5.6.5	Ergebnisse und Diskussion	114
<b>5.7</b>	<b>Das Profil Schwalbenberg</b>	118
5.7.1	Forschungsgeschichte	118
5.7.2	Lage und Profillithologie	120
5.7.3	Suszeptibilitätsmessungen	123
5.7.4	NRM-Messungen	126
5.7.5	Relative Paläointensität	128
5.7.6	Ergebnisse und Diskussion	129
<b>6.</b>	<b>Zusammenfassung</b>	133
<b>7.</b>	<b>Literatur</b>	135
<b>8.</b>	<b>Abkürzungsverzeichnis</b>	150
<b>9.</b>	<b>Abbildungs- und Tabellenverzeichnis</b>	151

## 1. Danksagungen

Rheinische Löss paläomagnetisch zu untersuchen, war im starken Maße eine Reise ins Ungewisse. Es entwickelte sich zu einem langen Vorhaben, das nicht ohne die finanzielle Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Projekts *Kennzeichnung und Gliederung der Löss am Niederrhein* (Schi 89/17) möglich gewesen wäre. Auch der Universität Düsseldorf gilt mein Dank, die mir einen Abschluss der Arbeit durch ein Graduiertenstipendium ermöglichte.

Paläomagnetische Laboratorien sind in Europa rar, umso mehr gilt mein Dank der ETH Zürich, die mir nicht nur die Nutzung des kompletten Equipements gewährte, sondern mir mit Prof. Dr. Friedrich HELLER einen Mentor bot, welcher mir mit Ruhe und Geduld erst einmal den Zugang zum Thema Paläomagnetik ermöglichte.

Forschung machen bedeutet auch immer Zweifel haben. Ohne die langen Diskussionen mit Mitstreitern an gleicher Forschungsfront, vor allem mit den Züricher Kollegen Dr. MAURITIO SARTORI, Dr. SIMO SPASSOV, Dr. GIOVANNI MUTTONI und Dr. RAMON EGLI, wären manche Probleme nicht lösbar gewesen. Ihnen gilt mein Dank.

Die Probenahme von 1897 Proben wäre ohne Hilfe überhaupt nicht möglich gewesen. Hier gilt mein Dank Dr. ALEXANDER IKINGER und HOLGER KELS, sowie den zahlreichen Helfern die an dieser Stelle eigentlich alle genannt werden müssten.

Auch Prof. Dr. Arno Semmel gilt mein Dank für seine detaillierte Einführung in das Profil Mainz-Weisenau.

Immer dann, wenn die eigene Motivation gelitten hatte, kamen die Menschen zum Zuge die mich unterstützten und mir immer wieder Mut machten. Ohne Dr. BEHXHET SHALA, MONIKA BÖHLER, NATALIE KLEIN, meine Mutter EMMI THIEL, Prof. HELLER und Prof. Dr. Wolfgang SCHIRMER hätte ich oft resigniert angesichts scheinbar unausweichlicher Hindernisse. WOLFGANG SCHIRMER war nicht nur Initiator und Doktorvater dieser Arbeit. Er zeigte mir immer wieder das Ziel, sowohl fachlich als auch menschlich. Ihm gebührt mein besonderer Dank.

## **2. Einleitung**

Seit Jahrmillionen gibt es Klimaschwankungen auf diesem Planeten. Seit etwa zwei Millionen Jahren entwickelte sich ein Zyklus, in dem sich Eiszeiten und Warmzeiten miteinander abwechseln. In einer solchen Warmzeit leben wir heute. Doch dieses Wissen reicht uns nicht. Es gilt die Entwicklungen des Klimas der Vergangenheit genau zu studieren. Nur so können Prognosen abgegeben werden, für das, was in der Zukunft auf uns wartet.

In unterschiedlichen Forschungsfeldern werden Daten und Hinweise aus der geologischen Vergangenheit gesammelt und interpretiert. Das findet auch in der Lössforschung statt. Eine Vielzahl von Profilen mit detaillierten Löss-Boden-Sequenzen wurde beschrieben und interpretiert. Im Falle einer kontinuierlichen Sedimentation ist klar, dass der oberste Boden auch der jüngste ist. Doch nicht immer repräsentierte der letzte vorhandene Boden auch die letzte Warmzeit. Immer wieder gab es auch durch einfache Abzählmethoden Verwirrungen bei der zeitlichen Einordnung einzelner Böden.

Die Lössforschung, gerade in Mitteleuropa, steht vor der Schwierigkeit, Böden und Lösses zu parallelisieren und zu korrelieren, ohne exakte Zeitmarken innerhalb der Profile zu haben. Professor Schirmer erarbeitete an der Abteilung Geologie an der Universität Düsseldorf über viele Jahre hinweg eine Neugliederung des rheinischen Lösses und betrat beispielsweise mit der Beschreibung und Differenzierung des Rocourt-Solkomplexes im Profil Garzweiler oder dem Erft-Solkomplex aus dem Profil Erkelenz stratigraphisches Neuland (SCHIRMER 1990a, 1990b, 1992, 2000, 2002a). Da der rheinische Löss an praktisch allen Lokalitäten Erosionlücken aufweist, bedurfte es Untersuchungsmethoden, die eine Hilfestellung bei der Einstufung der rheinischen Löss-Boden-Sequenzen geben konnten.

Hier setzt die Paläomagnetik im Löss an. Wo absolute Daten nicht mehr erbracht werden können, kann die Paläomagnetik mittels zahlreicher Methoden bei der zeitlichen Einstufung von Löss-Boden-Abfolgen helfen. Ziel dieser Arbeit ist es, die bisherigen Einstufungen der rheinischen Lössprofile durch paläomagnetische Untersuchungen zu hinterfragen und gegebenenfalls zu verifizieren.

Erst ein interdisziplinäres Zusammenwirken von Paläomagnetik, Pedologie, Mikromorphologie, Vulkanologie und vielen weiteren Fachgruppen der Geowissenschaften ermöglicht die Herausarbeitung eines umfassenden Gesamtbildes, das stratigraphische Korrelationen auch weltweit erlaubt. Dies ist das Ziel. Machen wir uns auf den Weg.

### 3 Paläomagnetismus

#### 3.1 Geomagnetismus

##### 3.1.1 Ursprung und Eigenschaften des Erdmagnetfeldes

Das Magnetfeld der Erde wird immer noch am Besten durch einen geozentrischen, axialen Dipol beschrieben. Das Dipolmoment liegt bei  $8 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$  und nimmt zurzeit ab. An der Erdoberfläche kann je nach Entfernung zu den magnetischen Polen eine sehr unterschiedliche Intensität gemessen werden und erreicht ihr Minimum am magnetischen Äquator (vgl. SOFFEL 1991, LOWRIE 1997, THOMPSON & OLDFIELD 1986).

Das Erdmagnetfeld entsteht durch eine zähplastische Bewegung elektrisch leitender Fluide im äußeren Erdkern (HAILWOOD 1989). Die Energien für diese Konvektionsströme entstehen durch die radioaktive Zerfallswärme, wie auch durch die Abwärme der Kernauskühlung der Erde. Durch den "frozen field effect" (FULLER et al. 1996) folgen die magnetischen Feldlinien der elektromagnetischen Induktion (vgl. Abb. 1).

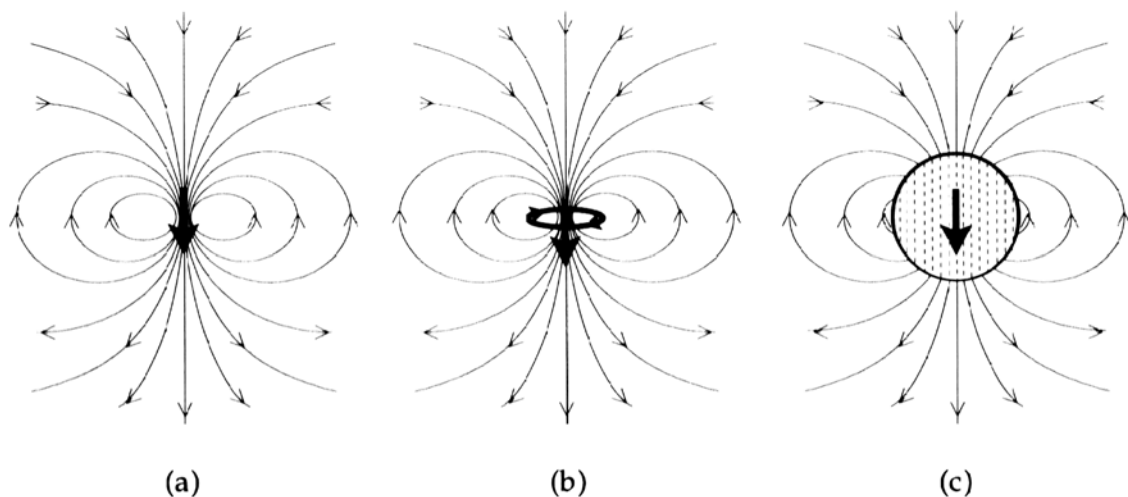


Abb. 1: Die charakteristischen Feldlinien des magnetischen Dipols finden sich um a) einem kurzen Stabmagnet, b) einen horizontalen elektrischen Stromfluss (Ausrichtung durch die Corioliskraft) und c) die Erde als gleichförmige magnetische Sphäre. – Aus: LOWRIE 1997: 232.

Mit diesem Dynamomodell können jedenfalls qualitativ die wichtigsten Eigenschaften des Erdmagnetfeldes, wie die Feldintensität, die Sekularvariation oder die Feldumkehrung modelliert werden. Die Nichtdipolanteile des Erdmagnetfeldes ergeben sich aus der Subtraktion des optimalen angepassten Dipolfeldes vom Gesamtfeld. Der Nichtdipolanteil stellt etwa 5% des Gesamtfeldes dar (SOFFEL 1991) und spielt insbesondere bei Feldumkehrungen eine wichtige Rolle. So konnte bei den meisten Feldumkehrungen eine drastische Abnahme des Dipolanteils und eine Abnahme des Erdmagnetfeldes insgesamt festgestellt werden (COX 1968, OPDYKE et al. 1973, COE et al. 1995, GUYODO & VALET 1999).



Tab. 1: Die erdmagnetischen Elemente, Definitionen und gebräuchliche Symbole. - Aus: SOFFEL 1991: 7.

<i>Parameter</i>	<i>Symbol</i>
Totalintensität des Feldes	F
Komponente in geographischer Nordrichtung	X
Komponente in geographischer Ostrichtung	Y
Vertikalkomponente (positiv nach unten)	Z
Horizontalkomponente	H
Inklination (positiv nach unten)	I
Deklination (positiv über Osten)	D
Breite (geographisch, geomagnetisch)	$\Phi$

Die Elemente zur Beschreibung des erdmagnetischen Feldes sind in Tab. 1 aufgeführt. Die Horizontalkomponente H wird durch X und Y gebildet und beschreibt den magnetischen Meridian. Die Deklination ist der Winkel zwischen X und H und die Inklination ist der Winkel zwischen H und dem resultierenden Raumvektor für die magnetische Feldstärke F (vgl. Abb. 2). Die aufgeführten Größen stehen in folgender Beziehung zueinander:

$$X = F \cos I \cos D; \quad Y = F \cos I \sin D; \quad Z = F \sin I; \quad F^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

Von besonderer Bedeutung ist allerdings der Zusammenhang  $\tan I = 2 \tan \Phi$ . Da die Inklination von der geographischen Breite abhängt, können im Rahmen der Paläogeographie die Lage der Kontinente rekonstruiert werden.

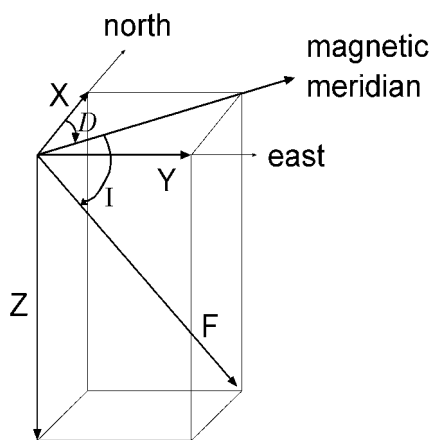


Abb. 2: Definition und Verknüpfung der erdmagnetischen Elemente; X,Y,Z,H,F Nord-, Ost-, Vertikal-, Horizontal- und Totalkomponente des Erdmagnetfeldes oder einer remanenten Magnetisierung; D Deklination (positiv über Ost); I Inklination (positiv über die Horizontalebene nach unten). - Aus: LOWRIE 1997: 253.

Die Variationen der Feldstärke zwischen dem Dipolfeld und dem Nichtdipolfeld werden als Säkularvariation bezeichnet. Es konnte eine gewisse Periodizität bei der Veränderung der einzelnen Messgrößen D, I und F nachgewiesen werden (SOFFEL 1991: 10). Die ältesten Messungen der erdmagnetischen Parameter liegen aus Greenwich bei London (seit 1540) vor und zeigen, dass Deklinationsschwankungen bis  $\pm 20^\circ$  um die heutige Richtung auftreten können. Die Inklinationsschwankungen der Säkularvariation liegen bei etwa  $\pm 10^\circ$ . Mit Hilfe archäomagnetischer Daten konnten die Säkularvariationen bis Christi Geburt zurückverfolgt werden, mit Daten aus Seesedimenten zum Teil auch für die letzten 10.000 Jahre (THOMPSEN & OLDFIELD 1986: 46). Deutlich größere Amplituden der Deklination und der Inklination konnten dabei allerdings nicht festgestellt werden.

### 3.1.2 Polaritätsskala und magnetische Exkursionen

Über die Existenz invers magnetisierter Laven berichtete erstmals BRUNHES (1906). Er hielt schon damals einen Polaritätswechsel des Erdmagnetfeldes für möglich. Nachdem die vorgebrachten Zweifel, die auf Beobachtung von Selbstumkehrungen in magmatischen Gesteinen beruhten, die NAGATA (1951) und NÉEL (1948, 1951) (zitiert in SOFFEL 1991: 200) Anfang der 50er Jahre des letzten Jahrhunderts hatten, ausgeräumt wurden, herrscht in der Geophysik mittlerweile ein common sense über die wichtigsten Polaritätsepochen. Die heutige Magnetisierungsrichtung besteht seit etwa 780.000 Jahren (SPELL & MCDUGALL 1992 zitiert in LOWRIE 1997: 298). Dieses Zeitalter mit normaler Magnetisierungsrichtung wird als Brunhes-Epoche bezeichnet. Innerhalb der letzten fünf Millionen Jahre konnten noch die Matuyama-Epoche (reverse Magnetisierungsrichtung), die Gauss-Epoche (normale Magnetisierungsrichtung) und die Gilbert-Epoche (reverse Magnetisierungsrichtung) ausgegliedert werden (vgl. Abb. 3).

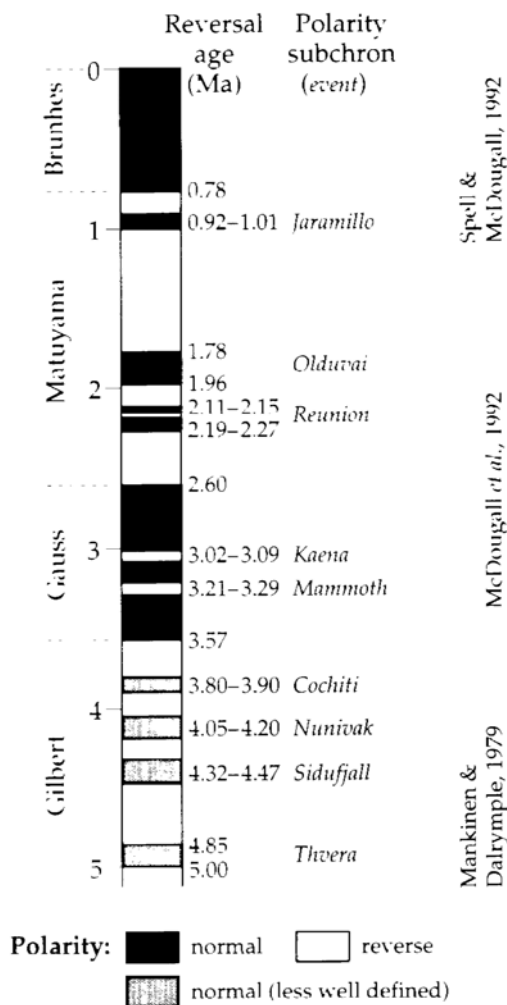


Abb. 3: Polaritätszeitskala der letzten fünf Millionen Jahre; eine Zusammenstellung aus verschiedenen Quellen. - Aus: LOWRIE 1997: 297.

Die Lage des aus Probandaten gewonnenen virtuellen geomagnetischen Pols (VGP) verläuft bei einem Polaritätswechsel über einen Pfad, der die Polwanderung des VGP beschreibt.

Die Ursache einer Feldumkehrung des Erdmagnetfeldes um näherungsweise  $180^\circ$  ist noch nicht hinreichend geklärt. Möglicherweise kommt es zu einem Zusammenbruch des Dipolfeldes vor einer Feldumkehrung und zu einem Wiederaufbau des Feldes in umgekehrter Richtung. Das von HOFMANN (1977) vorgeschlagene Modell einer Dipoldrehung um  $180^\circ$  ohne eine Abnahme des Dipolmoments erscheint durch zahlreiche Paläointensitätskurven des Brunhes-Matuyama-Übergangs sehr fraglich, da die meisten Daten für eine Abnahme des Dipolmoments an der Brunhes-Matuyama-Grenze sprechen (SCHNEIDER & MELLO 1996; FULLER et al. 1996; QUIDELLEUR et al. 1995; PETROVA & POSPELOVA 1990).

Auch der Einfluss des Nichtdipolfeldes bei einer Feldumkehrung ist nicht hinreichend geklärt. Das Modell des Quadropols (JACOBS 1994) scheint möglich, wobei vom VGP dabei aber die Einhaltung bestimmter Transitionspfade verlangt wird. FULLER et al. (1996) schien solche Transitionspfade gefunden zu haben, während MEYNADIER et al. (1992) starke Zweifel an dem Modell hatten und an eine Zufallsverteilung glaubten.

Doch die bevorzugten Transitionspfade (vgl. Abb. 4) decken sich mit Gebieten starker Flussbewegungen im Erdkern und korrelieren mit Zonen hoher seismischer Geschwindigkeiten (GUYODO & VALET 1999) und so überrascht es nicht, dass viele VGP-Transitionspfade über den amerikanischen Kontinent verlaufen (vgl. FULLER et al. 1996). Auch das GLATZMAIER-ROBERTS Geodynamomodell zeigt deutliche Hinweise auf einen Zusammenhang zwischen Wärmefluss an der Kern-Mantelgrenze und dem resultierendem Erdmagnetfeld. GLATZMAIER et al. (1999) konnten in einer Simulation sowohl das Auftreten von Polaritätswechseln mit vollständig reverser Magnetisierungsrichtung, als auch das Entstehen von Exkursionen ohne eine vollständig reverse Lage des VGP nachweisen. Doch Polaritätswechsel des Erdmagnetfeldes fanden nicht nur beim Übergang von einer Epoche in die Nächste statt, sondern ereigneten sich auch innerhalb einer Epoche in Form von kurzzeitigen Exkursionen, die eine Zeitdauer von ca.  $10^4$  bis  $10^5$  Jahren besitzen. Als Exkursion wird ein Ereignis verstanden, wo der virtuelle geomagnetische Pol mit mehr als  $45^\circ$  Breite von seiner normalen (heutigen) Lage abweicht.

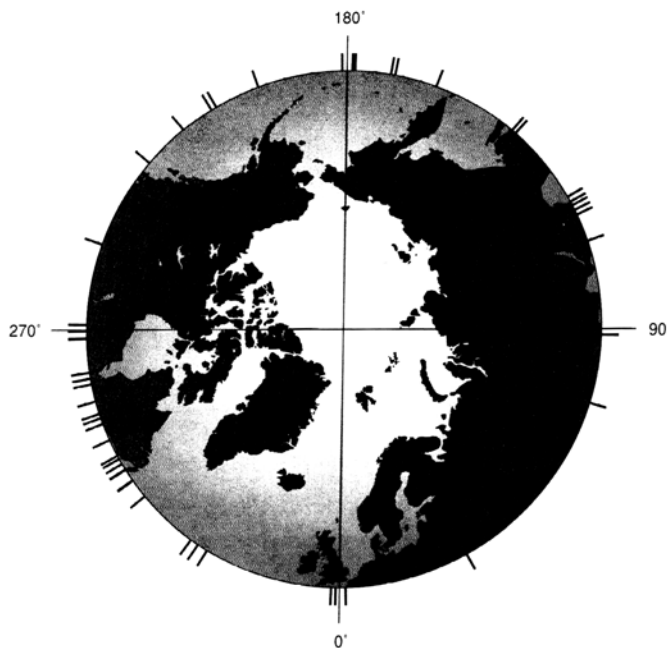


Abb. 4: Schnittpunkte der VGP-Transitionspfade über dem Äquator. Trotz einer weiten Verteilung ist eine Häufung der Schnittpunkte zwischen  $45^\circ$  und  $90^\circ$  westlicher Länge erkennbar. - Aus: FULLER et al. 1996.

Während zahlreiche Exkursionen innerhalb der Gilbert-, Matuyama- oder Gauss-Epoche nachgewiesen werden konnten und auch eine wissenschaftliche Anerkennung fanden, sind gerade die Exkursionen während der Brunhes-Epoche am meisten umstritten. Sollten sich gerade in der jüngsten Polaritätsepoche keine Exkursionen ereignen?

### 3.1.2.1 Das Laschamp-Ereignis

Seit dem Ende der 60er Jahre des vorigen Jahrhunderts in Laven am französischen Zentralmassiv reverse Magnetisierungen gefunden wurden (BONHOMET & BABKINE 1967; BONHOMET & ZÄHRINGER 1969), begann auch die Diskussion über Exkursionen des Erdmagnetfeldes innerhalb der Brunhes-Epoche.

Da aber die Datierung des Laschamp- und des Olby-Lavastroms lange Zeit umstritten war (JACOBS 1994; THOUVENY & CREER 1992) und zusätzlich weitere Exkursionen in ähnlichem Zeitabschnitt gefunden wurden (BARBETTI & MCELHINNY 1972; COE 1977), herrschten doch lange Zeit Zweifel an der Existenz des Laschamp-Ereignisses. Auch die Möglichkeit der Selbstumkehrung der remanenten Magnetisierung in Laven (HELLER 1980) musste berücksichtigt werden.

Neuere Datierungsmethoden, weitere Funde von magnetischen Anomalien in zeitlich zu korrelierenden Horizonten, in Seeablagerungen, als auch in marinen Sedimenten, sprechen für die Existenz des Laschamp-Ereignisses (ROPERCH et al. 1988; VLAG et al. 1996; WILLIAMS et al. 1998). So wird das Laschamp-Ereignis in die Sauerstoffisotopenstufe drei gestellt und besitzt ein  $^{14}\text{C}$ -Alter von 37.000 Jahren. Aus TL-Datierungen ist eine ähnliche Alterstellung schon bekannt, während radiometrische K-Ar-Datierungen als auch  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ -Datierungen doch deutlich über 40.000 Jahre vor Heute liegen (VLAG et al. 1996). Die Zeitdauer des Laschamp-Ereignisses liegt bei maximal 10.000 Jahren (THOUVENY & CREER 1992). Bei Berücksichtigung aller zur Verfügung stehenden Altersdatierungen ergibt sich für das Laschamp-Ereignis ein Alter von  $35.130 \pm 15.66$  kyr BP. Nach immer widersprüchlicheren Datierungen (TL, Ar-Ar, K-Ar,  $^{14}\text{C}$ ) und dem Fund weiterer Exkursionen im Louchadiere-Ausfluss, ebenfalls im Gebiet des Chaîne des Puys (France), scheinen doch alle drei Lavaausflüsse dieselbe magnetische Exkursion aufzuzeichnen (CHAUVIN et al. 1989).

Aus gleicher Zeit konnte aus meist marinen Daten relativer Paläointensität eine Abschwächung des Dipolfeldes auf ca.  $3 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$ , also auf weniger als 50% des heutigen Dipolmoments (BARBETTI & FLUDE 1979; GUYODO & VALET 1999; vgl. Kap. 3.1.3) aufgezeigt werden. Bei einem schwachen Dipolfeld und einem hohen Nichtdipolanteil ist fraglich, ob sämtliche Sedimente und Laven von verschiedenen Lokalitäten der Erde das Laschamp-Ereignis mit der gleichen remanenten Magnetisierungsrichtung speichern.

### 3.1.2.2 Der Blake-Event

Der Blake-Event ist eines der bestuntersuchten paläomagnetischen Ereignisse der Brunhes-Epoche. Zeitlich wird er in die Sauerstoffisotopenstufe fünf gestellt, doch über die genaue Datierung gibt es noch Kontroversen. Für den Blake-Event werden eine Doppelamplitude mit zwei reversen Abschnitten und eine kurze, dazwischenliegende Periode mit normaler Magnetisierungsrichtung angesehen ((JACOBS 1994; WORM 1997)). Dieses offenbar charakteristische Merkmal wurde oftmals bestätigt (CREER et al. 1980; HERRERO-BERVERA et al. 1989; FANG et al. 1997).

Zeitlich scheint es sich um ein äußerst kurzfristiges Ereignis von maximal 4000 (TRIC et al. 1991) bis 5.500 (FANG et al. 1997) Jahren zu handeln, mit einer Stellung in den jüngeren Teil der Sauerstoffisotopenstufe 5e, mit einem absoluten Alter von 115.000 bis 120.000 Jahren vor Heute (TRIC et al. 1991; FANG et al. 1997). TRIC et al. (1991) konnte zeigen, dass diese Polaritätsumkehrung in einem Zeitraum schwacher Intensität des Erdmagnetfeldes, insbesondere des Dipolfeldes (GUYODO & VALET 1999), stattfand.

Der Blake-Event konnte in marinen, limnischen, als auch in terrestrischen Sedimenten nachgewiesen werden. In Lanzhou, im westlichen chinesischen Lössplateau, konnte der bisher detaillierteste Fund dieses Ereignisses gemacht werden. In einer Humuszone, im Top der Bodenentwicklung der Zone 5e, konnte die typische Doppelamplitude des Blake-Events mit zahlreichen Proben belegt werden (FANG et al. 1997).

Nach Ansicht der Autoren (FANG et al. 1997) konnte in anderen chinesischen Lössprofilen der Blake-Event vor allem wegen höherer Niederschlagsmengen, einer daraus resultierenden bioturbaten Durchmischung, als auch aufgrund von Umlagerungsprozessen an der Grenze der Isotopenstufen 5e/5d nicht gefunden werden.

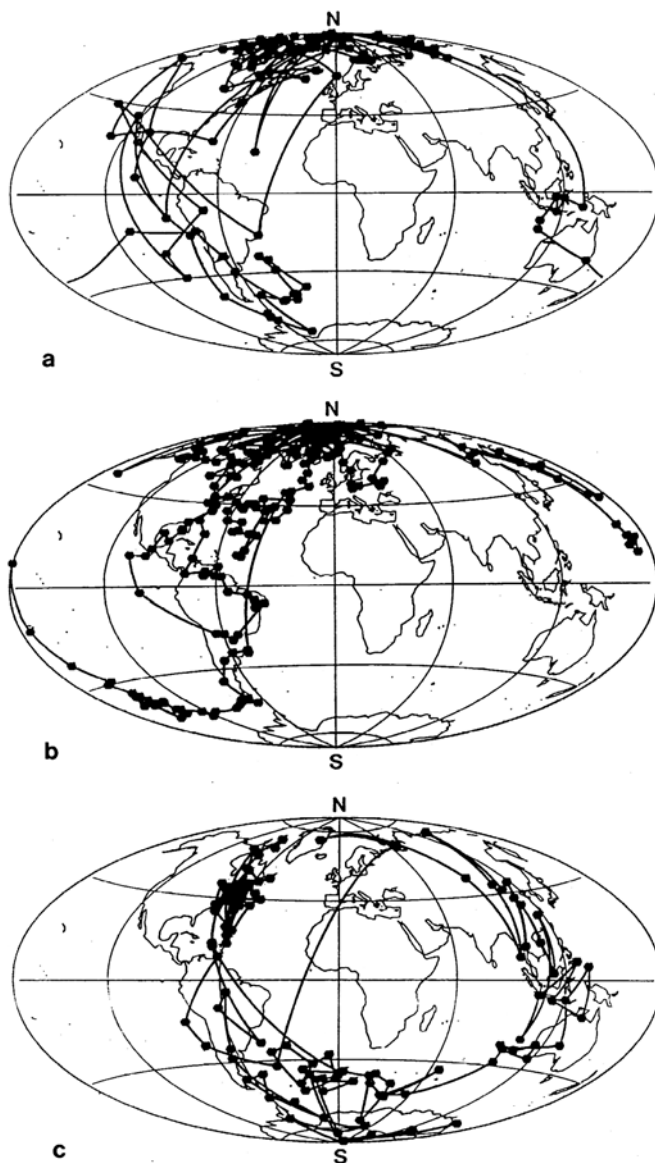


Abb. 5: VGP-Pfade des Blake-Event; a zeigt den Verlauf des virtuellen geomagnetischen Pols aus Daten des marinen Kerns MD84627; b basiert auf Daten von Pringle Falls (vgl. HERRERO-BERVERA et al. 1989); c zeigt den Verlauf des VGP-Pfades während des oberen Olduvai-Ereignisses (vgl. Abb.3). - Aus: TRIC et al. 1991: 11.

Bei einem so kurzen paläomagnetischen Ereignis wie dem Blake-Event tritt auch das Problem der "lock-in-depth" auf, also in welcher Sedimentationstiefe das paläomagnetische Signal "eingefroren" wird. In unterschiedlichen Sedimenten wird auch die "lock-in-depth" verschieden sein, doch für marine Sedimente ist wohl mindestens von 5-15 cm auszugehen (LOWRIE 1997).

Nach THOMPSON & OLDFIELD (1986) kann diese "lock-in-depth" durchaus auch einige Dezimeter betragen. Dies würde bedeuten, dass dieses paläomagnetische Ereignis in Profilen mit geringen Sedimentationsraten nicht mehr zu finden sein würde oder nur unvollständig aufgezeichnet wurde.

Nach bisherigen Erkenntnissen verläuft auch der VGP-Pfad der Polaritätsumkehr des Blake-Events über den amerikanischen Kontinent und zum Teil antipodal über Ostasien. Diese Ergebnisse ähneln den Ergebnissen weiterer jüngerer Polaritätsumkehrungen wie dem Jaramillo-Event oder dem Olduvai-Event (TRIC et al. 1991; FANG et al. 1997; vgl. Abb.5).

Auch in Mitteleuropa konnte der Blake-Event in den Lössdeckschichten des Tönchesbergs (Osteifel) nachgewiesen werden (REINDERS & HAMBACH 1995). In einer früheren Veröffentlichung von BECKER et al. (1989) zeigten sich im gesamten Horizontabschnitt starke Schwankungen der Deklination und der Inklination. Da es sich um einen Horizont mit umgelagerten Bodenmaterial handelt, hätte die Ursache der Richtungsanomalien auch im periglazialen Bodenfließen liegen können, wie es HUS & GEERAERTS (1986) zu bedenken geben. Durch den weiteren Fund in einem parallelen Profil (REINDERS & HAMBACH 1995) scheinen diese Zweifel allerdings ausgeräumt. Die stratigraphische Einstufung des paläomagnetischen Ereignisses am Tönchesberg ist sowohl lithologisch als auch durch absolute Datierungen gesichert und liegt an der beschriebenen Lokalität in einem Bht-Horizont, der von seiner Altersstellung her noch in die MIS 5 gestellt wird (REINDERS & HAMBACH 1995).

### **3.1.3 Relative Paläointensität**

Die Intensität des Erdmagnetfeldes unterlag sowohl in historischer Zeit, als auch im geologischen Zeitrahmen einem ständigen Wandel. Auf den Zusammenhang zwischen Polaritätsumkehrungen und der Intensität des Erdmagnetfeldes wurde bereits hingewiesen (vgl. Kap. 3.1.2). Bei vielen paläomagnetischen Exkursionen wurde bereits versucht, die Intensität des Erdmagnetfeldes zum Zeitpunkt der Entstehung zu ermitteln; besonders aus Laven vom französischen Zentralmassiv und aus Hawaii gab es zahlreiche Messungen (BARBETTI & FLUDE 1979; ROPERCH et al. 1988).

Doch die Ermittlung der Paläointensität des Erdmagnetfeldes in Sedimenten ist weitaus schwieriger. Die in einer Probe gemessene natürliche remanente Magnetisierung (NRM) muss erst normalisiert werden. Das bedeutet, dass sedimentologische Fluktuationen in einem Profil, die zu einer Änderung des Mineralbestandes an ferromagnetischen Mineralen führen können, kompensiert werden müssen. Außerdem müssen klimaabhängige Komponenten des Magnetisierungsprozesses ausgeschaltet werden.

Die heute gängige Praxis einer Normalisierung der NRM in Sedimenten wird meist über die ARM, die IRM und zum Teil auch nur über die Suszeptibilität ( $\chi$ ) vollzogen (JACOBS 1994; GUYODO & VALET 1996; CHANNELL et al. 1997).

Die erste Kurve relativer Paläointensität, die weiter als 100.000 Jahre zurückreicht, wurde von MEYNADIER et al. (1992) vorgestellt, basierte aber nur auf Daten dreier mariner Bohrkerne. Die sint-200 Kurve von GUYODO & VALET (1996), die die relativen Schwankungen der Paläointensität der letzten 200.000 Jahre wiedergibt, basierte bereits auf 18 marinen Bohrkerne aus dem Atlantik, dem Indischen Ozean und dem Pazifik. Immer wieder gab es Zweifel, ob die sint-200 Kurve auch wirklich die Schwankungen des Erdmagnetfeldes wiedergibt (WORM 1997). Es ist fraglich, ob das Klimasignal bei der Normalisierung der NRM wirklich ausgeschaltet werden kann. Allerdings fanden keinesfalls alle magnetischen Ereignisse und Umkehrungen der Polarität der letzten 2,6 Millionen Jahre innerhalb von globalen Abkühlungsphasen, also während Stadien oder Glazialen statt, wie es WORM (1997) postuliert.

Eine vollständige Normalisierung der NRM kann es nicht geben, dazu müsste auch innerhalb eines Bohrkerne zwischen verschiedenen Normalisierungsmethoden gewechselt und diese wieder in ein Verhältnis gesetzt werden. So werden immer Bruchteile des Klimasignals, des "Mixing-Phänomens" (vgl. BLEIL & DOBENECK 1999), verschiedener "lock-in-depth", sowie Einflüsse aus Sedimentationsprozessen in Paläointensitätskurven enthalten sein (KOK 1999; WILLIAMS et al. 1998).

Doch je mehr Daten zur Verfügung stehen, desto besser können diese Störfaktoren abgeschätzt werden. Paläointensitätskurven aus dem terrestrischen Bereich sind noch deutlich schwieriger zu erstellen, da Bodenbildungs- und Erosionsprozesse zu einer Verfälschung der Daten führen können. Weitere Untersuchungen hochauflösender mariner Bohrkerne mit einer Akkumulationsrate von mehr als 10 cm/1000 Jahre zeigen gute Korrelationen mit der sint-200 Kurve (SCHNEIDER & MELLO 1996; CHANNELL et al. 1997). Die zurzeit am weitesten zurückreichende Paläointensitätskurve stellt die sint-800-Kurve nach GUYODO & VALET (1999) dar. Sie basiert auf 33 marinen Bohrkerne und besitzt damit die beste Datengrundlage aller bisherigen Kurven (vgl. Abb. 6).

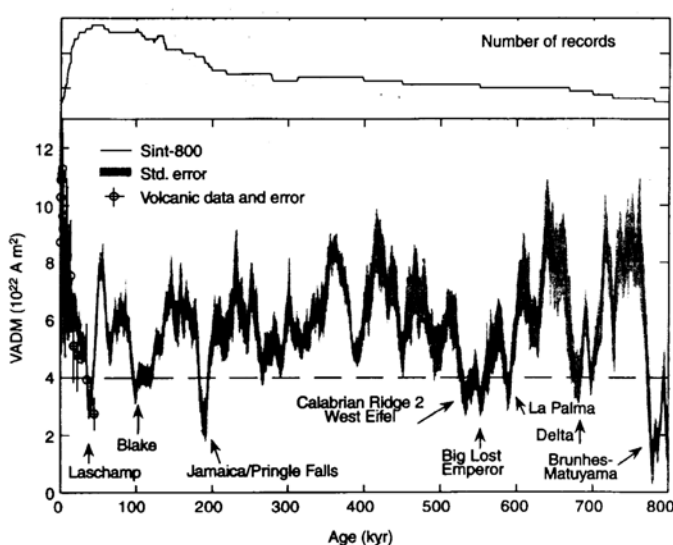


Abb. 6: Synthetische Kurve (sint-800) mit Angabe des Standardfehlers; erstellt aus 33 Paläointensitätskurven. Die obere Kurve gibt die Datengrundlage, also die Anzahl der eingesetzten Einzelkurven im jeweiligen Zeitabschnitt wieder. Im Zeitabschnitt der letzten 40.000 Jahre wurde die sint-800 durch Vergleiche mit vulkanischen Daten (offene Kreise) kalibriert (Korr.Koeff.  $r = 0,7$ ). Die gestrichelte horizontale Linie gibt den Wert des kritischen axialen Dipolmoments wieder, unterhalb dessen Richtungsschwankungen beobachtet wurden. - Aus: GUYODO & VALET 1999: 250.

Signifikant niedrige Dipolmomente ereigneten sich bei ca. 40.000, 110.000 sowie 190.000 Jahren vor Heute, als auch an der Brunhes/Matuyama Grenze (GUYODO & VALET 1999).

Weitere "Lows" befinden sich im Zeitintervall zwischen 500.000 und 700.000 Jahren, allerdings ist hierfür die Datengrundlage nicht sehr hoch.

Im Zeitabschnitt zwischen 200.000 und Heute korrelieren niedrige Dipolmomente gut mit den bereits bekannten Exkursionen Laschamp, Blake und Jamaica/Pringle Falls/Iceland Basin Event/Biwa I (möglicherweise existieren auch noch andere Namen) (GUYODO & VALET 1999; BLEIL & DOBENECK 1999; CHANNELL et al. 1997; SCHNEIDER & MELLO 1996).

In der sint-800-Kurve ist ein relativ kontinuierlicher Anstieg der Paläointensität vom Laschamp-Event bis Heute zu erkennen. Dies deckt sich mit Daten aus vulkanischen Gesteinen (CHAUVIN et al. 1989), so dass keine niedrige Intensität zum Zeitpunkt der Mono-Lake Exkursion (24.4 kyr; TARLING 1983: 212) erkennbar ist. Auch zum Zeitpunkt der Exkursionen Biwa II (272 kyr) und Biwa III (386 kyr) sind keine signifikant niedrigen Paläointensitäten zu erkennen (vgl. WORM 1997). Ausgehend von den am besten dokumentierten Exkursionen, die auf einer breiten Datengrundlage stehen, verglichen mit Phasen niedriger Paläointensität scheinen wenigstens die Exkursionen Laschamp, Blake und Jamaica innerhalb der jüngeren Brunhesepoche eine gute Verifizierung aufzuweisen (GUYODO & VALET 1999; CHANNELL et al. 1997). In der älteren Brunhesepoche korrelieren wenigstens die Exkursionen Calabrian Ridge 2/West Eifel, Big Lost/Emperor, La Palma und Delta gut mit den Daten relativer Paläointensität.

Tab. 2: Zeiten geringer und hoher Paläointensitäten, ermittelt aus dem marinen Bohrkern ODP 983 (Nordatlantik). - Aus: CHANNELL et al. 1997: 114.

High axial dipol moment (kyr BP)	Low axial dipol moment (kyr BP)
13-16	19
22-30	36
53	61
66	83
86-90	94
107	119-126
140	146
156	188
190	193
197	202-217
231	239
248	262
272-278	287
301	308
313-322	328

Ob sich die relativ gut dokumentierten Exkursionen Biwa II und Biwa III tatsächlich in Phasen eines starken Dipolmomentes des Erdmagnetfeldes ereigneten, oder ob vielmehr "lock-in-effekte" (BLEIL & DOBENECK 1999) für eine falsche Datierung dieser Exkursionen verantwortlich sind, bleibt noch offen.

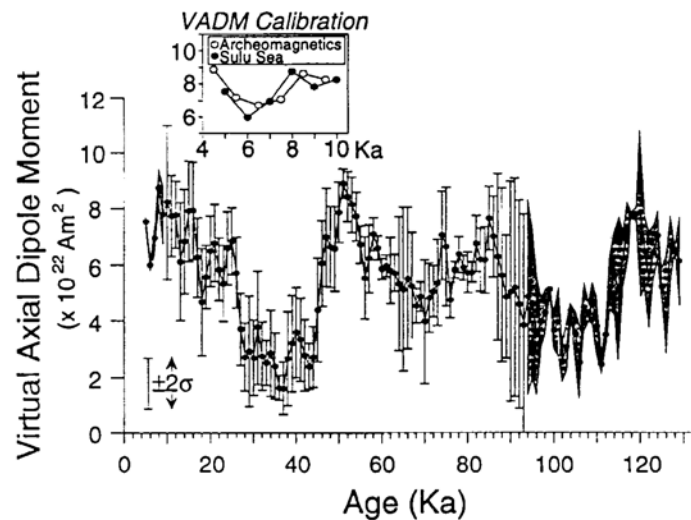
Zu Bedenken ist, dass der Fehlerbereich einzelner Datierungen, wie beispielsweise Biwa II mit Datierungen zwischen 252 kyr und 344 kyr (WORM 1997), immer noch eine Zuordnung zu einem "Low" der Paläointensitätskurve zulässt (vgl. Tab. 2). Aufgrund des doch noch hohen Fehlerbereichs der Datierung einzelner Exkursionen, als auch die nicht zu vernachlässigenden Fehler bei der Einstufung der Paläointensitätskurve, führen dazu, dass nicht alle Exkursionen eindeutig einem bestimmten "High" oder "Low" der Paläointensitätskurve zugeordnet werden können.

Die Paläointensitätskurve vom Lac du Bouchet (France) stellt die bestauflösende Paläointensitätskurve aus dem terrestrischen Bereich dar (WILLIAMS et al. 1998). Die "Lows" bei 40.000, 120.000 und 190.000 sind vorhanden, doch längst nicht so deutlich ausgeprägt wie bei der sint-800-Kurve.



Die Bearbeiter erkannten, dass eine vollständige Normalisierung der NRM mit den heutigen Methoden der Paläomagnetik nicht möglich ist. Auch eine sekundäre Normalisierung brachte im älteren Teil der Kurve vollständig andere Ergebnisse als bisherige marine Kurven (WILLIAMS et al. 1998; VLAG et al. 1996).

Abb. 7: Synthetische Kurve des virtuellen axialen Dipolmoments für das letzte Glazial. Die Normalisierung der NRM erfolgte über die Suszeptibilität. Datenbasis sind die Bohrkerne 768A, 768B, 769A und 769B (Sulu Sea). Die Kalibration der Kurve erfolgte mittels holozäner archäomagnetischer Daten. Die durchschnittliche Sedimentationsrate liegt bei 10 cm/kyr. - Aus: SCHNEIDER & MELLO 1996: 308.



Die Wechsel des Erdmagnetfeldes liefen deutlich schneller ab, als dass sie von Sedimenten vollständig aufgezeichnet werden könnten. Trotz der hohen Sedimentationsrate von über 15 cm/1000 Jahre gab es beispielsweise auch am Lac du Bouchet Anzeichen dafür, dass Wechsel der Intensität des Erdmagnetfeldes nicht vollständig aufgezeichnet wurden.

So repräsentieren die in terrestrischen Proben gemessenen Werte immer einen in irgendeiner Weise gemittelten Wert (BLEIL & DOBENEK 1999), was bedeutet, dass im terrestrischen als auch im marinen Bereich nur Kurven ähnlicher Auflösung und ähnlicher Sedimentationsbedingungen miteinander verglichen werden können. Nur Extremwerte im jüngeren Bereich der Paläointensitätskurve, wie das "Low" zum Zeitpunkt des Laschamp-Ereignisses, lassen sich in fast allen Kurven, unabhängig von den Störfaktoren, weltweit wiederfinden (SCHNEIDER & MELLO 1996; vgl. Abb.7).

## 3.2 Gesteinsmagnetische Grundlagen

### 3.2.1 Magnetisierungsarten

Die Wirkungsweise des Magnetismus lässt sich auf eine besondere Eigenschaft der Elektronen eines Atoms zurückführen. Jedes Elektron besitzt ein magnetisches Moment in Form eines Bahnmoments durch die Drehung um den Atomkern als auch durch ein Spinnmoment. Nach den Gesetzen der Quantenphysik stehen diese beiden Momente in Wechselwirkung. Die kleinste Einheit eines magnetischen Moments wird als Bohrsches Magneton bezeichnet. Ein Bohrsches Magneton ( $\mu_B$ ) entspricht  $9.2742 \cdot 10^{-24} \text{ Am}^2$ .

Wird eine Magnetisierung von einem äußeren Feld ( $H_a$ ) erzeugt, so spricht man von einer induzierten Magnetisierung  $M$ . Die Proportionalitätskonstante zwischen der induzierten Magnetisierung ( $M$ ) und dem äußeren Feld wird als magnetische Volumenssuszeptibilität  $\chi$  bezeichnet (BUTLER 1992: 2f.). Sie gibt an, mit welcher Intensität ein spezifisches Element das äußere Feld  $H_a$  annimmt, so dass sich folgende Abhängigkeit ergibt:  $M = \chi \cdot H_a$

Da  $M$  im Prinzip auch ein Feld ist und die gleiche Einheit wie  $H_a$  (A/m) besitzt, ergibt sich daraus die Dimensionslosigkeit von  $\chi$ . (THOMPSON & OLDFIELD 1986; SOFFEL 1991; LOWRIE 1997). Die magnetischen Momente in einem Atom versuchen immer einen energetisch günstigeren, also niedrigeren Energiezustand zu erreichen. Es kommt zu einer Kompensation der Momente in Form einer Anordnung, die je nach Element unterschiedlich verläuft.

### 3.2.1.1 Dia- und Paramagnetismus

Bei diamagnetischen Medien existieren keine unkompensierten Spinmomente. Der Diamagnetismus bewirkt eine Verzerrung der orbitalen Umlaufbahn der Elektronen. Gemäß der Lenz'schen Regel wird eine dem äußeren Feld entgegengerichtete Magnetisierung induziert. Das entstehende Feld  $M_{dia}$  ist sehr klein, aber proportional zum äußeren Feld  $H_a$ . Die spezifische Suszeptibilität diamagnetischer Mineralien ist daher negativ und liegt etwa im Bereich von  $10^{-6}$  SI-Einheiten (vgl. Abb. 8).

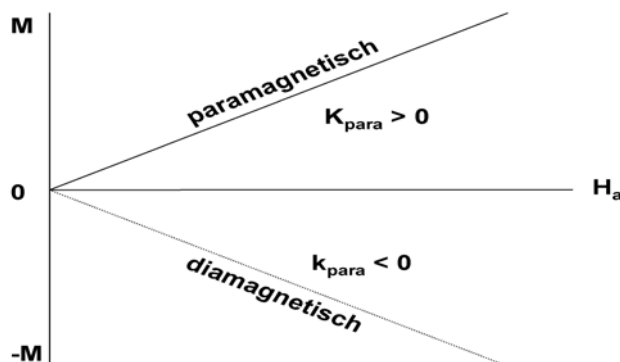


Abb. 8: Die Wirkung eines äußeren magnetischen Feldes auf dia- und paramagnetische Mineralien.  $K_{para}$  steht für die spezifische Volumenssuszeptibilität; nach LOWRIE 1997.

In Gesteinen wird der Diamagnetismus in der Regel durch den wesentlich stärkeren Para- und Ferromagnetismus überdeckt. Eine Besonderheit des Diamagnetismus ist seine Temperaturunabhängigkeit.

Paramagnetische Minerale enthalten mehrere nicht kompensierte Spinmomente. Ohne die Einwirkung eines äußeren Feldes ist  $M_{para} = 0$ ; die magnetischen Momente sind dann zufällig orientiert. Nur in Anwesenheit eines äußeren magnetischen Feldes  $H_a$  entsteht ein resultierendes magnetisches Moment, durch Ausrichtung der einzelnen Momente in die Richtung des äußeren Feldes. Es wird eine Magnetisierung induziert, die proportional zur Stärke des angelegten Feldes ist.

Die paramagnetische Suszeptibilität ist positiv und wird durch thermische Beeinflussung gestört. Sie ist eine Funktion der Temperatur. Bei steigender Temperatur nimmt sie nach dem Curieschen Gesetz ab:  $\chi_{\text{para}} = C/T$

Tab. 3: Spezifische Suszeptibilität einiger paramagnetischer Minerale bei Raumtemperatur (Angaben in  $10^{-6}$  SI-Einheiten). - Aus: SOFFEL 1991: 22.

Mineral	$\chi_{\text{para}}$	Mineral	$\chi_{\text{para}}$
Olivin	5-130	Pyroxene	3-90
Amphibol	10-100	Muskowit	-1-25
Biotit	6-100	Feldspäte	0-30
Quarz	-0.6-5	Pyrit	5-50

Die Curiekonstante C ist in unterschiedlichen Mineralien verschieden und hängt vom Gehalt an  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  Ionen ab. So variieren die Werte der Suszeptibilität einzelner paramagnetischer Mineralien (vgl. Tab. 3). Paramagnetische Minerale besitzen keine remanente Magnetisierung. Sie können keine Informationen zu früheren Magnetisierungszuständen liefern.

### 3.2.1.2 Ferromagnetismus

Bei ferromagnetischen Mineralen liegen die Atome im Gitter so nahe beieinander, dass Elektronen ausgetauscht werden können, beziehungsweise die Spinnmomente in Wechselwirkung miteinander stehen.

Die Austauschenergie die benötigt wird, ist dann gering, wenn die atomaren magnetischen Momente parallel oder antiparallel zueinander liegen. Hieraus entsteht eine spontane Magnetisierung auch ohne ein äußeres Feld. Bei reinem Ferromagnetismus ist die Ausrichtung der magnetischen Momente immer parallel (vgl. Abb. 9).

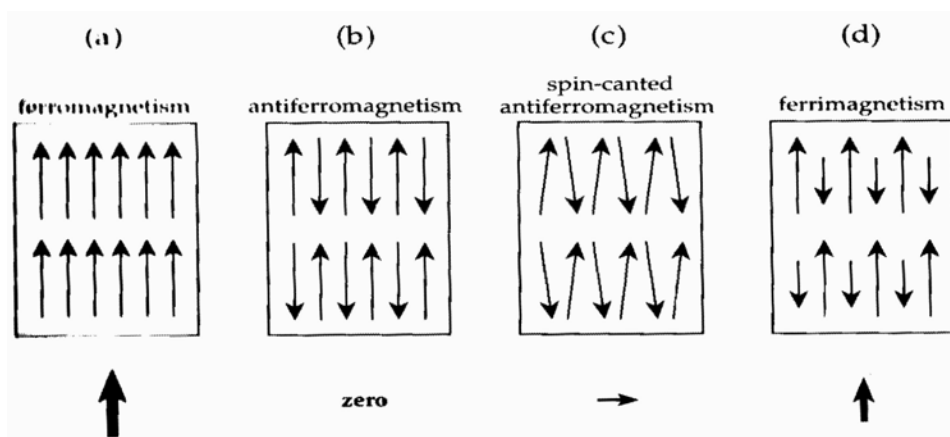


Abb. 9: Ordnungszustände magnetischer Momente bei a) Ferromagnetismus, b) Antiferromagnetismus, c) Spin-Canting-Antiferromagnetismus, d) Ferrimagnetismus mit den daraus resultierenden spontanen magnetischen Momenten. - Aus: LOWRIE 1997: 239.

Bei einer Temperaturerhöhung wird die Ausrichtung der Spinnomente durch die thermische Agitation zerstört. Dies ist oberhalb der Curietemperatur  $T_c$  der Fall. Wird die Temperatur  $T_c$  überschritten, so verschwindet die spontane Magnetisierung und ein ferromagnetisches Mineral zeigt dann ein paramagnetisches Verhalten.

### 3.2.1.3 Ferri- und Antiferromagnetismus

Beim Antiferromagnetismus findet der Austausch von Elektronen nicht direkt, sondern über die Elektronenbahnen von Sauerstoffionen statt. Die magnetischen Momente sind in antiferromagnetischen Mineralien paarweise antiparallel zueinander ausgerichtet (Néel 1948). Ohne ein äußeres Feld  $H_a$  ist die Summe der magnetischen Momente gleich Null, ähnlich wie beim Paramagnetismus.

Unter Einwirkung eines äußeren Feldes  $H_a$  kommt es dann aber zu einer induzierten Magnetisierung  $M_{antif}$ , die parallel zum Feld  $H_a$  ist. Beim ferrimagnetischen Mineral Magnetit ist die Stärke der Spins in der Richtung des äußeren Feldes ( $H_a$ ) größer als die antiparallel ausgerichteten Spinnomente. Erhitzt man ferri- und antiferromagnetische Minerale, so bleibt diese Ordnung bis zu einer kritischen Temperatur, die als Curietemperatur oder Néeltemperatur bezeichnet wird erhalten (THOMPSON & OLDFIELD 1986).

Oberhalb der Néeltemperatur reagieren antiferromagnetische Mineralien dann wieder paramagnetisch und es kommt zu einer Temperaturabhängigkeit der Suszeptibilität gemäß dem Curie-Weißschen-Gesetz:  $\chi_{antif} = C/(T + T_{Néel})$

Tab. 4: Einige magnetische Eigenschaften der wichtigsten natürlichen Ferrite. Die Suszeptibilität ist in  $10^8 \text{ m}^3/\text{kg}$  und die Curie-Temperaturen sind in  $^\circ\text{C}$  angegeben. - Aus: SOFFEL 1991: 25).

Mineral	$T_c$	$\chi_{spez.}$
Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ )	578 $^\circ\text{C}$	$10^6$ - $10^7$
Titanomagnetite ( $x\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ) (1-x) $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ; $0 \leq x \leq 1$	200 - 578 $^\circ\text{C}$	$10^2$ - $10^7$
Maghemit (gamma $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )	578 - 675 $^\circ\text{C}$	$10^5$ - $10^7$
Hämatit (alpha $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )	675 $^\circ\text{C}$	$10^2$ - $10^3$
Hämo-Ilmenite ( $x\text{Fe}_2\text{O}_3(1-x)\text{FeTiO}_3$ ) $0 \leq x \leq 1$	200 - 675 $^\circ\text{C}$	$10^2$ - $10^5$
Magnetkies $\text{Fe}_7\text{S}_8$	325 $^\circ\text{C}$	$10^3$ - $10^5$
Goethit (alpha $\text{FeOOH}$ )	110 $^\circ\text{C}$	$10^3$
Greigit $\text{Fe}_3\text{S}_4$	270 - 300 $^\circ\text{C}$	$10^3$ - $10^5$

Beim Spin-Canting-Antiferromagnetismus besitzen die Kristallgitter Defekte in Form von Löchern oder Unreinheiten, so dass einige der antiparallelen Spins nicht parallel zueinander verlaufen, oder sogar ungepaart sind. Es entsteht hierdurch eine schwache Form von Ferromagnetismus. Hämatit ist eines der wichtigsten natürlichen Minerale mit ausgeprägten Spin-Canting-Antiferromagnetismus (SOFFEL 1991).

Ferrimagnetische Minerale haben auch zwei Kristalluntergitter, genau wie bei antiferromagnetischen Mineralen. Da beide Gitter aber nicht die gleiche Größe haben, entsteht eine Spontanmagnetisierung auch ohne die Einwirkung eines äußeren Feldes  $H_a$ . Genauso wie beim Ferromagnetismus können ferrimagnetische Minerale eine remanente Magnetisierung besitzen. Oberhalb der Curietemperatur reagieren Ferrimagnetika dann wieder paramagnetisch.

Die Suszeptibilität ist immer positiv und ähnlich hoch wie bei ferromagnetischen Mineralen (vgl. Tab. 4). Während Ferromagnetismus nur bei Eisen (Reineisen), Kobalt und Nickel sowie bei einigen künstlich hergestellten Mineralen auftritt, sind die wichtigsten natürlichen gesteinsbildenden Minerale antiferro- oder ferrimagnetisch (SOFFEL 1991). Im weiteren Verlauf der Ausführungen wird auch von Ferromagnetismus im umfassenden Sinne gesprochen und umfasst dann nicht nur den Ferromagnetismus im engeren Sinne, sondern auch den Antiferromagnetismus und den Ferrimagnetismus.

### 3.2.2 Die Eigenschaften der wichtigsten natürlichen magnetischen Minerale

Die meisten natürlichen ferromagnetischen Minerale sind Eisen- und Titanoxide oder gehören zu ihrer Mischreihe. Dieses ternäre System, mit den Endgliedern Wüstit ( $\text{FeO}$ ), Rutil ( $\text{TiO}_2$ ) und Hämatit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), stellt mit Ausnahme von Pyrrhotin, Greigit und Goethit alle natürlichen ferromagnetischen Minerale (vgl. Abb. 10).

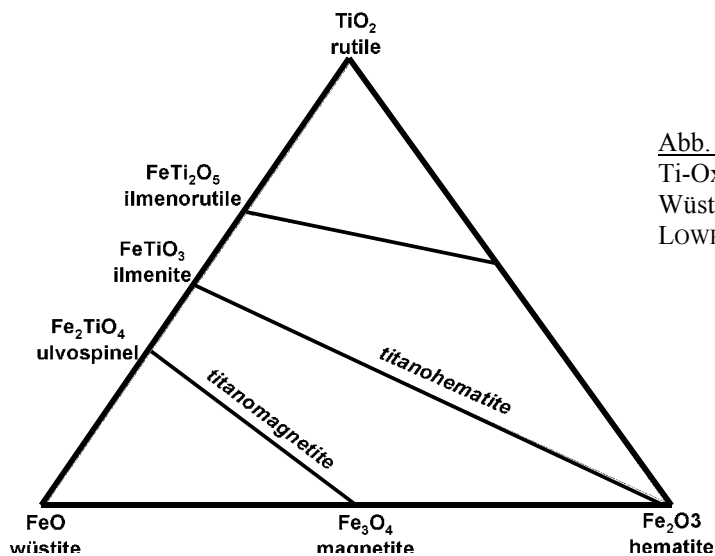


Abb. 10: Ternäres System der Fe-Ti-Oxide mit den Endgliedern Wüstit, Rutil und Hämatit; aus LOWRIE 1997: 243.

Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) ist ferrimagnetisch. Die messbare Spontanmagnetisierung entsteht durch  $\text{Fe}^{2+}$ -Ionen. Die Curietemperatur von Magnetit liegt bei  $580^\circ\text{C}$ . In der Titanomagnetitmischreihe werden zwei  $\text{Fe}^{3+}$ -Ionen vom Magnetit durch ein  $\text{Fe}^{2+}$ - und ein  $\text{Ti}^{4+}$ -Ion ersetzt.

Mit zunehmenden Titangehalt sinkt die Curietemperatur und erreicht ihr Minimum im Ulvöspinell ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ), dem Endglied dieser Mischreihe, mit  $T_c = -153^\circ\text{C}$ .

Hämatit ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) ist antiferromagnetisch, aber stets mit einem magnetischen Restmoment durch Spin-Canting (vgl. Kap. 3.2.1.3). Die Curietemperatur liegt bei  $675^\circ\text{C}$ . Während die Sättigungsmagnetisierung nur 1/100 der Werte des Magnetits erreicht, besitzt Hämatit eine sehr hohe Koerzitivkraft und eine Néeltemperatur von  $680^\circ\text{C}$  (BUTLER 1992:31).

Das Mineral Maghemit ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ ) besitzt die gleiche chemische Formel wie Hämatit, unterscheidet sich aber durch eine kubische Spinellstruktur, ähnlich dem des Magnetits. Zwischen dem ferrimagnetischen Maghemit und Magnetit gibt es eine lückenlose Mischreihe. Die Curietemperatur von Maghemit ist schwer zu bestimmen da Maghemit oberhalb von  $400^\circ\text{C}$  in den  $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$  Zustand übergeht.  $T_c$  dürfte aber zwischen  $580$  und  $675^\circ\text{C}$  liegen (SOFFEL 1991).

Für die Oxidation von Magnetit zu Maghemit gilt:  $\text{Fe}^{2+} + \frac{1}{2}z\text{O} \rightarrow (1-z)\text{Fe}^{2+} + z\text{Fe}^{3+} + \frac{1}{2}z\text{O}^{2-}$  mit  $z = 0$  bei reinem Magnetit und  $z = 1$  bei reinem Maghemit. Die Koerzitivkraft von Maghemit liegt in der Regel unter  $0.1$  Tesla. Goethit ( $\alpha\text{-FeOOH}$ ) besitzt innerhalb des Kristallgitters nur dreiwertiges Eisen ( $\text{Fe}^{3+}$ ). Seine Struktur ist orthorhombisch und es bildet sich meist aus anderen Eisenoxiden unter dem Einfluss von Luftsauerstoff und Wasser. Die Curietemperatur liegt zwischen  $80$  und  $120^\circ\text{C}$ . Die Koerzitivkraft liegt oberhalb von  $3$  Tesla und ist damit außergewöhnlich hoch. Beim Heizen von goethithaltigen Proben kommt es oberhalb von  $300^\circ\text{C}$  zu einer Dehydratation von Goethitmineralen, was die Neubildung von Hämatitmineralen nach sich zieht. Es entsteht hierbei ein rein kristalliner Hämatit, der zum Teil auch als Protohämatit bezeichnet wird (JACOBS 1989: 53).

### 3.2.3 Die magnetischen Korngrößen

In magnetischen Mineralen gibt es zwei wichtige Korngrößengrenzen. Das sind a) die Grenze zwischen ultrafeinen superparamagnetischen Körnern und Single-Domain Körnern, sowie b) die Grenze zwischen Single-Domain- und Multi-Domain-Körnern.

Ist das Teilchenvolumen klein genug, werden die Körner vollkommen einheitlich magnetisiert. Solche Körner werden als Einbereichsteilchen (SD-Teilchen) bezeichnet. Mit wachsenden Teilchenvolumen nimmt auch die Streufeldenergie zu. Diese kann minimiert werden, wenn sich das Teilchen in einzelne Bereiche (Domänen) mit verschiedenen ausgerichteten magnetischen Momenten aufteilt. Dann spricht man von Mehrbereichsteilchen (MD-Teilchen). Zwischen den kohärenten Domänenbereichen bilden sich inkohärente Bereiche aus, die auch als Néelwände bezeichnet werden (vgl. Abb. 11). Der Zeitraum, in dem der einmal erworbene Magnetisierungszustand erhalten bleibt, wird als Relaxationszeit ( $\tau$ ) bezeichnet. Sehr kleine magnetische Minerale mit wenigen nm Durchmesser und einer Relaxationszeit im Sekundenbereich werden als superparamagnetische Teilchen (SP-Teilchen) bezeichnet. Diese SP-Teilchen besitzen keine remanente Magnetisierung, sie reagieren also paramagnetisch.

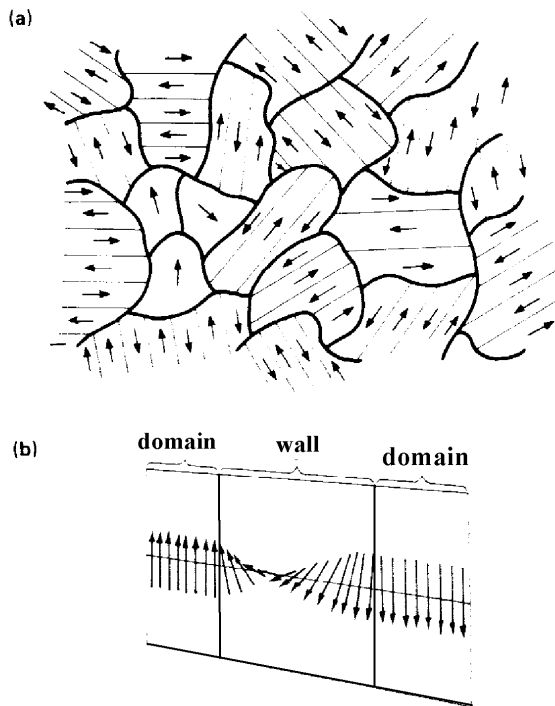


Abb. 11: Magnetische Domänenbereiche in Vielbereichsteilchen. Der Winkelunterschied der Magnetisierungsrichtung benachbarter Domänenbezirke (auch Weiß'sche Bezirke genannt) ist hier nur in Winkeln von  $180^\circ$  dargestellt, wie dies für Magnetkies und Hämatit zutrifft. Bei Magnetit, Maghemit und den Titanomagnetiten existieren auch noch Winkel mit  $71^\circ$  und  $109^\circ$ . Die Wandstärke der Néelwände liegt etwa im Bereich von 100 Atomen, die im Bereich von  $10^{-8}$  bis  $10^{-7}$  m liegen. - Aus: THOMPSON & OLDFIELD 1986: 8.

Bei weiter wachsender Korngröße wird sowohl die Relaxationszeit ( $\tau$ ) als auch die Koerzitivkraft ( $H_c$ ) deutlich größer. Etwa bei  $0.03 \mu\text{m}$  (gilt für ellipsoide Magnetitminerale) liegt die Grenze zwischen SP- und SD-Teilchen (LOWRIE 1997).

Die Obergrenze der SD-Korngröße hängt auch von der Teilchenform ab und liegt bei kubischen Magnetit etwa bei  $0,1 \mu\text{m}$ . Elongierte Single Domain Teilchen können aber auch Längen bis  $1 \mu\text{m}$  erreichen (BUTLER 1992: 43). Sowohl  $\tau$ , als auch die Koerzitivkraft  $H_c$  haben im Single-Domain-Bereich ihr Maximum. Die SD-Teilchen tragen im Gegensatz zu den SP-Teilchen eine remanente Magnetisierung. Die Relaxationszeit  $\tau$  wächst im Normalfall exponential mit wachsendem Teilchenvolumen und erreicht das Maximum an der Grenze Single-Domain/Pseudo-Single-Domain (vgl. Abb. 12). Zur Betrachtung der Eigenschaften von SD-Teilchen wird vielfach eine Hysteresekurve hinzugezogen, wobei das Verhältnis zwischen der magnetischen Remanenz der Sättigung und der Sättigungsmagnetisierung idealerweise bei 0,5 liegt.

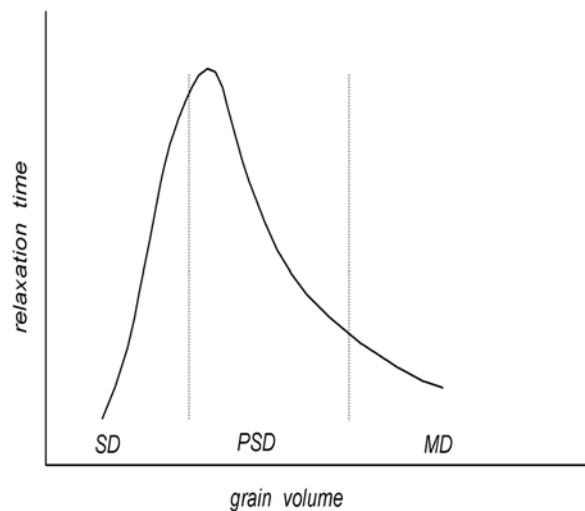


Abb. 12: Hypothetische Änderung der Relaxationszeit als eine Funktion des Volumens. SD = Single Domain, PSD = Pseudo Single Domain, MD = Multi Domain. - Aus: MERILL & McELHINNY 1983: 70.

Meist ist in Sedimenten eine Vielzahl an magnetischen Korngrößen vorhanden, so dass die Hysteresekurve dann keinen idealen Verlauf mehr nimmt (MERRILL & MCELHINNY 1983). Bei einer weiter wachsenden Teilchengröße kommt man in den Pseudo-Single-Domain (PSD) Bereich. Obwohl bei den PSD-Teilchen Domänenwände nachgewiesen wurden, ähneln sie im magnetischen Verhalten immer noch den SD-Teilchen, vor allem durch ihre Fähigkeit ebenfalls eine remanente Magnetisierung speichern zu können. Erst bei einer weiter wachsenden Korngröße steigt die Energie der Selbstentmagnetisierung so stark an, dass die Teilchen nicht mehr einheitlich magnetisiert werden können ( $V$  wächst bei der Abhängigkeit  $\frac{1}{2}V(M_s \cdot H_d)$  (Energie der Selbstentmagnetisierung)).

Theoretisch können daher MD-Teilchen keine remanente Magnetisierung speichern. Durch Defekte, vor allem an den Blochwänden, schaffen sie es doch eine geringe remanente Magnetisierung zu speichern (THOMPSON & OLDFIELD 1986, MERRILL & MCELHINNY 1983). Die Änderung des Magnetisierungszustandes eines MD-Teilchens vollzieht sich über einen Positionswechsel der Domänenwände (LOWRIE 1997: 247). Ein großes MD-Teilchen besitzt eine Vielzahl leicht veränderbarer Domänenwände, so dass die Koerzitivkraft  $H_c$  von MD-Teilchen klein ist. Meist liegt sie in einem Bereich unterhalb von 10 mTesla.

### 3.2.4 Erwerbsarten der remanenten Magnetisierung

Sowohl Gesteine, als auch Sedimente können durch natürliche Prozesse eine remanente Magnetisierung erwerben. Die Remanenz, die ein Gestein oder Sediment während der Entstehung, beziehungsweise während seiner Diagenese erhält, nennt man primäre Magnetisierung. Eine Remanenz, die nach der Gesteinsbildung erworben wird, bezeichnet man als sekundäre Magnetisierung. Eine solche sekundäre Remanenz kann ein Gestein im Laufe seiner Geschichte mehrfach erwerben. Sie kann verändert, zerstört und wieder neu erworben werden (THOMPSON & OLDFIELD 1986: 22).

#### 3.2.4.1 Die natürlich remanente Magnetisierung

Die natürlich remanente Magnetisierung (NRM) hängt in erster Linie vom geomagnetischen Feld und den geologischen Prozessen während der Gesteinsbildung und von der nachfolgenden Gesteinsgeschichte ab. Gewöhnlich ist die Magnetisierung ( $M$ ) die Vektorsumme zweier Komponenten:

1. Der induzierten Magnetisierung  $M_i$ .
2. Der natürlich remanenten Magnetisierung  $M_r$ ,

woraus  $M = M_i + M_r$  folgt. Bezogen auf die Gesteinsgeschichte ist die NRM auch die Summe der primär und sekundär erworbenen Magnetisierungsrichtungen. Sowohl für die primäre, als auch für die sekundäre NRM gibt es eine Reihe von unterschiedlichen Erwerbsarten, die in den folgenden Kapiteln behandelt werden.



### 3.2.4.2 Die thermoremanente Magnetisierung

Bei Ergussgesteinen, die durch eine Abkühlung von zum Teil über 1000°C heißen Magmen entstehen, kommt es zu einer Auskristallisierung mehrerer Mineralphasen und zu einem Mineralwachstum, das auch von der Abkühlungsgeschwindigkeit des Magmas abhängt. Bei zunehmender Abkühlung erreicht das Magma dann irgendwann den Temperaturbereich der Curietemperaturen von Hämatit (675°C) und später auch von Magnetit (575°C).

Eine remanente Magnetisierung, die parallel zum äusseren Feld ( $H_a$ ) verläuft, wird bei Unterschreitung der Curietemperatur eingefroren (vgl. JACOBS 1994: 38, LOWRIE 1997: 248). Die Relaxationszeit des Minerals und seiner erworbenen Magnetisierung steigt beim Durchlaufen der Curietemperatur von wenigen Sekunden rasch auf  $10^9$  Jahre an, so dass das geomagnetische Feld zum Zeitpunkt der Abkühlung des Gesteins dauerhaft aufgezeichnet wird.

Falls keine Anisotropie im Gestein vorliegt, ist die Intensität der Magnetisierung einer TRM proportional zum herrschenden Feld (THOMPSON & OLDFIELD 1986: 22). So verwundert es nicht, daß die ersten Versuche der Messung von Paläointensitäten an Laven gemacht wurden (vgl. Kap. 3.1.3).

### 3.2.4.3 Die detritisch remanente Magnetisierung

Eine detritisch remanente Magnetisierung (DRM) entsteht durch Sedimentation bereits vormagnetisierter Teilchen. Sowohl bei limnischer, als auch bei mariner Sedimentation sinken Teilchen, die ihre Remanenz chemisch oder thermisch bereits erworben haben, durch die Wassersäule zu Boden und richten sich dabei nach dem vorherrschenden geomagnetischen Feld aus (JACOBS 1994: 39).

Bei aquatischer Sedimentation ist häufig ein Inklinationsfehler zu beobachten. Er entsteht dadurch, dass nicht alle Teilchen kugelförmig sind, sondern oft auch elongiert, so dass die Teilchenform, vor allem mit zunehmenden Kompaktionsdruck, eine Abflachung der Inklination bewirkt.

Auch hydromechanische Kräfte können die Ausrichtung der magnetischen Teilchen während der Sedimentation stören, führen dann meist aber auch zu einem Deklinationsfehler (LOWRIE 1997: 250; vgl. Abb. 13). Eine Besonderheit stellt die postdepositorische DRM (pDRM) dar.

Nach der Sedimentation existieren im Substrat noch wassergefüllte Porenräume. Wenn die magnetischen Teilchen klein genug sind, können sie sich innerhalb der Porenräume mittels der Brown'schen Bewegung noch wechselnden magnetischen Feldern anpassen.

Bei weitergehender Sedimentation ergibt durch zunehmenden Druck und Kompaktion eine kritische Tiefe, unterhalb derer die magnetischen Teilchen nicht mehr frei beweglich sind (BLOW & HAMILTON 1978: 18). Diese kritische Tiefe, die auch als "locking-in-depth" bezeichnet wird, liegt in Bereichen von wenigen Dezimetern.

LOWRIE (1997) postuliert eine "locking-in-depth" von etwa 10 cm. In Tiefseesedimenten kann eine solche Horizontmächtigkeit durchaus einem Zeitintervall von 10.000 Jahren entsprechen. Die pDRM zeigt im Gegensatz zur DRM kaum einen Inklinationsfehler und ist auch stets jünger. Je nach Sedimentationsrate kann auch eine Zeitverzögerung zwischen DRM und pDRM von einigen hundert Jahren bis einige tausend Jahre entstehen. Hier könnte eine Erklärung dafür liegen, daß sehr kurzzeitige geomagnetische Ereignisse (events) nur selten aufgezeichnet und im Sediment „eingefroren“ (locking-in) werden.

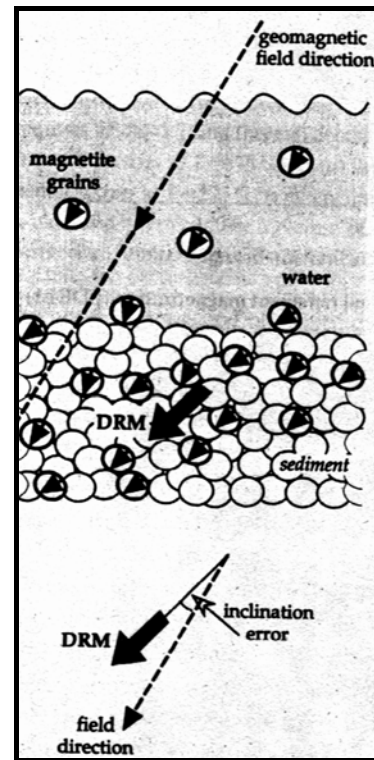


Abb. 13: Entstehung einer detritisch remanenten Magnetisierung (DRM) in einem Sediment; Schwerkraft bewirkt einen Inklinationsfehler zwischen der Magnetisierungsrichtung und der Feldrichtung. - Aus: LOWRIE 1997: 249.

#### 3.2.4.4 Die chemisch remanente Magnetisierung

Die chemisch remanente Magnetisierung (CRM) ist in den meisten Fällen eine sekundäre Magnetisierungsform. Durch Verwitterung, Redoxprozesse, Umkristallisation und durch Oxidation kann es in allen Sedimenten zu einer Mineralneubildung kommen (SOFFEL 1991). Ein Beispiel hierfür ist die Dehydratation von Goethit zu Hämatit mit einer einhergehenden Zunahme der Magnetisierungsintensität. Ein weiteres Beispiel ist die Oxidation von Titanomagnetit zum Titanomaghemit. Ein magnetisches Mineral, welches beginnend mit der Korngröße eines SP-Teilchens die SD-Korngröße erreicht, erhält eine Remanenz. Die maximale Relaxationszeit und damit auch die größte Intensität der CRM wird bei Einbereichsteilchen (SD) kurz vor ihrem Übergang zum Mehrbereichsteilchen (MD) erreicht.

Für paläomagnetische Untersuchungen ist das Phänomen, dass ein Sediment oder ein Gestein mehrfach in seiner Gesteinsgeschichte eine chemische Remanenz erwerben kann, besonders problematisch. Unter ungünstigen Umständen können in einem Sediment, neben der TRM oder DRM, mehrere chemisch erworbene Magnetisierungsrichtungen enthalten sein (JACOBS 1994: 43).

### 3.2.4.5 Die viskose Remanenz

Die viskose remanente Magnetisierung (VRM) ist die Neuausrichtung magnetischer Teilchen mit kurzer Relaxationszeit. Wenn die Relaxationszeit  $\tau$  kürzer ist als der Zeitabschnitt bis zum primären Remanenzwerb, so können die magnetischen Teilchen sich nach einem neu angelegten Magnetfeld ausrichten.

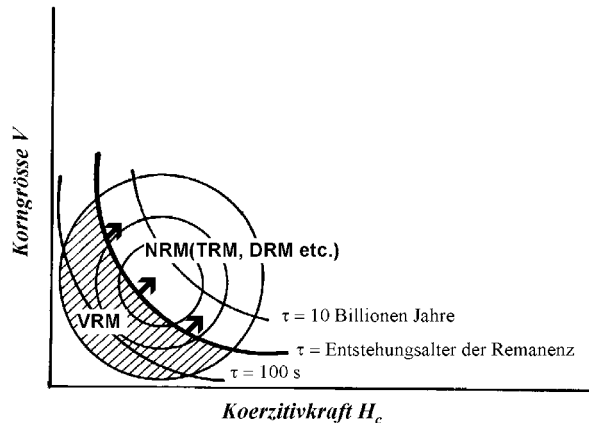


Abb. 14: Darstellung des VRM-Erwerbs eines SD-Teilchens mit den Variablen

Korngrössenvolumen und Koerzitivkraft. Mit zunehmendem Alter nimmt der VRM-Erwerb zu. Leicht veränderte Darstellung nach Vorlagen von BUTLER 1992: 53,55.

In der Regel ist dies die zurzeit herrschende normale Magnetisierungsrichtung. Die VRM nimmt bei einem wechselnden Magnetfeld mit zunehmender Zeitdauer logarithmisch zu. Ebenso nimmt die VRM mit steigender Temperatur zu, da die Relaxationszeit eines magnetischen Minerals mit steigender Temperatur abnimmt (vgl. LOWRIE 1997: 252). So ist die VRM eine Funktion der Zeit, der Temperatur und des angelegten Feldes.

### 3.2.4.6 Die isothermale remanente Magnetisierung

Wenn bei Normaltemperatur (20° C) durch starke Felder ( $H_a$ ) eine Remanenz erzeugt wird, so spricht man von der isothermalen remanenten Magnetisierung IRM. Die IRM ist parallel zum Feld  $H_a$ . Der IRM-Erwerb verläuft allerdings nur näherungsweise proportional zum angelegten Feld  $H_a$ .

Bei der Betrachtung der Erwerbseigenschaften der IRM spricht man auch von einer IRM-Erwerbskurve, die ihr Maximum in der Sättigungsremanenz hat. In der Natur entsteht eine IRM meist durch Blitzschlag, oder durch den Einfluss des Menschen (SOFFEL 1991).

Im Labor wird die IRM häufig genutzt um Aufschluss über die Koerzitivkräfte der in einer Probe befindlichen Minerale zu bekommen (LOWRIE 1997: 251).

### 3.2.4.7 Die anhysteretische Remanenz

Die anhysteretische remanente Magnetisierung ARM ist keine der natürlichen Remanenztypen, sie wird ausschließlich im Labor erzeugt. Die ARM wird durch ein magnetisches Wechselfeld erzeugt, welches durch ein wesentlich schwächeres magnetisches Gleichfeld ( $H_{dc}$ ) überlagert wird. Bei schrittweiser Erhöhung des Wechselfeldes werden Teilchen mit immer höheren Koerzitivkräften ( $H_c$ ) ummagnetisiert und tragen dann als Remanenz nur noch die Richtung des Gleichfeldes  $H_{dc}$ . Das Wechselfeld beginnt mit einer maximalen Amplitude, die in Zeiträumen zwischen 10 und 300 Sekunden wieder Schrittweise auf Null zurückgeführt wird. Die so gebildete remanente Magnetisierung ist stabil und ein ähnlicher Remanenztyp wie die thermisch remanente Magnetisierung TRM. Die ARM ist eines der wichtigsten Hilfsmittel zur Analyse der Paläointensität. Mit ihrer Hilfe wird die NRM normalisiert und aus der Kurve NRM/ARM oftmals die relative Paläointensität ermittelt (vgl. Kap. 3.1.3) (SOFFEL 1991, LOWRIE 1997).

## 3.2.5 Magnetische Suszeptibilität

### 3.2.5.1 Definitionen

Die Messung der Suszeptibilität gibt die "Magnetisierbarkeit" einer Gesteinsprobe wieder. Dabei kommen alle magnetischen Eigenschaften einer Probe, wie die magnetische Korngrößenverteilung (vgl. Kap. 3.2.3), die Konzentration der magnetischen Minerale sowie die verschiedenen Arten der Magnetisierung zum tragen (vgl. Kap. 3.2.1).

Die Suszeptibilität ist definiert als das Verhältnis von der Magnetisierung  $M$  und dem angelegten Feld  $H$ , woraus sich der dimensionslose Wert  $\kappa$  (Kappa), mit  $\kappa = M/H$  ergibt (THOMPSON & OLDFIELD 1986:25).

Die spezifische Suszeptibilität  $\chi$  ist definiert als Volumensuszeptibilität dividiert durch die Dichte  $\delta$ , also  $\chi = \kappa/\delta$  mit der Einheit Kilogramm pro  $m^3$  (vgl. Tab. 5).

Tab. 5: Umrechnung von Suszeptibilitätswerten im SI- und cgs-System. Auszug aus einer Tab. von THOMPSON & OLDFIELD, 1986: 22.

Messung	SI System Int.	CGS-System	Umrechnung
Suszeptibilität pro Volumeneinheit	$\kappa = M/H$	$\kappa = I/H$	$1(\text{SI-Einheit}) = 4\pi \text{ G Oe}^{-1}$
Suszeptibilität pro Masseneinheit	$\chi = \kappa/\delta \text{ m}^3\text{kg}^{-1}$	$\chi = \kappa/\delta \text{ G Oe}^{-1} \text{ g}^{-1}$	$1 \text{ kg/m}^3 = 4\pi * 10^{-3} \text{ G Oe}^{-1} \text{ cm}^3 \text{ g}^{-1}$

Hohe Suszeptibilitätswerte sprechen oft für eine hohe Konzentration von Magnetit. Erst bei sehr niedrigen Suszeptibilitätswerten und bei sehr geringer Magnetitkonzentration können paramagnetische und diamagnetische Minerale einen substanziellen Beitrag zur Suszeptibilität liefern (THOMPSON & OLDFIELD 1986: 26). Sowohl in terrestrischen, als auch in limnischen und marinen Sedimenten liefern die messbaren Suszeptibilitätswerte ein Klimasignal.

### 3.2.5.2 Suszeptibilität in Lössablagerungen

Suszeptibilität kann als Maß für die Konzentration an magnetischen Mineralen in einem Sediment gelten. In vielen Sedimentgesteinen zeigt der Verlauf der Suszeptibilitätswerte eine Abhängigkeit mit den klimatischen Bedingungen während der Genese. So kann die Suszeptibilität als Paläoklimaindikator dienen, nicht nur in terrestrischen, sondern auch in marinen und limnischen Sedimenten (THOMPSON & OLDFIELD 1986, THOUVENY et al. 1994, SINGER et al. 1996, EVANS et al. 1997). Erste Untersuchungen von Suszeptibilitätsschwankungen in chinesischen Lössprofilen zeigten eine gute Korrelation zwischen hohen Suszeptibilitätswerten in Paläoböden und geringen Suszeptibilitätswerten im unverwitterten Löss (HELLER & LIU 1982). Folgende Untersuchungen zeigten in allen chinesischen Lössprofilen eine gute Übereinstimmung zwischen hohen Suszeptibilitätswerten und Paläobodenhorizonten. Vergleiche mit marinen Sauerstoffisotopenkurven dokumentierten, dass niedrige Suszeptibilitätswerte für kalte aride Bedingungen und hohe Suszeptibilitätswerte feuchtwarme Klimabedingungen im chinesischen Lössplateau repräsentieren (HELLER & EVANS 1995). Die Suszeptibilität in Bodenhorizonten steigt in chinesischen Lössen etwa um den Faktor zwei bis über drei an. Die Lösssedimente beinhalten je nach Region etwa 1% an ferromagnetischen Mineralen. Eine relative Anreicherung an ferromagnetischen Mineralen durch Kalklösung kommt sicherlich in Frage, scheidet aber als dominierende Ursache aus. MAHER & THOMPSON (1995) identifizierten die pedogene Neubildung von Magnetit als Hauptursache für den Anstieg der Suszeptibilität in den Böden, während ANDERSON & HALLET (1996: 2) eher für den Magnetit plädierten.

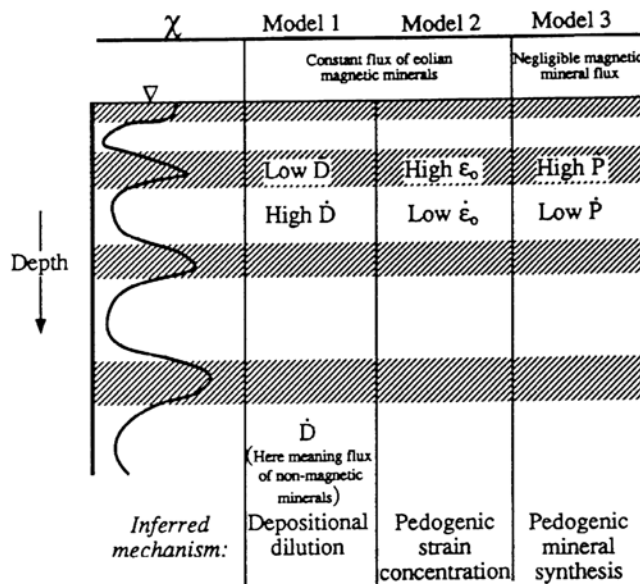


Abb. 15: Verschiedene Modelle für die Entstehung von magnetischen Suszeptibilitätsprofilen  $\chi$  in Löss/Boden-Sequenzen.

Model 1 hält den äolischen Eintrag mit magnetischen Teilchen konstant, während die Akkumulation an Löss variiert.

Model 2 beschreibt die relative Anreicherung von magnetischen Teilchen durch Lösungsprozesse im Boden, im Besonderen durch Entkalkung.

Modell 3 geht von einer pedogenen Entstehung der magnetischen Teilchen, so dass die Variationen in der  $\chi$ -Kurve die pedogene Produktion an magnetischen Teilchen darstellen. - Aus: ANDERSON & HALLET 1996: 2.

Auch die Frage des "mixing" der ferromagnetischen Partikel konnte bis heute nicht hinreichend geklärt werden. Es ist davon auszugehen, dass die Akkumulation von ferromagnetischen Mineralen durch Lössanwehung im Pleistozän nicht immer konstant war. Doch nur wenn dies gegeben ist, ist eine Berechnung der Paläoniederschläge möglich, wie dies für China schon oftmals praktiziert wurde (vgl. MAHER & THOMPSON 1995) (vgl. Abb. 15).

Ganz anders stellt sich die Situation in Alaska (vgl. BEGET et al. 1990, BEGET 1996), Polen (vgl. NAWROCKI et al. 1996) und in Sibirien (vgl. CHLACHULA et al. 1998) dar. Die Suszeptibilitätswerte liegen in den Bodenhorizonten deutlich niedriger als im Löss. Die Ursachen hierfür sind in Vergleierungsprozessen zu suchen, in denen unter reduzierendem Milieu Magnetit und Maghemit zerstört wird (vgl. NAWROCKI 1996).

Generell kann davon ausgegangen werden, dass in Lössgebieten mit Paläoniederschlägen deutlich über 1200 mm/Jahr die Suszeptibilität in den Bodenhorizonten geringer ausfällt als im relativ gut drainiertem Löss (vgl. MAHER & THOMPSON 1995: 384ff., MAHER 1999: 868). Eigene Untersuchungen werden in dieser Arbeit noch zeigen, dass Mitteleuropa eine intermediäre Stellung zwischen den semiariden Bedingungen Chinas und den Bedingungen in Alaska/Sibirien einnimmt.

### 3.2.5.3 Suszeptibilität in Böden - Betrachtung eines weltweiten Klimasignals

Die in chinesischen Bodenhorizonten neu gebildeten magnetischen Minerale, die zu einer Erhöhung der Suszeptibilität beitragen, gehören in erheblichen Maße der superparamagnetischen Mineralfraktion an (HELLER & EVANS 1995, ANDERSON & HALLET 1996). Diese Neubildung von superparamagnetischen Mineralen ist sowohl chemisch möglich, kann aber auch intra- (in einer magnetotaktischen Bakterie) und extrazellulär durch Bakterien produziert werden (vgl. FASSBINDER et al. 1990: 161).

Durch Messung der frequenzabhängigen Suszeptibilität (vgl. Kap. 3.2.5.5) kann der Anteil an superparamagnetischen Mineralen in einer Probe bestimmt werden. So konnte in unzähligen Profilen weltweit eine Korrelation zwischen Bodenbildungsprozessen einerseits und einem hohem Anteil an superparamagnetischem Mineral in den Proben andererseits nachgewiesen werden. Der Versuch jedoch, diesen Anstieg der Suszeptibilität an einen einzelnen Parameter wie die Jahresmitteltemperatur zu koppeln, scheiterte bislang. Die Vorgänge innerhalb der Bodenhorizonte sind keinesfalls monokausal zu betrachten. Die Parameter Temperatur, Zeit, Niederschlagsmenge und deren jährliche Verteilung, die Wasserdurchlässigkeit des Substrats, die Bodenchemie und die Intensität der biologischen Aktivität sind auf jeden Fall zu berücksichtigen. Stark vereinfacht lassen sich die verschiedenen Einflüsse in drei Gruppen unterteilen: lithogene, pedogene und biogene Faktoren.

Neuere Untersuchungen konnten zeigen, dass sich die meisten Vorgänge im Boden, die zu einer Veränderung der magnetischen Eigenschaften führen, in den obersten 60-80 cm ablaufen (vgl. HANESCH & PETERSEN 1999). Epigenetisch können die in einem Boden bis dahin geschaffenen magnetischen Eigenschaften in sekundären Prozessen erheblich modifiziert werden (vgl. Abb. 16). Jedesmal wenn ein Bodenhorizont unter anoxische Bedingungen gerät, kommt es zu einem Abbau von Magnetit und Maghemit durch eisenreduzierende Bakterien (MAHER 1999: 868). Auch die Häufigkeit eines Austrocknungs- und Wiederbefeuchtungszyklus scheint einen Einfluss auf diese Vorgänge zu haben.

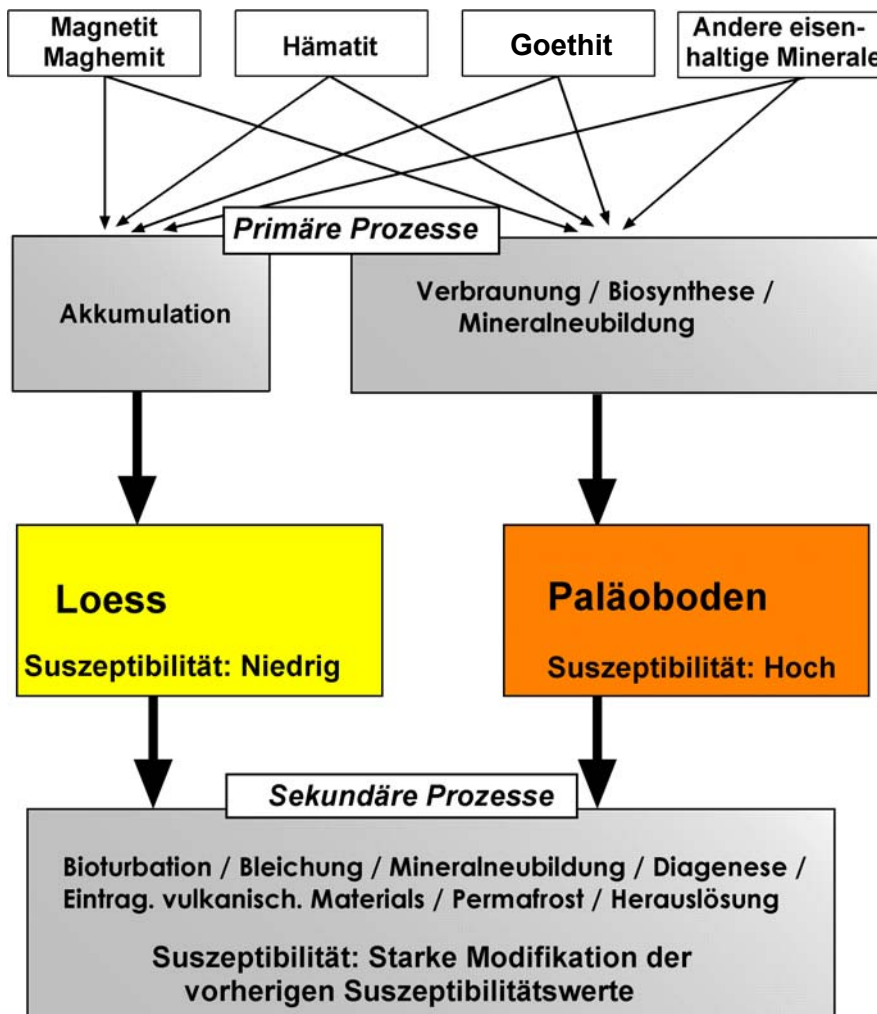


Abb. 16: Stark vereinfachtes Modell für die Entstehung von Suszeptibilität in Böden und Löss und die Prozesse der Modifikation. Die Prozesse im Boden, die zu einer Modifizierung der Suszeptibilitätswerte führen, haben keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Primäre und sekundäre Prozesse können teilweise auch parallel ablaufen (eigener Entwurf).

Diese Reduktion von Magnetit und Magnetit vollzieht sich bei allen Vergleungsprozessen im Boden. Dies kann durch Permafrost entstehende Staunässepseudovergleyung bedingt sein, aber auch durch echte Vergleung im Grundwasserbereich.

Auch innerhalb eines B-Horizontes kann es durch die Ausbildung von Sd- und Sw-Horizonten zu einer Pseudovergleyung kommen.

Die primär erworbenen hohen Suszeptibilitätswerte eines braunen Bodenhorizontes können vor allem durch den Abbau der superparamagnetischen Teilchen deutlich abgesenkt werden (vgl. NAWROCKI et al. 1996). Ob diese reduzierenden Vorgänge syn- oder epigenetisch ablaufen, oder beides, ist bis heute nicht geklärt.

### 3.2.5.4 Suszeptibilität und $^{10}\text{Be}$ -Gehalt

$^{10}\text{Beryllium}$  ist ein Isotop, das sowohl durch atmosphärischen Eintrag, also einem kosmischen "fallout", als auch mit der vorherrschenden Staubakkumulation in ein Sediment gelangt. Da der kosmische Eintrag an  $^{10}\text{Beryllium}$  nahezu konstant ist (unter Umständen modifiziert durch die Stärke des Erdmagnetfeldes), kommt es durch unterschiedlich starke Sedimentationsraten in der Erdgeschichte zu einer mehr oder weniger starken Verdünnung von  $^{10}\text{Beryllium}$  im Sediment (vgl. BEER et al. 1993: 59f.).

In Klimaphasen geringer Lössakkumulation, also in den Interglazialen, kommt es zu einer relativen Anreicherung von  $^{10}\text{Beryllium}$ . Diese klimaabhängigen Schwankungen dokumentieren sich in der  $^{10}\text{Beryllium}$ -Kurve, die einen ähnlichen Verlauf wie die  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve zeigt (vgl. HELLER & EVANS 1995: 234). So entsteht ein Fluss von  $^{10}\text{Beryllium}$ , der sich aus einer kosmischen/atmosphärischen Komponente und einer Sedimentationskomponente zusammensetzt. Bei der kosmischen/atmosphärischen Komponente wird eine Konstanz angenommen, wohingegen die Sedimentationskomponente von der Sedimentationsrate abhängt, wobei auch hier angenommen wird, dass sich in einem äolischen Sediment, wie dem Löss, immer die gleiche Konzentration von  $^{10}\text{Beryllium}$  herangeführt und akkumuliert wird.

So ergibt sich für die  $^{10}\text{Beryllium}$ -Konzentration in einem Löss folgender Zusammenhang:  
 $F_{\text{Beryllium}} = Fd_{\text{Beryll}} + Fa_{\text{Beryll}}$

Da die Suszeptibilität im Löss in eine pedogene und eine detritische Komponente differenziert werden kann und der detritische Suszeptibilitätseintrag sich proportional zum äolischen  $^{10}\text{Beryllium}$ -Eintrag verhält, kann  $^{10}\text{Beryllium}$  auch als Tracer des detritischen Suszeptibilitätssignals gesehen werden (HELLER et al. 1989: 158). So ist durch  $^{10}\text{Beryllium}$ -Messung zumindest eine Abschätzung des pedogenen Suszeptibilitätsanteils in einem Lösssediment möglich.

In den Sauerstoffisotopenstufen 2 und 4 konnte die Korrelation zwischen hohen Akkumulationsraten und geringen  $^{10}\text{Beryllium}$ konzentrationen erbracht werden. Da wenigstens im chinesischen Löss ein Zusammenhang zwischen pedogen gebildeter Suszeptibilität und der Niederschlagsmenge besteht, führen  $^{10}\text{Beryllium}$  Untersuchungen auch zur Abschätzung und Rekonstruktion von Paläoniederschlägen.

Da  $^{10}\text{Be}$ -Untersuchungen bislang nur in China (Profil Luochuan) gemacht wurden, ist die Datengrundlage für dieses Modell sehr gering (HELLER & EVANS 1995: 234), so dass eine Allgemeingültigkeit dieses Modells erst durch weitere Daten belegt werden muss.



### 3.2.5.5 Die frequenzabhängige Suszeptibilität

Wie bereits im vorangegangenen Kapitel beschrieben, werden vor allem superparamagnetische Teilchen für den Anstieg der Suszeptibilität in Bodenhorizonten verantwortlich gemacht (HELLER & EVANS 1995). Misst man die Suszeptibilität an einer Suszeptibilitätsbrücke mit zwei verschiedenen Frequenzen (zumeist mit Bartington, vgl. auch Kap. 3.3.1), meist mit 0,47 kHz und mit 4,7 kHz bei Zimmertemperatur, so erhält man eine Abschätzung des Anteils superparamagnetischer Teilchen in einer Probe.

Der so genannte F-Faktor ( $F_D$ ) gibt eine prozentuale Einschätzung superparamagnetischer Teilchen, welcher sich mit folgender Formel definiert:  $F_D = (\chi_{LF} - \chi_{HF})/\chi_F$ , wobei  $\chi_{LF}$  die gemessene Niedrigfeldsuszeptibilität (0,47 kHz) und  $\chi_{HF}$  die gemessene Hochfeldsuszeptibilität (4,7 kHz) wiedergibt. Bei etwa 13-15 % erreicht der F-Faktor den theoretischen Maximalwert (vgl. FORSTER et al. 1994: 637, vgl. Tab. 6). Der F-Faktor ( $F_D$ ) kann Null erreichen, wenn sich keine superparamagnetischen Teilchen in einer Probe befinden.

Tab. 6: Daten von Suszeptibilitätsmessungen von 6 verschiedenen Löss-Boden-Sequenzen aus China, Tajikistan und Kalifornien, aus: FORSTER et al. 1994: 637. Die Werte für  $\chi_{LF}$  und  $\chi_{HF}$  sind in  $10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$  angegeben.

Lokalität	Probenzahl	$\chi_{LF}$ max.	$\chi_{HF}$ min.	$F_D$ (%) max.	$F_D$ (%) min.
<b>Baoji</b>	46	19.0	2.4	10.8	3.7
<b>Xifeng</b>	682	33.1	1.6	11.3	0.2
<b>Luochuan</b>	101	14.5	1.0	15.4	0.6
<b>Baicaoyuan</b>	218	8.2	1.7	8.6	0.1
<b>Karamaidan</b>	278	17.0	0.9	10.0	0.0
<b>California</b>	41	31.0	0.6	13.2	0.0

Der F-Faktor ist vor allem eine Abschätzung des Verhältnisses von superparamagnetischen Teilchen (SP-Teilchen) und Single-Domain-Teilchen (SD-Teilchen). Die Frequenzabhängigkeit der Suszeptibilität von Mehrbereichsteilchen (MD-Teilchen) liegt bei weniger als 0,26 % und ist daher vernachlässigbar (THOMPSON & OLDFIELD 1986: 56).

### 3.3 Paläomagnetische Messmethoden

#### 3.3.1 Die Probenahme im Gelände

Für die vorliegende Arbeit wurden an verschiedenen Aufschlusslokalitäten an mehr oder weniger vertikalen Lössprofilen über 2000 paläomagnetische Proben genommen. Für die Probenahme wurde ein Stechzylinder aus antimagnetischem Stahl mit einem Durchmesser von 14 mm verwendet.

Alle Proben wurden im Gelände mittels Kompass vollständig orientiert. Der Fehler beim Ablesevorgang des Kompasses liegt erfahrungsgemäß bei etwa 1-2°. Daraufhin wurden die Proben in eine 3,35 cm<sup>3</sup> große Plastikdose geschoben, um einem Zerbröseln oder auch eine Verunreinigung der Proben zu vermeiden. Auch bei diesem Arbeitsvorgang sind Richtungsfehler, vor allem Deklinationsfehler im Bereich von 1-3° möglich, so dass der Gesamtfehler der Probenahme bei etwa 5° liegt.

Das Probenintervall lag im Mittel bei 3 cm, schwankte aber in einem Bereich von 2-5 cm. Vor allem Bodenhorizonte, die bei gleicher Mächtigkeit einen grösseren Zeitabschnitt repräsentieren, wurden dichter beprobt. Bei sehr dichter Beprobung wurde zum Teil auch mit horizontalem Versatz gearbeitet, damit es nicht zu einer gegenseitigen Störung der Probenlöcher kam. Für die jeweiligen Bodenhorizonte wurde die Profiltiefe für die Probenahme vermessen. Innerhalb der zum Teil nur 5-10 cm mächtigen Bodenhorizonte wurde gleichmäßig beprobt.

#### 3.3.2 Die Suszeptibilitätsmessungen

Die Messung der Volumenssuszeptibilität wurde an einer Suszeptibilitätsbrücke vom Typ KLY-2/CS-2 durchgeführt. Die Empfindlichkeit des Geräts liegt bei  $1 \times 10^{-7}$  SI-Einheiten. Die Messfrequenz des Geräts beträgt 920 Hz. Für die Messung der frequenzabhängigen Suszeptibilität wurde eine Suszeptibilitätsbrücke vom Typ Bartington MS-2 verwendet. Die maximale Auflösung dieses Gerätes liegt nach Herstellerangaben bei  $2 \times 10^{-7}$  CGS, was etwa  $2,5 \times 10^{-6}$  SI-Einheiten entspricht. Somit ist das Gerät Bartington MS-2, das mit den Frequenzen 4,7 kHz und 0,47 kHz arbeitet, in seiner Empfindlichkeit 20 mal schwächer als die Kappabridge-Suszeptibilitätsbrücke. Die Messung mit 2 Frequenzen an dem Gerät Bartington MS-2 ermöglicht allerdings die Abschätzung des superparamagnetischen Anteils einer Probe (vgl. Kap. 3.2.5.5).

Bei den Proben der Profile Erkelenz, Rheindahlen und Garzweiler lag der superparamagnetische Anteil der Suszeptibilität meist innerhalb des Fehlerbereichs des Messgerätes, so dass drei unabhängige Messreihen, sowohl mit tiefer als auch mit hoher Messfrequenz gemacht wurden. Diese Messreihen wurden dann gemittelt, wobei Daten mit einer höheren Abweichung als 30 % vom Mittelwert herausgefiltert wurden und somit in die Mittelwertberechnung nicht einbezogen wurden.

### 3.3.3 Die NRM-Messung

Die Messung der natürlich remanenten Magnetisierung (NRM) wurde an einem supraleitenden Cryogenmagnetometer des Herstellers 2G durchgeführt. Im Bereich des Messgeräts wurde das Erdmagnetfeld durch magnetische Spulen kompensiert, wodurch eine sogenannte "shielded-room-area" vorhanden war. Die Messungen erfolgten in drei Richtungen (X-, Y- und Z-Achse). Die Empfindlichkeit des Messgeräts liegt bei etwa  $5 \times 10^{-9}$  Gauss bei der Messung einer Achse und kann durch die Messung aller drei Achsen und daran anhängige statistische Verfahren weiter erhöht werden. Die Magnetisierung der Proben lag im Mittel bei etwa  $2 \times 10^{-6}$  Gauss, also um mehr als Faktor 1000 über der Eingangsempfindlichkeit des Messgerätes.

### 3.3.4 Die Wechselfeldentmagnetisierung

Die Entmagnetisierung paläomagnetischer Proben ist eine der klassischen Methoden paläomagnetischer Forschung. Sie gibt Aufschluss über die Verteilung der magnetischen Minerale und ermöglicht die Aufdeckung von Richtungsanomalien, die oftmals von sekundären, beziehungsweise viskosen Komponenten überlagert werden. Mit der Wechselfeldentmagnetisierung können auch Aussagen über die Koerzitivkraft der Proben getroffen werden (vgl. Kap. 3.2.3 f.). Durch schrittweise Erhöhung eines angelegten magnetischen Feldes werden Teilchen mit immer größeren Koerzitivkräften erreicht und entmagnetisiert, im Idealfall soweit, bis keine Richtungsänderungen mehr festgestellt werden können, bzw. die Magnetisierung nur noch wenige Prozent (im theoretisch optimalsten Fall 0 %) ihres Ausgangswertes hat. Die Proben der Profile Erkelenz, Kesselt, Mainz, Schwalbenberg und Rheindahlen wurden in folgender Schrittweise entmagnetisiert (Angaben in Tesla): 0 mT, 10 mT, 20 mT, 30 mT, 40 mT, 60 mT, 80 mT, 100 mT. Bei einzelnen Proben wurde bis 160 mT entmagnetisiert. Die nachfolgenden Messungen erfolgten ebenfalls mit einem supraleitendem Cryogenmagnetometer der Firma 2G, das ebenfalls in einer "shielded-room-area" steht.

### 3.3.5 Die thermische Entmagnetisierung

Die Relaxationszeit  $\tau$  ist stark abhängig von der absoluten Temperatur. Durch stufenweises Erhitzen von Proben werden unterschiedliche Mineralfraktionen entmagnetisiert, entsprechend ihrer Blockungstemperaturen. Eine postthermoremanente Magnetisierung kann durch eine "shielded-room-area" verhindert werden.

Die Minerale reagieren dann oberhalb ihrer Curietemperatur paramagnetisch. Dies geschieht dadurch, dass durch die Temperaturerhöhung die Relaxationszeit verkürzt wird, was folgende Formel nach NÉEL zeigt (vgl. BUTLER 1992: 52):

$$\tau = 1/C \exp \left( \frac{\nu h_c j_s}{2kT} \right)$$

wobei  $\nu$  der magnetischen Korngröße entspricht,  $h_c$  repräsentiert die mikroskopische Koerzitivkraft,  $kT$  ist die thermische Energie und  $j_s$  ist die Sättigungsmagnetisierung.

Bei den vorliegenden Lössproben konnte davon ausgegangen werden, dass mehrere Mineralarten an der Magnetisierung der Probe beteiligt sind, so dass die Proben in Schritten von 50° C bis 700° C erhitzt wurden. Die deutliche Rotfärbung vieler Proben, die oberhalb von 300°C eintrat, sprach für eine Hämatitneubildung in den Proben während des Heizens. Die Heiz- und Abkühlungsphase dauerte bei Temperaturen bis 300°C jeweils 45 Minuten, bei höheren Temperaturen jeweils eine Stunde. Die Messung der verbliebenen Magnetisierung wurde, wie bei der Wechselfeldmagnetisierung, an einem supraleitenden Cryogenmagnetometer der Firma 2G in einer "shielded-room-area" durchgeführt.

### 3.3.6 ARM-Messungen

Die Abkürzung ARM steht für Anhysteretische Remanente Magnetisierung. Die ARM ist die Magnetisierung, die sich in einem abnehmenden magnetischen Wechselfeld mit einem überlagernden Gleichfeld ( $H_{dc}$ ) bildet. Das Wechselfeld  $H_{ac}$  bewirkt eine Entmagnetisierung aller Teilchen mit  $H_c \leq H_{max}$ . Bei einem zugeschalteten Gleichfeld  $H_{dc}$  erhält die Probe eine remanente Magnetisierung (vgl. Kap. 3.2.4.7). Durch schrittweise Steigerung von  $H_{max}$  erhält man eine ARM-Erwerbskurve. Je größer die Steigung dieser ARM-Erwerbskurve ist, desto mehr niederkoerzitive ferromagnetische Minerale enthält die Probe.

Bei den vorliegenden ARM-Messungen in dieser Arbeit wurde ein Gleichfeld von 500 Millioerstedt verwendet.  $H_{max}$  wurde in folgenden Schritten gesteigert (Angaben in Oersted): 2,5; 5; 7,5; 10; 15; 20; 25; 30; 40; 50; 60; 70; 80; 90; 100. Die ARM-Erwerbskurven fast aller Proben zeigte noch bei 100 Oersted eine Zunahme der ARM, was auf das Vorhandensein von hochkoerzitiven Mineralen wie Goethit und Hämatit hinweist. Die Messungen der ARM wurden wie die NRM-Messungen an einem 3-Achsen-Cryogenmagnetometer der Firma 2G in einer "shielded-room-area" durchgeführt.

### 3.3.7 Tieftemperaturmessungen

Die Messung der Suszeptibilität bei tiefen Temperaturen, vorzugsweise bei Flüssigstickstofftemperatur (77 K), gibt Aufschluss über die paramagnetischen Komponenten einer Probe. Das Curie-Weiss-Gesetz definiert die Abhängigkeit der paramagnetischen Suszeptibilität von der Temperatur (vgl. SOFFEL 1991):  $\chi_{para} = C/(T-\varnothing)$ , mit der Konstante C, der paramagnetischen Suszeptibilität  $\chi_{para}$  und der Temperatur T. Unter der Annahme, dass  $\varnothing$  0 Kelvin entspricht und die Suszeptibilität von ferromagnetischen Mineralen im Temperaturbereich von 77 bis 295 K konstant ist, ergibt sich eine lineare Zunahme der paramagnetischen Suszeptibilität bei sinkender Temperatur. Bei Messung der Suszeptibilität bei 77 und 295 Kelvin sollte der paramagnetische Anteil der Probe dann etwa um den Faktor 3,8 steigen.

Die Messungen wurden an einer Kappabridge KLY-2 durchgeführt. Durch die Kälteabstrahlung der Probe auf das Messgerät bei 77 K kommt es zu einer nicht unerheblichen Drift des Gerätes während des Messvorgangs. Bei wiederholten Messungen einzelner Proben ergab sich ein Messfehler von etwa 5-8 % im Intensitätsbereich  $1-10 \cdot 10^{-5}$  SI-Einheiten.

## 4. Löss - ein weltweit verbreitetes Sediment

### 4.1 Verbreitung und Eigenschaften von Löss

Löss ist ein staubartiges, äolisches Sediment mit einem typischen Korngrößenmaximum im Mittel- bis Grobschluffbereich, wobei die typische Korngröße bei 20-40 µm liegt (PESCI 1990). Löss bedecken etwa 10 % der Landoberfläche der Erde.

Löss ist ein weltweitverbreitetes Sediment. Kaltzeitlich ist es vorwiegend im Periglazialraum anzutreffen. Auch wenn Wüstenlöss aus subtropischen Klimaregionen die Diskussion komplizierter gemacht haben, so ist Löss doch im Wesentlichen ein Sediment des Eiszeitalters.

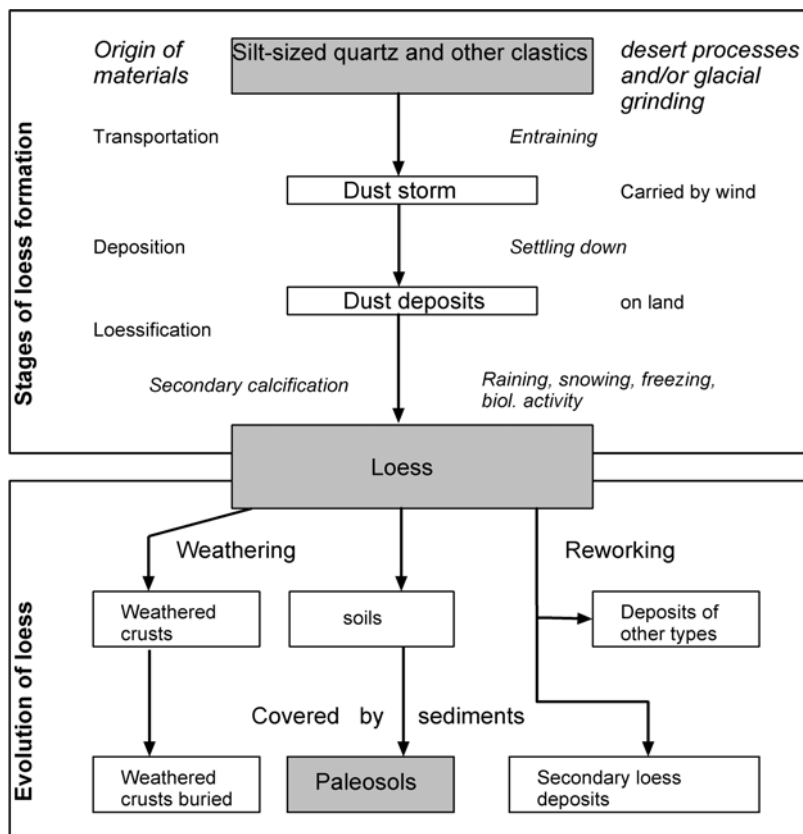


Abb. 17: Diagramm der Genese von Lösssedimenten mit Bildung von Paläoböden, aus: HELLER & EVANS, 1995: 213; nach Vorlage von LIU et al., 1985.

Eine entscheidende Charakteristik des Lösses ist sein Kalkgehalt. Während der primäre Kalkgehalt mit dem Substrat äolisch herangeführt und akkumuliert wurde, entsteht der sekundäre Kalkgehalt im Löss durch chemische Lösung und Wiederausfällung im Lösssediment.

Typischer Löss hat einen Tonmineralanteil von 10-25 Gew. %, wobei Illit, Montmorillonit und Kaolinit die wichtigsten Tonminerale sind (PESCI 1990). Löss wird bis zu 90 % aus Quarz und Feldspat gebildet (HELLER & EVANS 1995: 212).

Ein weiteres klassisches Merkmal des Lösses ist seine Porosität, die bei rein äolischem Löss bis zu 50 % betragen kann. Bei Schwemmlöss ist das Porenvolumen deutlich geringer (vgl. PESCI 1990: 1f.).

Kommt es, ausgehend von kaltzeitlichen Klimabedingungen und Lössakkumulation zu einer Klimaerwärmung, setzt unter geänderten Umweltbedingungen eine Bodenentwicklung ein. Diese Böden haben je nach Bildungsdauer und den Verwitterungsbedingungen ganz unterschiedliche Ausprägungen und können in Mitteleuropa von ganz schwachen Verbraunungen und Nassbodenbildungen bis zur Entwicklung von Parabraunerden oder auch kräftigen Braunerden reichen. Werden diese Böden wiederum mit Löss oder anderen Sedimenten überdeckt, entstehen fossile Böden (vgl. Abb. 17).

## 4.2 Löss in Mitteleuropa

Auf den Kontinenten der Nordhalbkugel ist Löss weit verbreitet, natürlich auch in Mitteleuropa. In den zurückliegenden Kaltzeiten wurde Löss als Silt- und Sandstaub angeweht. In wärmeren Klimaphasen verwitterte der Löss und Böden konnten sich entwickeln. Als bodenbildende Faktoren können Klima, Vegetation, Relief, Ausgangssubstrat und Zeit genannt werden (BRONGER 1999: 37). Da Löss aber sehr leicht erodierbar ist, sind größere Lössvorkommen meist nur dort erhalten, wo die Abtragung vergleichsweise gering war, so zum Beispiel in der ungarischen Ebene oder im Wiener Becken. Eine relativ detaillierte Kartierung der europäischen Lössvorkommen wurde von GRAHMANN (1951) (Abb. 18) veröffentlicht.

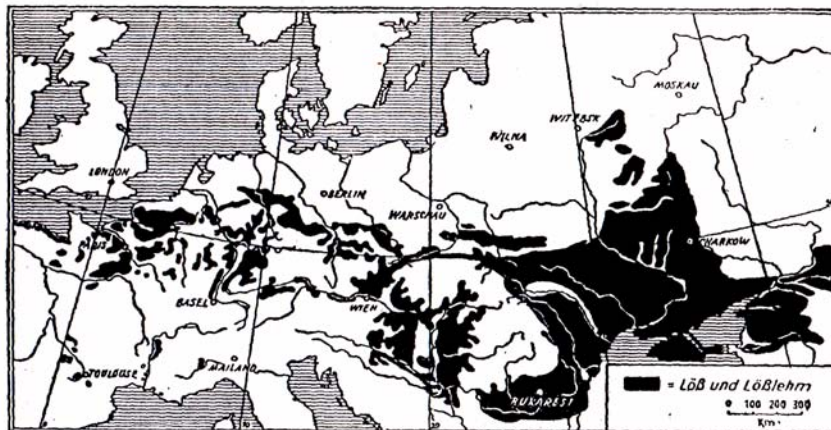


Abb. 18: Verbreitung des Lösses in Europa. – Aus: GRAHMANN, 1951: 18.

Ausführliche Beschreibungen der mitteleuropäischen Lössvorkommen bietet PESCI (1990: 1ff.). Intensiv erforschte Lössprofile finden sich in *Paks* und *Krems* (Österreich), *Dolní Vestovice* (Tschechische Republik), *Achenheim* (Frankreich) und *Mülheim-Kärlich* (Deutschland), um nur einige zu nennen.

Kennzeichnend ist aber bei allen Profilen in Mitteleuropa das Auftreten von Schichtlücken, also Ersosionsdiskordanzen, die ihre Ursache in klimabedingten Abtragungs- und Umlagerungsphasen haben.

Nicht einmal für die Brunhes-Epoche, dem Zeitalter des Mittel- und Jungpleistozäns, gibt es ein einziges vollständiges Lössprofil in Mitteleuropa. Die Gliederung der quartären Lösssedimente Mitteleuropas durch Löss-Paläoboden-Sequenzen ist damit in Mitteleuropa durch Erosionsdiskordanzen wesentlich komplizierter, als beispielsweise in China (vgl. EVANS et al. 1997). Oftmals ist nicht bekannt, welche Horizonte der Erosion zum Opfer gefallen sind, wo also genau die Zeitlücke liegt. In Deutschland treten Lössprofile im Mittel- und Jungpleistozän zwar niemals vollständig, aber in eingegrenzten Zeitperioden zum Teil sehr gut gegliedert auf.

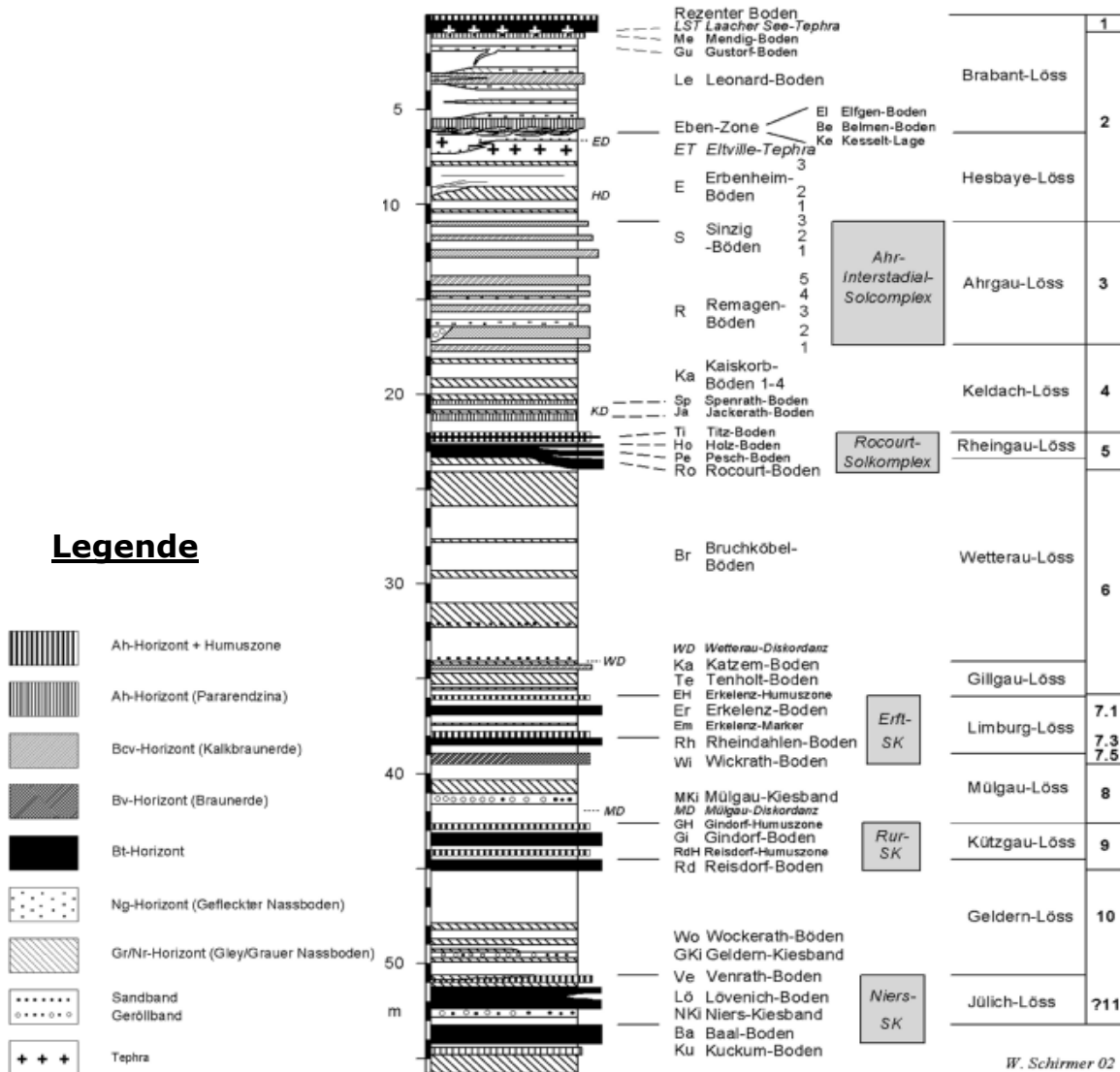


Abb. 19: Löss-Boden-Sequenz des Niederrheins. Der Rocourt-Solkomplex entspricht dem S1 der chinesischen Gliederung, bzw. dem PK I in Karmaydan (vgl. BRONGER 1999). Alle Teile der Gliederung sind am Niederrhein aufgeschlossen. – Aus: SCHIRMER, 2003: 46.

Einen Einblick in die Löss-Boden-Sequenzen des Mittelpleistozäns bietet das Profil *Mülheim-Kärlich* im Neuwieder Becken (vgl. BOENIGK & FRECHEN 1998). Die Vorteile des Profils liegen in den zahlreich eingeschalteten vulkanischen Ablagerungen, die eine Datierung mittels K/Ar oder  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  zulassen.

Im Hangenden der Brunhes/Matuyama-Grenze im Basisschotter dieses Profils ist eine Löss-Boden-Sequenz mit mindestens 7 warmzeitlichen Paläoböden aufgeschlossen (SCHIRMER 1990a: 60, BOENIGK & FRECHEN 1998: 38ff.). Auch in Mitteleuropa folgen im letzten Interglazial mehrere Warmphasen, bevor wieder eine deutliche Klimaverschlechterung eintritt. Mehrfach untergliederte Pedokomplexe liegen in der MIS 5 und MIS 7 vor (vgl. SCHIRMER 1999: 81ff., SCHIRMER 2000), so wie dies für deutlich kontinentalere Löss-Boden-Profile beispielsweise in China (vgl. HELLER & EVANS 1995) oder in Tadjikistan (vgl. BRONGER 1999) ebenfalls akzeptiert ist (vgl. Abb. 19).

Solche Pedokomplexe konnten auch in Mitteleuropa schon mehrfach nachgewiesen werden, so beispielsweise im Tagebau *Garzweiler* (SCHIRMER 1999: 88-89), in *Erkelenz* (SCHIRMER 1990b: 144, 1995: 542), in *Achenheim* (Oberrhein) (vgl. ROUSSEAU et al. 1998), in *Mainz-Weisenau* (BIBUS 1996) oder in *Heilbronn-Böckingen* (BIBUS 1995: 459).

Eine differenzierte Gliederung der vier jüngsten Pedokomplexe bietet SCHIRMER (1999: 91) für das Niederrheingebiet. Sowohl der Niers- als auch der Erft-Solkomplex sind in der Lokalität *Erkelenz* aufgeschlossen, die auch Gegenstand dieser Arbeit ist (vgl. Abb. 19, Kap. 5.2). Der Rocourt-Solkomplex ist in den Profilen *Garzweiler* und *Kesselt* aufgeschlossen und wird ebenfalls im weiteren Verlauf dieser Arbeit noch näher beschrieben (vgl. Kap. 5.4, 5.5).

In allen Pedokomplexen treten die Parabraunerden mindestens gedoppelt und kombiniert mit Humuszonen auf. Die Gliederung der MIS 7 in die warmen Substadien 7.1, 7.3 und 7.5 (oftmals auch noch mit 7a, 7c und 7e bezeichnet) korreliert hervorragend mit zahlreichen Sauerstoffisotopenkurven, beispielsweise der Vostok Eiskernkurve (vgl. PETIT et al. 1999: 430), als auch mit Ergebnissen von südfranzösischen Seesedimenten aus dem Lac du Bouchet (vgl. WILLIAMS et al. 1998).

Während die Lössprofile aus dem kontinentalen und meist auch semidesertischen Bereich oftmals durch ihre Mächtigkeit und ihre Vollständigkeit weltweite Bedeutung erlangen, so ist die Lössgliederung im letzten Glazial/Interglazial-Zyklus in Mitteleuropa doch noch differenzierter. Durch die immerzu ausreichenden Niederschläge im ozeanisch geprägten Klima Mitteleuropas konnte jede nennenswerte Klimaerwärmung in Bodenbildung umgesetzt werden.

SCHIRMER (2002a: 6) gliedert oberhalb des Eem-Bodens, den er in Anlehnung an GULLENTOPS (1954) als Rocourt-Boden bezeichnet, in der MIS 5 fünf weitere Böden aus, des weiteren 8 Böden in der MIS 3, ohne die Nassböden zu berücksichtigen, womit das Würm deutlich stärker differenziert werden konnte, als in bisherigen Gliederungen aus dem süddeutschen Raum (vgl. SEMMEL 1996, BIBUS 1995).

Auch BOENIGK & FRECHEN (1999) konnten an zwei Mittelrheinprofilen im Zeitraum MIS 5 bis MIS 3 insgesamt 11 verschiedene Bodenbildungsphasen, die durch Sedimentationsphasen getrennt sind, unterscheiden (vgl. Abb. 20).



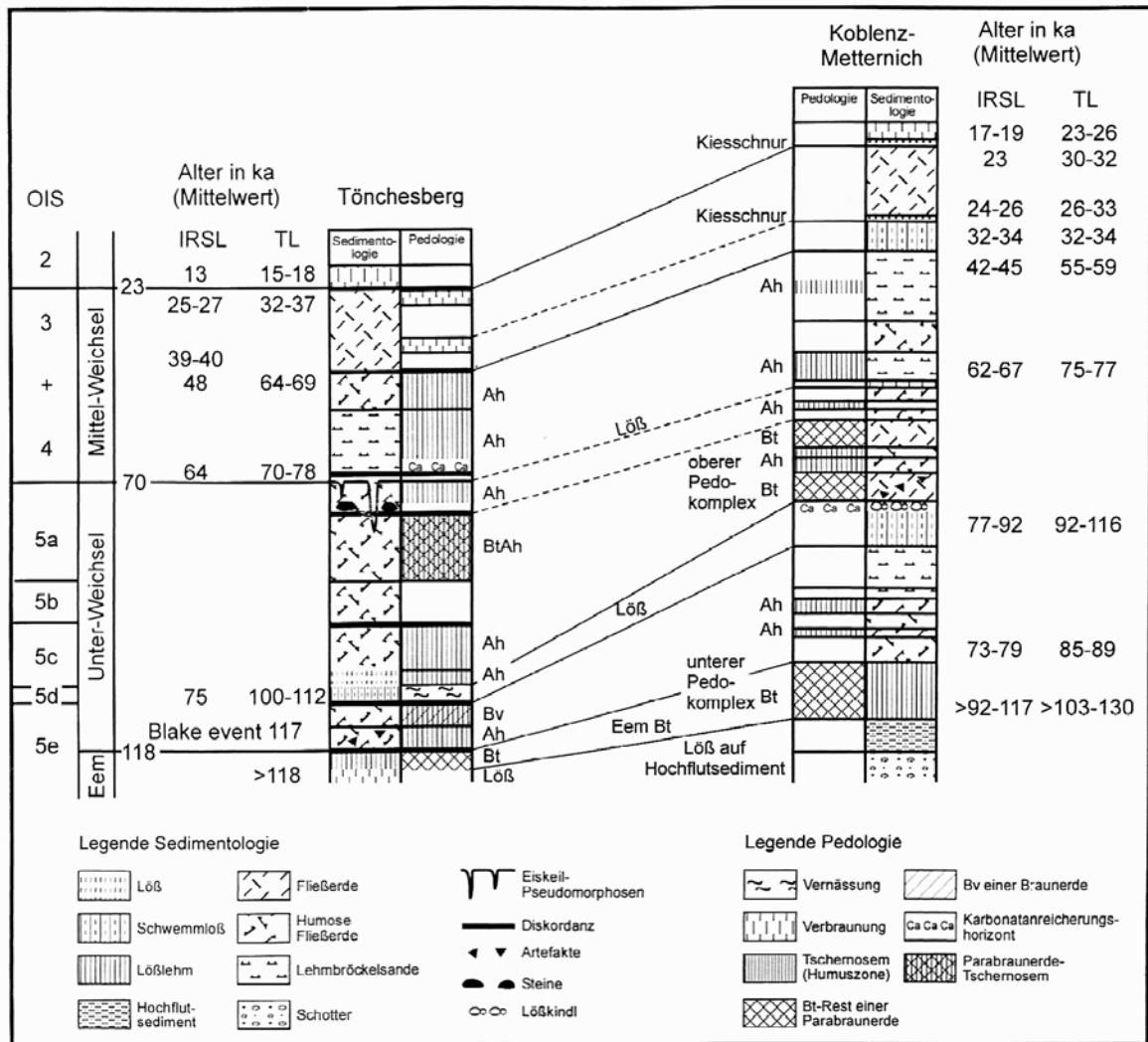


Abb. 20: Korrelation der Löss-/Paläoboden-Abfolgen des Tönchesberges und von Koblenz-Metternich (beide Mittelrheingebiet). Die IRSL- und TL-Datierungen stammen von FRECHEN (1994, 1995). Insgesamt konnten oberhalb des Eems 10 eigenständige Bodenbildungen nachgewiesen werden. Wesentliche Teile beider Profile liegen als Fließerden vor. - Aus: BOENIGK & FRECHEN, 1999: 128.

Hier stellt sich sofort wieder die Frage, warum diese Bodenbildungsphasen nur in so wenigen Lössprofilen aufgeschlossen sind. In der MIS 4 gab es großräumige Erosionsphasen. In vielen Profilen wurden die Bodenbildungen bis zum Bt-Horizont des Eems hinunter abgetragen, so dass selbst der Eem-Boden meist nur unvollständig erhalten ist (vgl. BLEICH 1998: 54f.). Dieser Umlagerungshorizont wird in Süddeutschland auch als Niedererschbacher Zone (vgl. SEMMEL 1995) bezeichnet.

Nur in geomorphologischen Gunstlagen, meist Senken oder Leepositionen, blieben die Böden erhalten. So ist davon auszugehen, dass die Interglaziale komplexer aufgebaut sind als bisher angenommen. Eine einzige Parabraunerde repräsentiert keinesfalls die gesamte MIS 5, sondern ist die Folge ungünstiger Sedimentations- und Erhaltungsbedingungen. Der Nachweis einer komplexeren Interglazialzeit mit mehreren Bodenbildungsphasen ist inzwischen auch im chinesischen Löss erbracht (vgl. CHEN et al. 1999: 1127ff.).

Überhaupt ist der Begriff Interglazial immer schwerer zu fassen. Bisher sind Böden als warmzeitlich (also als interglaziale Bildungen) bezeichnet worden, wenn sie wenigstens das Klimaxstadium des rezenten Bodens im gleichen Landschaftsraum erreichen. Die Feststellung, nur im Eem selbst (also MIS 5e) hätten die Klimabedingungen zur Bildung einer Parabraunerde in Mitteleuropa ausgereicht, ist durch die Profile Garzweiler (SCHIRMER 1999) und Metternich (BOENIGK & FRECHEN 1999) widerlegt. In beiden Profilen ist die MIS 5 durch mehrere Parabraunerden gegliedert.

SEMMEL (1996: 13) beschreibt für den Mainzer Raum als rezenten Klimaxboden einen Tschernosem, womit dann im Umkehrschluss eine Schwarzerde auch einen Interglazialen Boden repräsentieren könnte. SCHIRMER (1999: 88) beschreibt demgegenüber eine Parabraunerde aus einer warmen Interstadialzeit, so dass ein Interglazial nicht durch einen ganz bestimmten Boden typisiert wird. Wesentlich für die Identifizierung eines Interglazials ist also das Vorhandensein eines Solkomplexes (vgl. SCHIRMER 1999, BRONGER 1999), der eine Abfolge von Bodenbildungs- und kurzen Kaltphasen darstellt. SCHIRMER (1999: 81) bezeichnet diese kurzen Kaltphasen innerhalb eines Solkomplexes auch als Breviglaziale.

Betrachtet man die Dauer der Interglazialkomplexe über das gesamte Pleistozän hinweg, so trifft man auf Solkomplexe, die bis zu 50.000 Jahre repräsentieren können (hier die MIS 7 im Profil Karmaydan mit 240.000 bis 190.000 a BP) (vgl. BRONGER 1999: 38).

Im letzten Interglazial, dem bisher nur die MIS 5e zugeordnet wird, entwickelten sich ausgehend vom Klimaoptimum in der MIS 5e bis zur Grenze MIS 5/4 vor etwa 70.000 Jahren (vgl. KUKLA 1983, BOND et al. 1993, BENDER et al. 1994) zahlreiche Böden, die in China in den Solkomplex 1 (vgl. CHEN et al. 1999: 1130) bzw. in weiter westlich gelegenen eurasischen Lössgebieten in den PK I gestellt werden (vgl. BRONGER 1999: 38). Somit wäre eine Einstufung der gesamten MIS 5 als eine Warmzeit/Interglazial, analog beispielsweise zur MIS 7, auch im mitteleuropäischen Bereich erwägenswert, zumal die MIS 5a in Mitteleuropa nicht weit hinter dem Klimaoptimum 5e zurückbleibt (vgl. WOILLARD 1978: 4ff., THOUVENY et al. 1994: 505, SCHIRMER 1999: 95).

### 4.3 Paläoböden im mitteleuropäischen Löss

Der Klimawert eines Bodens muss immer im Kontext mit der umgebenen Landschaft gesehen werden. Auch verschiedene Ausprägungen desselben Bodens im kleinräumigen Bereich durch unterschiedliche Geländedepositionen sind möglich (vgl. BLEICH 1998).

Nachdem lange Zeit in Mitteleuropa Parabraunerden als Interglazialböden, Braunerden und Tschernoseme als interstadiale Böden angesehen wurden, ist die Betrachtung durch die Solkomplexe neu zu beurteilen. Zwei oder drei übereinanderliegende Parabraunerden, am Niederrhein bis zu vier Parabraunerden (vgl. SCHIRMER 2000: 32), können eine Warmzeit repräsentieren, ebenso eine einzige Humuszone als Relikt einer durchgreifenden Erosionsphase. Trotzdem bleibt eine Parabraunerde als Geländebefund immer ein Indiz für ein Klimaoptimum, also für ein Interglazial. Dies gilt auf jeden Fall für Mitteleuropa.

Im kontinentaleren Bereich, beispielsweise in der Ukraine oder in Tadjikistan bilden sich während des Klimaoptimums dagegen mächtige Braunerde-Tschernoseme (vgl. BRONGER 1999: 42). Ursachen dafür liegen im Ausgangssubstrat und in den Niederschlagsmengen während der Warmzeiten. Bei der stratigraphischen Einstufung von mitteleuropäischen Parabraunerden auf Lösssubstrat kann auch von ähnlichen Klimabedingungen während ihrer Bildung ausgegangen werden. Unter dieser Grundannahme kann die Parabraunerde in Mitteleuropa auch als klimaphytomorpher Boden im Sinne BRONGERS (1999: 37) gelten, der Rückschlüsse auf den bodenbildenden Faktor Klima erlaubt.

Schwarzerden in Mitteleuropa, unabhängig von ihrer Mächtigkeit, werden im Allgemeinen als Interstadialboden gewertet, auch wenn sie im Einzelfall, wie von SEMMEL (1996) für das Mainzer Becken als Klimaxboden vorgeschlagen, ein Klimaoptimum darstellen können. Aber zwischen Tschernosem und Parabraunerde existieren alle fließenden Übergänge, die eine Einstufung in ein Interglazial versus Interstadial erschweren. Hier können sowohl der Holzer Boden (Humusparabraunerde -Bht) im Profil Garzweiler (vgl. SCHIRMER 2000: 32) als auch die untere Mosbacher Humuszone (Schwarzerde mit beginnender Tondurchschlammung-AhBtv) im Profil Mainz-Weisenau (vgl. SEMMEL 1996: 14) genannt werden.

Kurzfristige Klimaverbesserungen innerhalb einer Stadiaphase, vor allem ein Wechsel von trocken kaltem in ein feuchteres Klima in Mitteleuropa führte zur Bildung von Nassböden, deren stratigraphische Bedeutung detailliert von BRUNNACKER (1967: 55ff.) dargestellt wurde. Die BRUNNACKERSche Nassbodenforschung wurde auch noch einmal von HENZE (1998: 23ff.) umfassend dargestellt.

Bis heute wurde jedem Nassboden eine stratigraphische Bedeutung zugemessen, da für ihre Bildung eine Ruhephase in der Lösssedimentation und ein oberflächliches Auftauen des Permafrostbodens notwendig sind. SCHIRMER (2000: 30) entdeckte aber auch die Existenz sogenannter "diachroner" Nassböden, die sowohl die liegenden als auch die hangenden Schichten diskordant schneiden. Sie stellen lediglich eine Auftaufront des Permafrostbodens dar und sind durchaus jünger als der hangende Horizont, womit sie dann aber keinerlei stratigraphische Bedeutung hätten. So sind in jedem Aufschluss die Nassbodentypologie und der konkordante Verlauf der beobachteten Nassböden zu klären.

## 5 Paläomagnetische Untersuchungen

### 5.1 Lage der Lokalitäten

Die zu beprobenden Lokalitäten wurden von W. SCHIRMER im Rahmen einer neu erstellten Gliederung der niederrheinischen Löss- und Böden so ausgewählt, dass alle stratigraphischen Einheiten wenigstens einmal paläomagnetisch erfasst werden. Die Beprobung erfolgte demnach parallel zur Profilaufnahme und sedimentologisch-bodenkundlichen Probenentnahme durch SCHIRMER und parallel zur mikropedologischen Probennahme durch A. IKINGER. Um im Rocourt-Solkomplex möglicherweise den Blake-Event zu erfassen, wurde zusätzlich die Lokalität Kesselt an der belgischen Maas gemeinsam mit W. SCHIRMER aufgenommen und paläomagnetisch beprobt, ferner wurde die Lokalität Mainz-Weisenau im Anschluss an einen gemeinsamen Besuch mit W. SCHIRMER und A. SEMMEL beprobt. Die Profilaufnahmen der niederrheinischen Lokalitäten und des Schwalbenbergs orientieren sich an denen von W. SCHIRMER.

Die Profile Erkelenz, Rheindahlen und Garzweiler entstammen der Niederrheinischen Bucht und sind nur wenige Kilometer voneinander entfernt (vgl. Abb. 21).

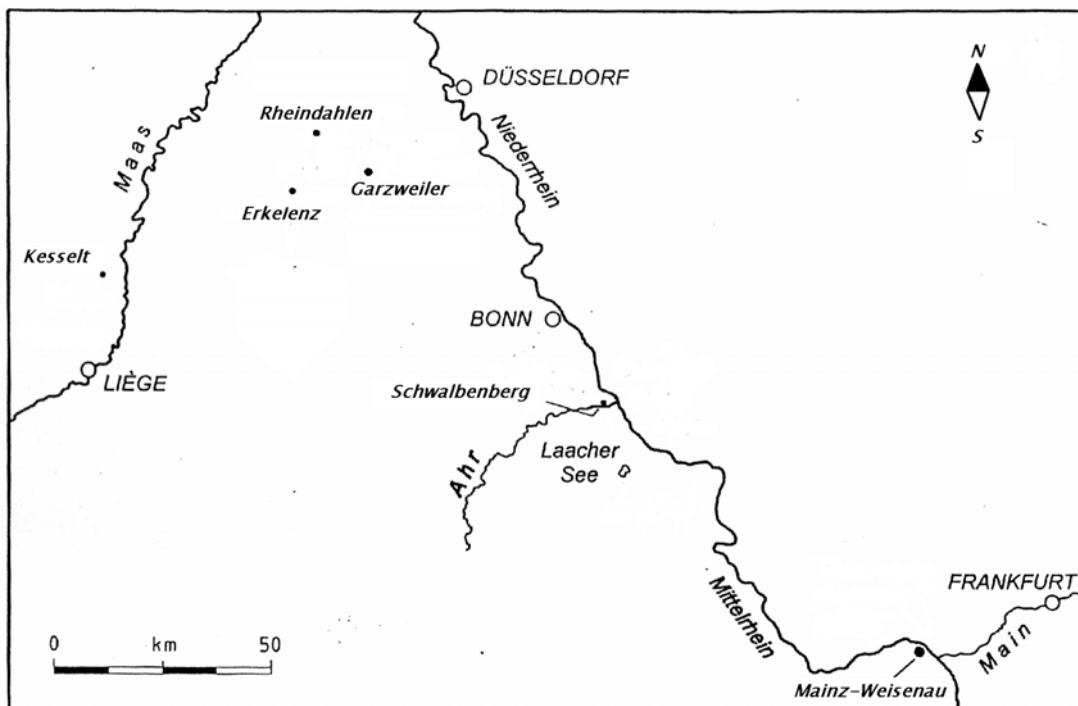


Abb. 21: Lage der im folgenden Text behandelten Profillokalitäten.

Das Profil Kesselt liegt westlich der Maas, liegt aber noch im gleichen Klimaraum wie die anderen niederrheinischen Profile. Das Profil Schwalbenberg liegt weiter südlich in günstiger Leeposition, direkt an der Ahrmündung. Mainz-Weisenau ist das klimatisch gesehen anspruchsvollste Profil. So zeigten Pollenuntersuchungen eine nahezu Wiederbewaldung des Mainzer Beckens auch während des Altwürms (Stages MIS 5a & 5c) (BIBUS et al. 2002: 2).

Auch in einer Lee-Position zu den vorherrschenden Westwinden gelegen, ist das Profil Mainz-Weisenau das am südlichsten gelegene bepropte Profil. Die untersuchten Profile insgesamt repräsentieren einen Zeitabschnitt von etwa 30.000 BP (Beginn MIS 3) bis mindestens 400.000 BP (MIS 11) (vgl. Abb. 22). Den ältesten Abschnitt stellt das Profil Erkelenz dar, dessen Basis-Abschnitte mit dem Niers-Solkomplex (vgl. Abb. 19) mindestens MIS 11 oder noch ältere Schichten darstellen.

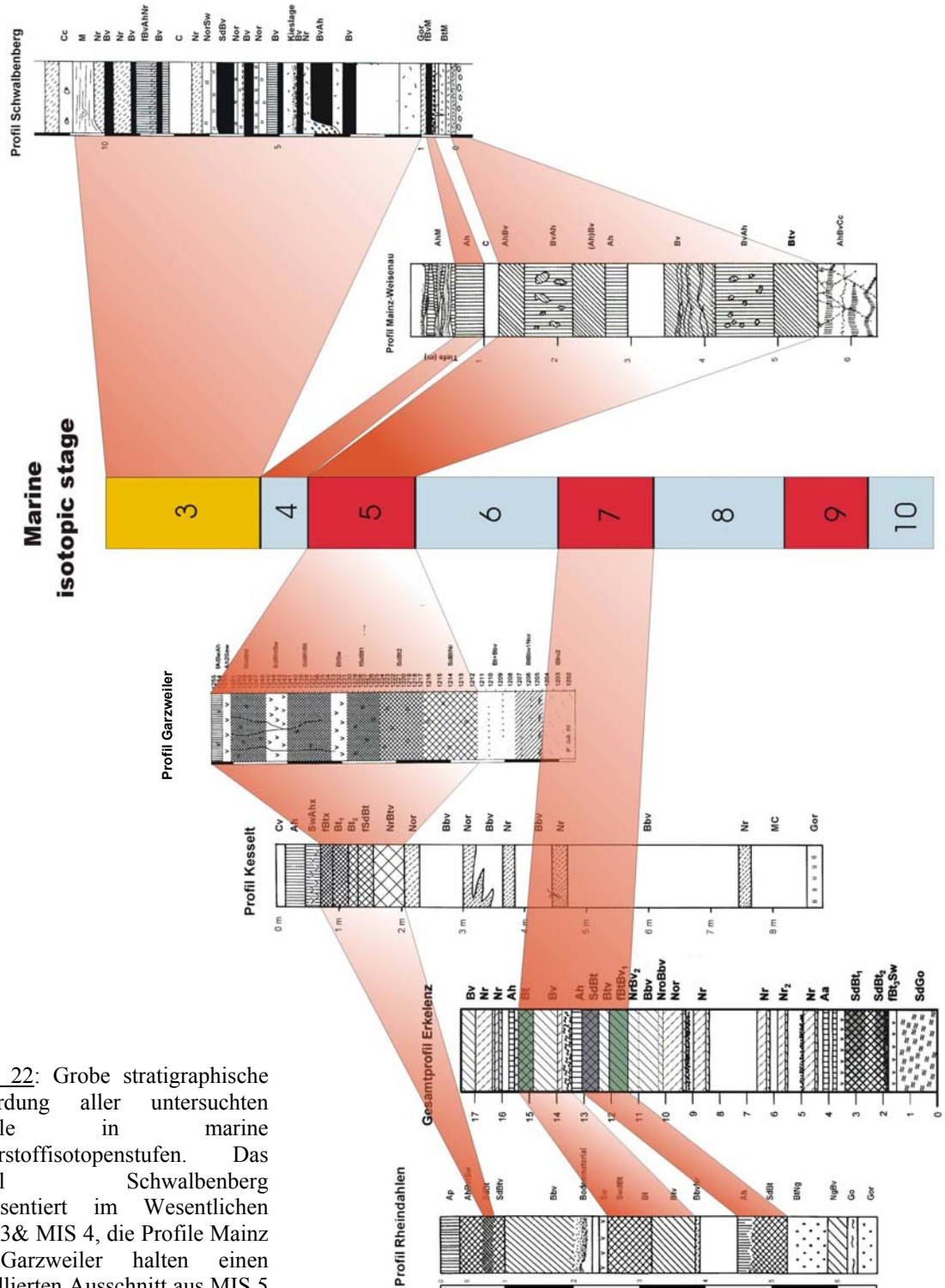


Abb. 22: Grobe stratigraphische Einordnung aller untersuchten Profile in marine Sauerstoffisotopenstufen. Das Profil Schwalbenberg repräsentiert im Wesentlichen MIS 3& MIS 4, die Profile Mainz & Garzweiler halten einen detaillierten Ausschnitt aus MIS 5 bereit. Detaillierte Einstufungen finden sich in den Einzelkapiteln der Profile und in Abb. 19.

## 5.2 Das Profil Erkelenz

### 5.2.1 Forschungsgeschichte

In der Ziegeleigrube GILLRATH in Erkelenz (vgl. Abb. 22) sind seit den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts über der Hauptterrasse des Rheins Auensedimente und eine mächtige Lössdecke aufgeschlossen.

Nach Vorarbeiten von PAAS (1961) und SCHIRMER & STREIT (1967) hat SCHIRMER (1999: 91, 2002b: 27) in den Deckschichten der Hauptterrasse vier Solkomplexe, Niers, Rur, Erft und Rocourt, ausgegliedert und sie den letzten vier Interglazial-Komplexen MIS 5, 7, 9 und ?11 zugeordnet, sofern sich nicht noch wesentliche Lücken in den größeren Diskordanzen verbergen. Eine gleiche Abfolge der Solkomplexe hatte SCHIRMER auch im Tagebau Frimmersdorf-West vorgefunden (SCHIRMER 2002c: 56). Details der Erforschungsgeschichte der Ziegeleigrube GILLRATH sind bei SCHIRMER (2002d) dargestellt.

Einen Kurzbericht über die hier vorgetragenen paläomagnetischen Ergebnisse geben COFFLET & SCHIRMER (2002).

### 5.2.2 Lage und Profillithologie

Die Lokalität befindet sich in der südöstlichen Fortsetzung des Venloer Grabens, am Ostrand der Ortschaft Erkelenz, in einem Bereich der Niederrheinischen Bucht mit relativ starker Senkung. So ist hier eine sehr mächtige, bis zu über 30 m hohe Lössbedeckung der Hauptterrasse erhalten geblieben (Abb. 23).

Grob lassen sich die Sedimente in drei Einheiten gliedern:

3. Lössdeckschichten (oftmals Schwemmlöss)
2. Hochflutsedimente der Hauptterrasse
1. Hauptterrassenkörper

Die Profilaufnahme und die Beprobung begannen an der Oberkante des Hauptterrassenschotters (Abb. 24).

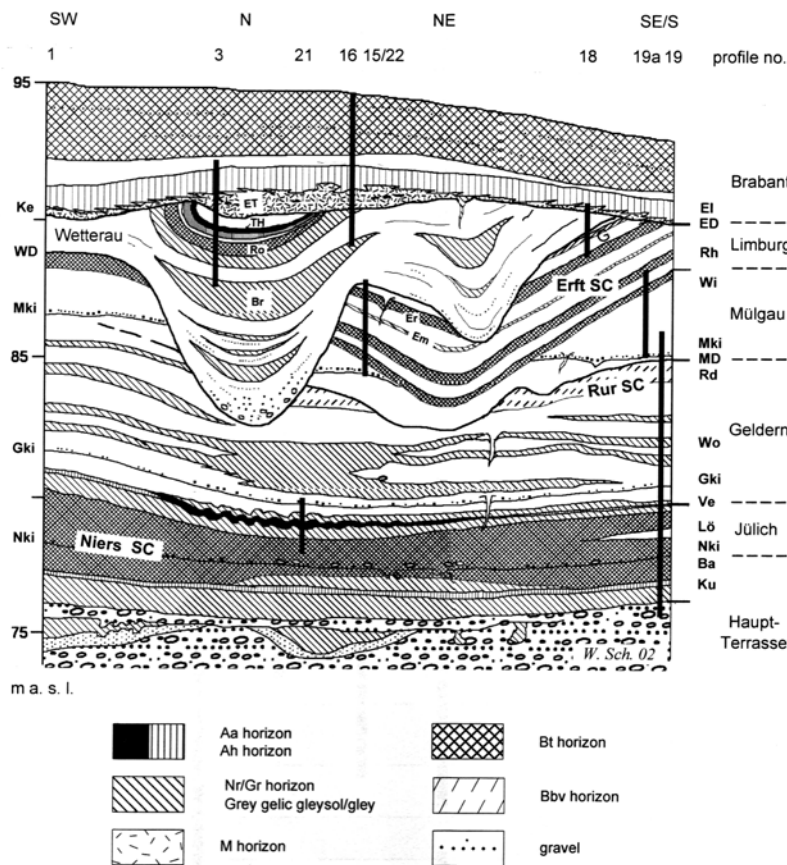


Abb. 23: Schematischer Schnitt aus dem Lössprofil Erkelenz. Der Rocourt-Solkomplex liegt im Hangenden einer Rinnenfüllung.

Abkürzungen:

Ba = Baal-Boden,  
Br = Bruchköbel-Böden,  
ED = Eben-Diskordanz,  
El = Elfggen-Boden,  
Em = Erkelenz-Marker,  
Er = Erkelenz-Boden,  
ET = Eltville-Tephra,  
G = Gillgau-Löss,  
Gki = Geldern-Kiesband,  
Ke = Kesselt-Lage,  
Ku = Kuckum-Boden,  
Lö = Lövenich-Boden,  
MD = Mülgau-Diskordanz,  
Mki = Mülgau-Kiesband,  
Nki = Niers-Kiesband,  
Rd = Reisdorf-Boden,  
Rh = Rheindahlen-Boden,  
TH = Titz-Humuszzone,  
Wi = Wickrath-Boden,  
Wo = Wockerath-Böden. -  
Aus: SCHIRMER 2002c: 26.

### Niers-Solkomplex:

Über der Hauptterrasse ist im Hochflutsediment ein sehr stark ausgeprägter Pseudogley zu erkennen (Baal-Boden). Vom Sw-Horizont des Baal-Bodens, etwa 150-180 cm über Hauptterrassebene, ziehen graue Reduktionsbahnen, mit Rosträndern gesäumt, durch den darunterliegenden Sd-Horizont bis auf das Niveau der Hauptterrasse herab.

Der untere Teil des Sd-Horizontes ist stellenweise vergleht, doch am beschriebenen Profil überwiegt der Eindruck des Pseudogleys (SCHIRMER & STREIT 1967, SCHIRMER 1990, 1995, 2002b, c).

Der Sw-Horizont verbirgt eine völlig reduzierte Parabraunerde, dokumentiert durch ein prismatisches Gefüge und rotbraune Reste von Tonbelägen auf den Gefügeflächen. Über dem Sw-Horizont liegt, über weite Profilstrecken verfolgbare, ein dünnes Sandband mit eingeschalteten Kiesen bis Mittelkiesgröße (Nierskiesband). Das Nierskiesband bildet hier eine Erosionsdiskordanz für die Parabraunerde (fBt<sub>3</sub>), die sich nur noch mit einer Mächtigkeit von etwa 30 cm in dem Sw-Horizont verbirgt.

Im Hangenden folgt dann eine feinkörnigere Fazies, auf der sich eine kräftige Pseudogley-Parabraunerde ausgebildet hat (Lövenich-Boden) (SCHIRMER 1990, 1995, 2002b).

Die Humuszone über dem Lövenich-Boden geht seitlich in einen Anmoorgley über (Venrath-Boden). Dieser Anmoorgley dokumentiert den Uferbereich einer feuchten Depression, im Profil 21 (vgl. Abb. 23) mit einem humosen dunkelbraunen Aa-Horizont hervorragend erhalten.

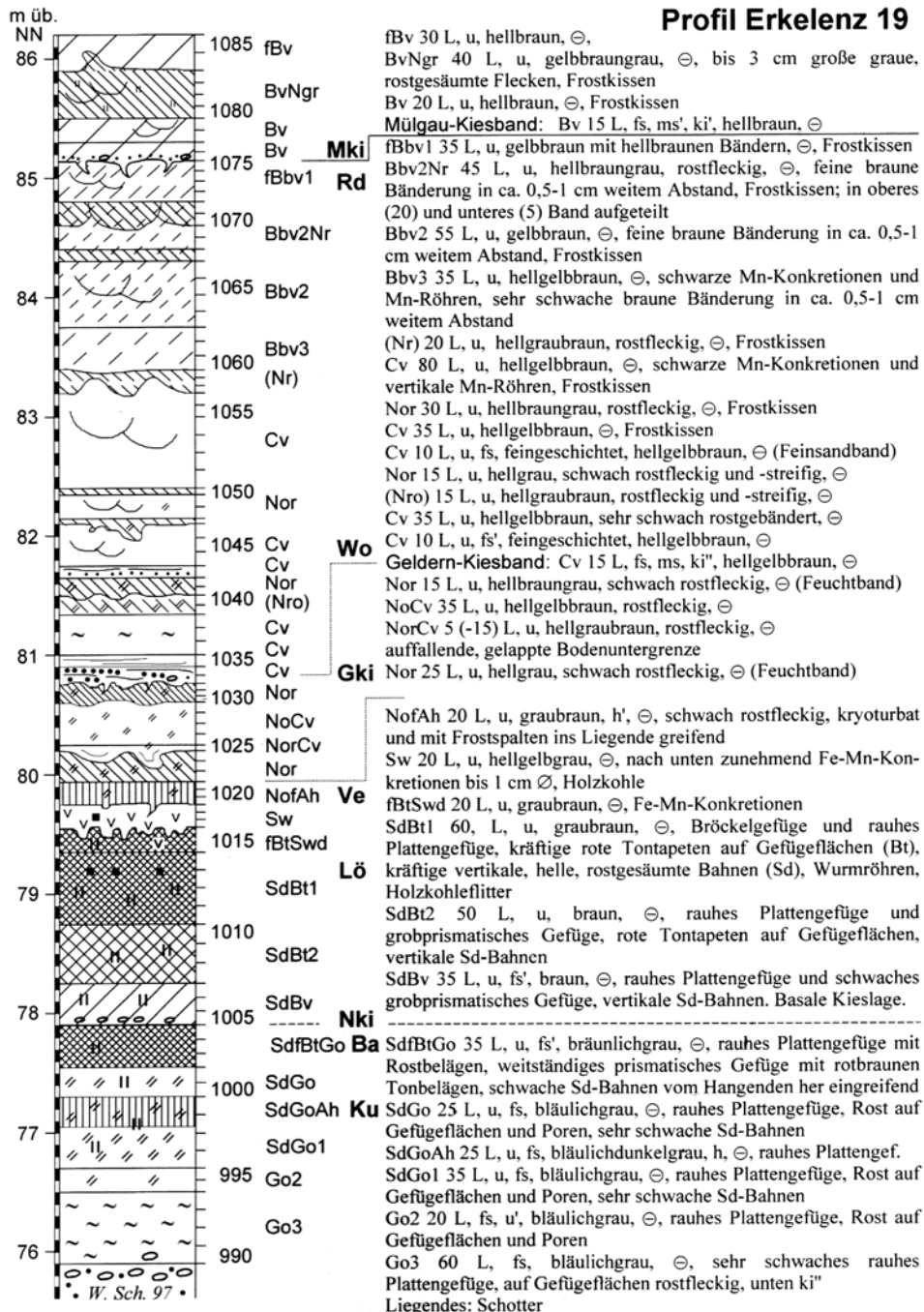


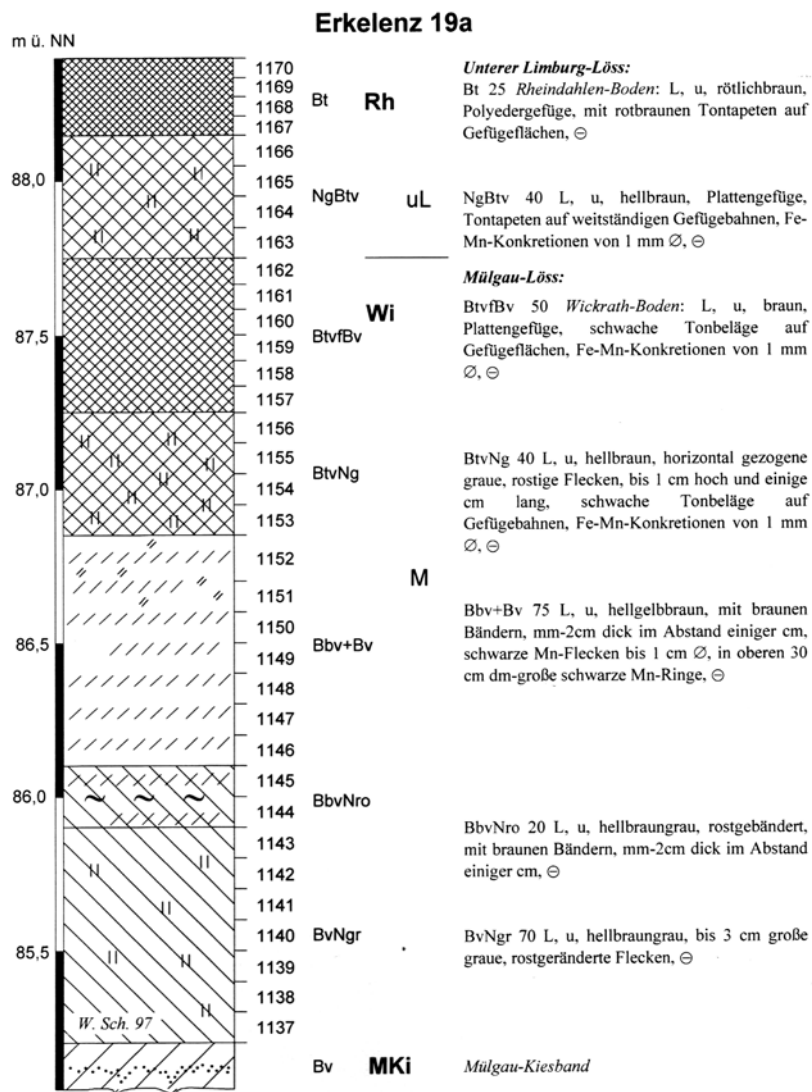
Abb. 24: Erkelenz 19 (Basisprofil über der Hauptterrasse). - Aus: SCHIRMER 2002c: 27. Die verwendeten Bodensymbole basieren im Wesentlichen auf der Bodenkundlichen Kartieranleitung der AG Boden, 1994.



Im Hangenden folgt Schwemmlöss mit eingeschalteten Nassböden. Über dem ältesten Nassboden dieser Sequenz, im Hauptprofil (Abb. 28) als Nr<sub>1</sub> bezeichnet, liegt das Geldern-Kiesband, das über das gesamte Profil hinweg zu verfolgen ist.

Über dem dritten Nassboden (Nr<sub>3</sub>), der sich 6,5 m über der Hauptterrasse befindet, folgt im Hangenden 190 cm nicht weiter untergliederter Löss. Dieser Löss ist kalkfrei und verwittert (Cv-Horizont). Etwa 8.50 m über der Hauptterrasse folgt ein Nassboden, der hier als Nr<sub>4</sub> bezeichnet wird. Darüber liegt das Mülgau-Kiesband, das Gerölle bis Mittelkiesgröße beinhaltet und den Rur-Solkomplex bis auf einen basalen Rest kappt (vgl. Abb. 29, 24). Der gesamte untere Profilteil ist kalkfrei. Unverwitterter äolischer Löss war nicht aufgeschlossen (vgl. Abb. 24).

Der Löss über dem Mülgau-Kiesband ist durch die Profile Erkelenz 19a, 22 (ihm entspricht 15) und 18 erfasst (vgl. Abb. 23). Über dem Mülgau-Kiesband folgt ein weiterer Nassboden, bevor der Erft-Solkomplex beginnt.



Der Erft-Solkomplex ist im Profil Erkelenz durch die vier Einzelprofile 19a, 15/22 und 18 dokumentiert. Die Probenahme für die paläomagnetischen Untersuchungen fand an den Profilen 19a, 18 und 15 statt. Der Erft-Solkomplex beginnt an der Basis mit dem Wickrath-Boden, darüber folgt die Parabraunerde des Rheindahlen-Bodens, im unteren Teil mit deutlich schwächerer Tondurchschlammung (Btv-Horizont), im Top aber mit deutlichen Tonbelägen auf den Gefügeflächen, mit rötlichbrauner Farbe und zum Teil rostfleckig (SdBt-Horizont) (Abb. 25).

Abb. 25: Profilbeschreibung des Teilprofils Erkelenz 19 a (Erft-Solkomplex, tieferer Teil). - Aus: SCHIRMER 2002c: 31.

Über dem Rheindahlen-Boden folgt die etwa 50 cm mächtige Rheindahlen-Humuszone. Darüber folgt der Erkelenz-Marker. Im Top des Erft-Solkomplexes befindet sich der Erkelenz-Boden (vgl. Profil Erkelenz 15), die intensivste und mächtigste Parabraunerde im ganzen Profil (Abb. 26).

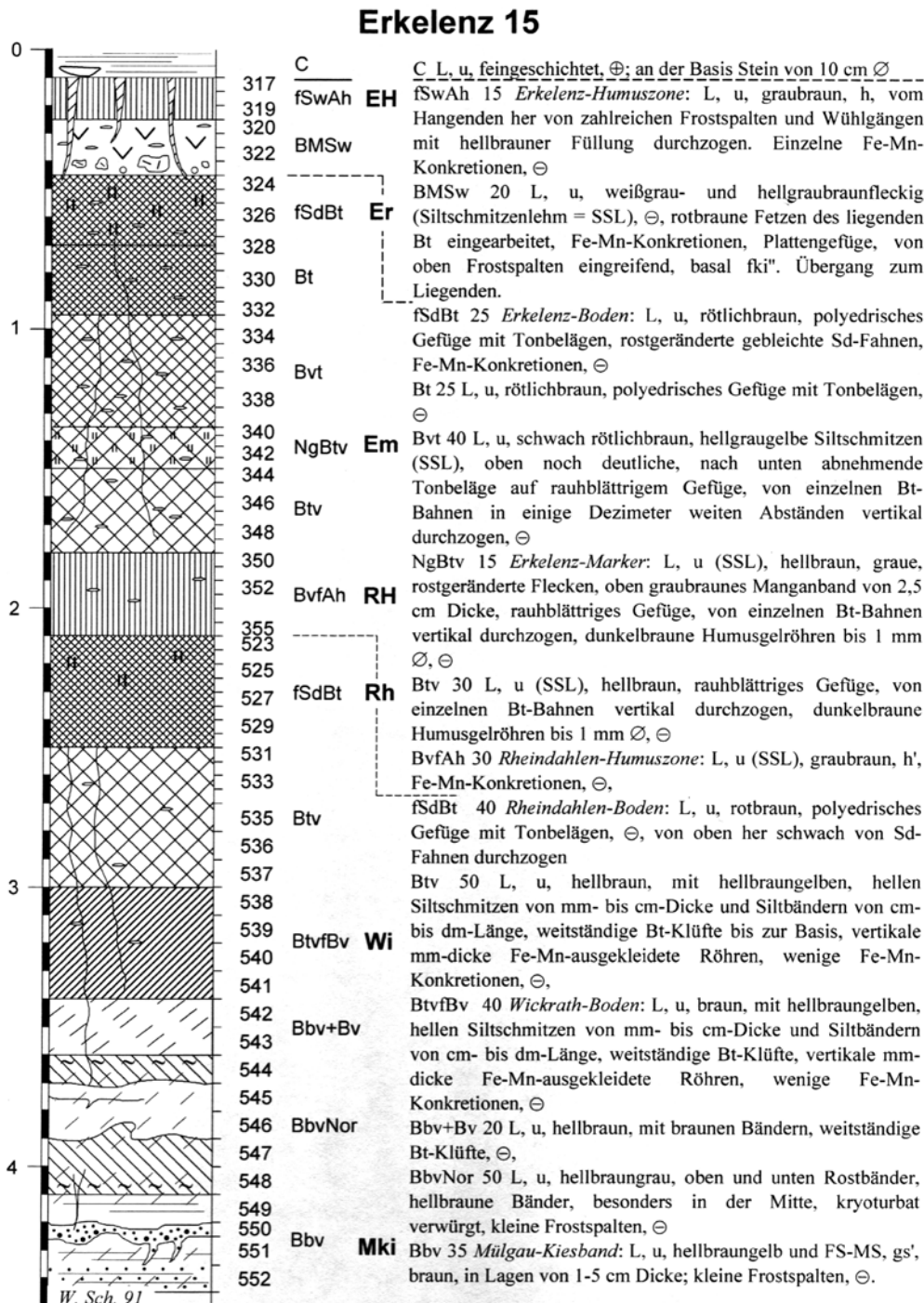


Abb. 26: Profilbeschreibung des Teilprofils Erkelenz 15 (Erft-Solkomplex). - Aus: SCHIRMER 2002c: 34.

Auch der Erkelenz-Boden ist pseudovergleyt. Über einem Sw-Horizont im Hangenden des Erkelenz-Bodens folgt die dünne Erkelenz-Humuszone.

Weiter im Top folgt Löss mit eingeschalteten Nassböden. In diesem Abschnitt, der als Erkelenz 18 angesprochen wird, befinden sich der vernässte Tenholt- und der braune Katzem-Boden, bevor die Wetterau-Diskordanz den Top des Erft-Solkomplexes abschneidet (vgl. Abb. 23). Im Profil 18 werden Wetterau-Diskordanz und Wetterau-Löss bereits von der Eben-Diskordanz geschnitten (Top Profil Erkelenz 18) (Abb. 27).

### Profil Erkelenz 18

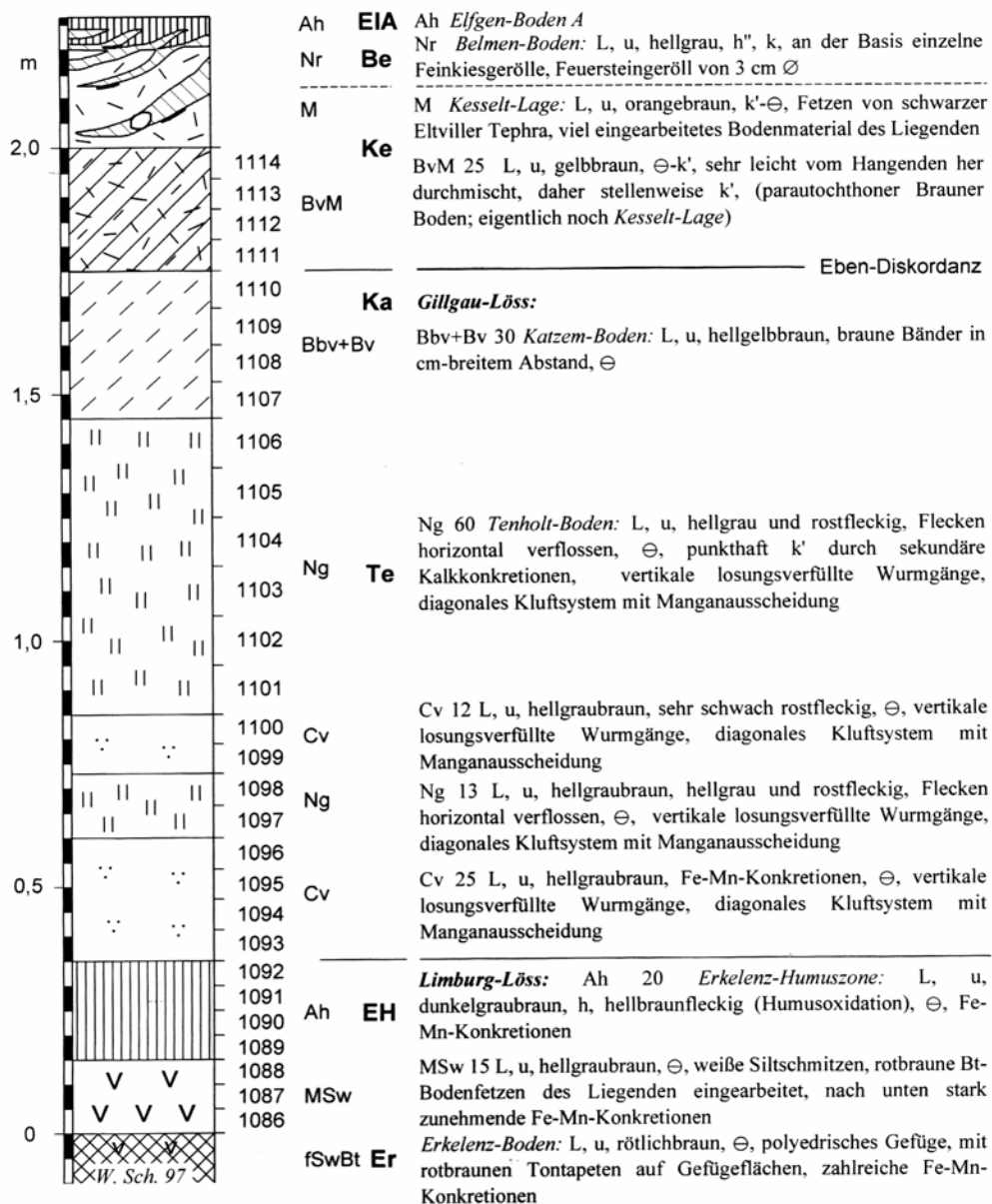


Abb. 27: Profilbeschreibung des Teilprofils Erkelenz 18 (Erft-Solkomplex und Gillgau-Löss). - Aus: SCHIRMER 2002c: 38.

## Hauptprofil Erkelenz

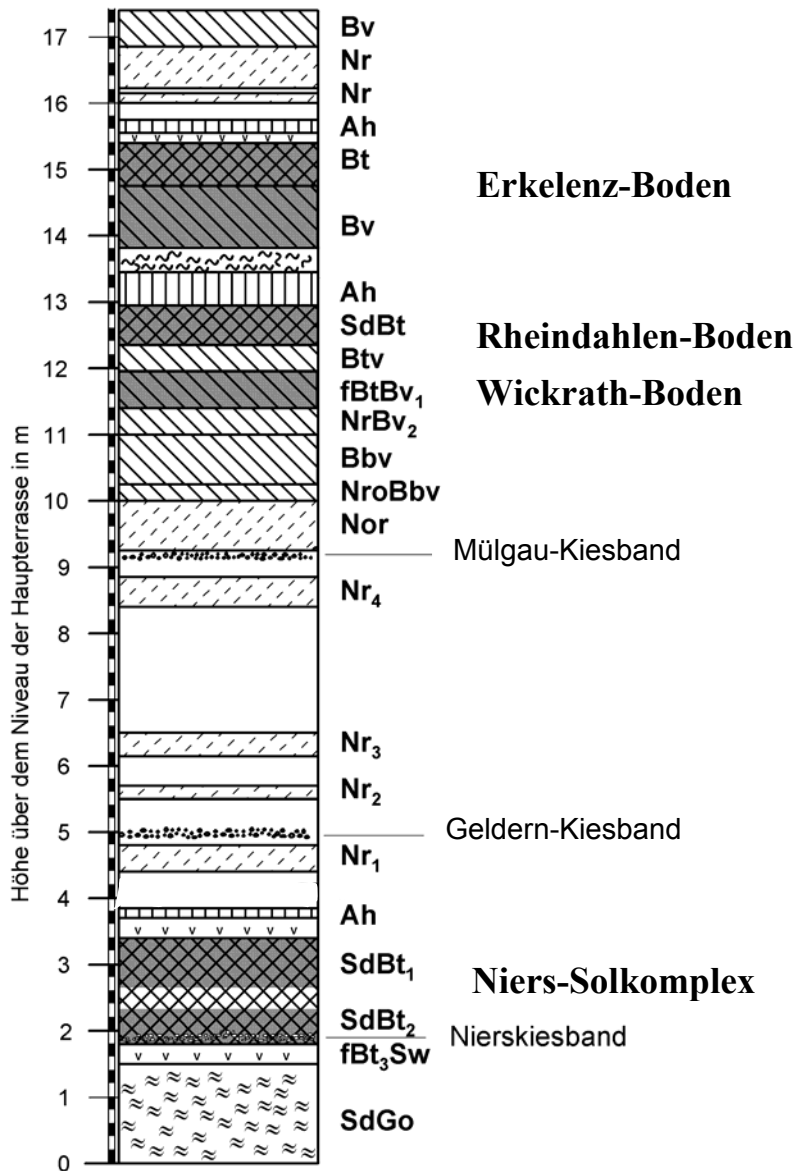


Abb. 28: Hauptprofil Erkelenz; das Profil ist aus den Teilprofilen Erkelenz 19, 19a, 15 und 18 zusammengesetzt. Insgesamt ergibt sich aus den Teilprofilen ein Gesamtprofil, aus dem 400 paläomagnetische Proben entnommen wurden.

Von der Oberkante der Hauptterrasse, über den Erft-Solkomplex, bis hinauf zur Wetterau-Diskordanz entsteht so ein durchgehendes Profil (Abb. 28) mit etwas mehr als 17 m Profilmächtigkeit und sechs fossilen Parabraunerden, die allesamt in Bodenkomplexen vorliegen.

Im Top einer höheren Rinnenfüllung (Profil Erkelenz 3) liegt eine weitere Parabraunerde, (Rocourt-Boden) mit hangender Humuszone (Holz- und Titz-Humuszone), die im Top von einer Fließerde erodiert wird, die etwa 5-7 m unter der rezenten Bodenoberfläche liegt (Abb. 29). Für die paläomagnetische Probenahme wurde das Profil Erkelenz 3 nur von der Holz-Humuszone ins Liegende hinein berücksichtigt, so dass hier im Folgenden ein vereinfachtes Profil neben die paläomagnetischen Kurven gestellt wird.

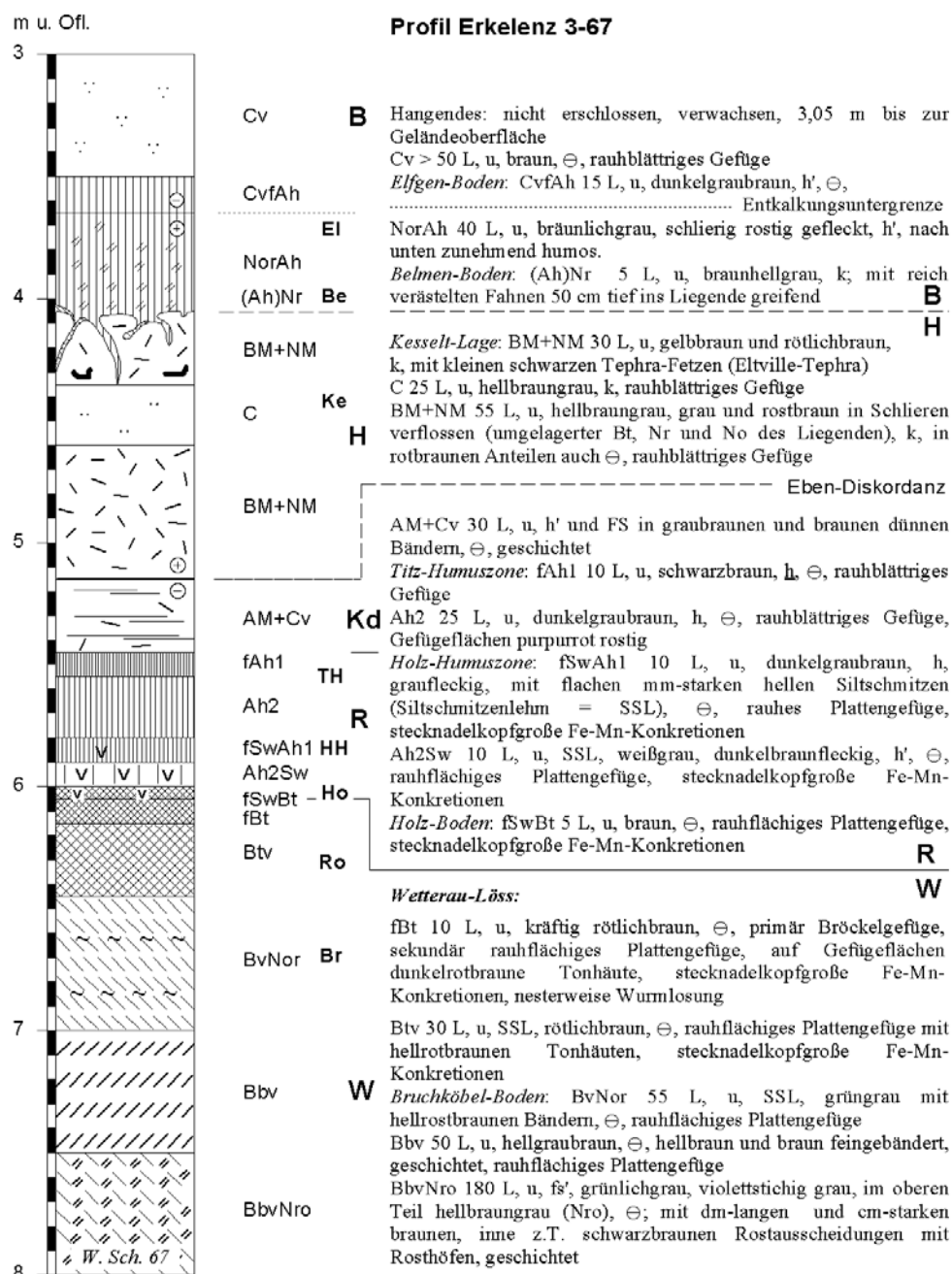


Abb. 29: Erkelenz 3: Rocourtkomplex. Im Top befindet sich unter der Eben-Diskordanz eine Fließerde. Im Liegenden folgt ein Nassboden, 55 cm mächtig, darunter liegt Schwemmlöss. – Aus: SCHIRMER 2002c: 40.

### 5.2.3 Suszeptibilitätsmessungen

Die Suszeptibilitätsmessungen im Profil Erkelenz zeigen einen deutlichen Einschnitt im höheren Niers-Solkomplex etwa 3,50 m über der Hauptterrasse. Erwartungsgemäß liegen in diesem stark vernässten und reduzierten Bereich des Profils die niedrigsten Suszeptibilitätswerte, hier etwa bei  $4 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$  si-Einheiten (Probe *Erk 249* mit  $4,34 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$  si-Einheiten). Ansonsten schwanken die gemessenen Suszeptibilitätswerte im Niers-Solkomplex zwischen  $8$  und  $11 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$  si-Einheiten (vgl. Abb. 30).

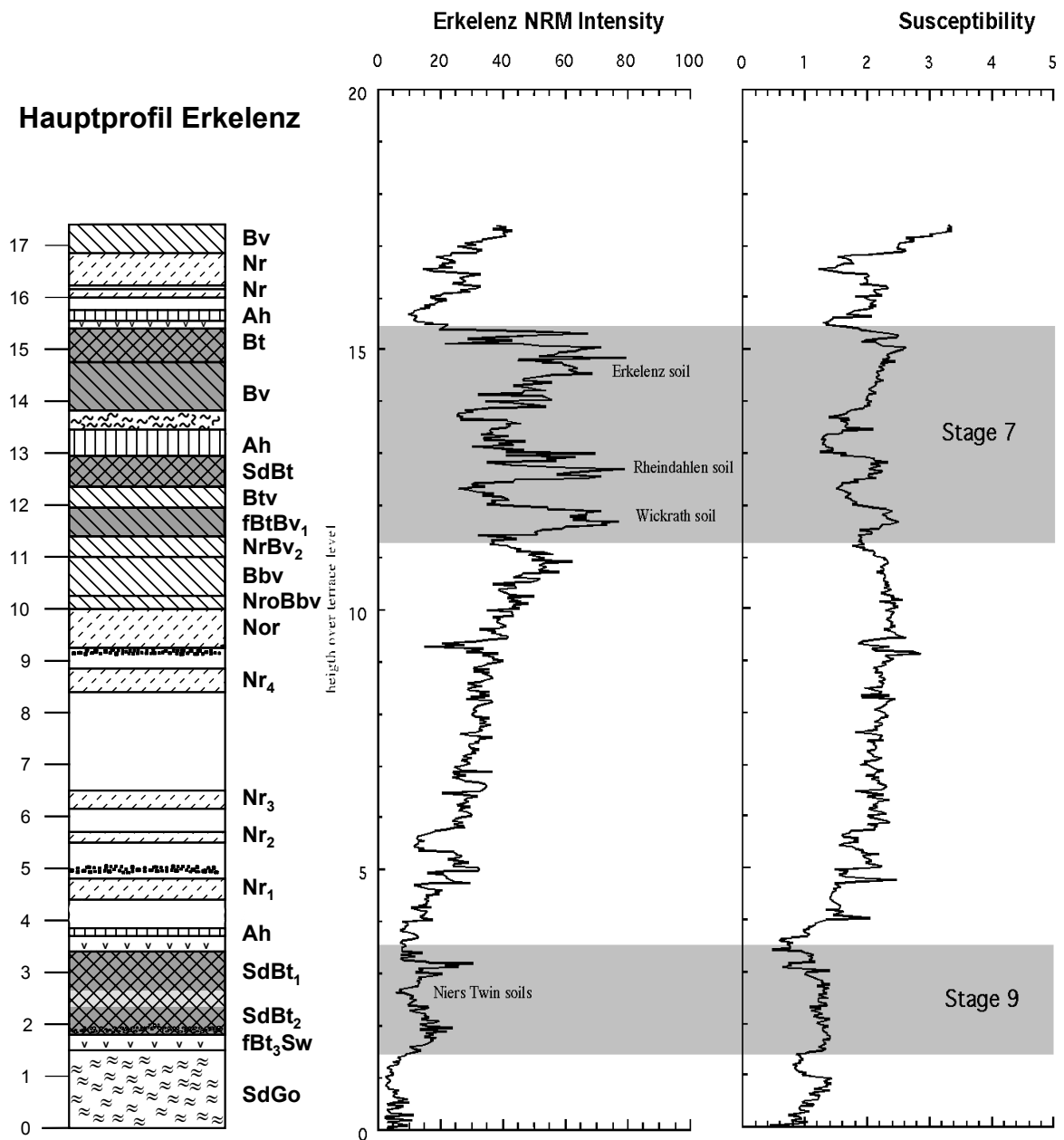
Einen besonders markanten Einschnitt zeigt der Sw-Horizont, 1,50 bis 1,80 m über der Hauptterrasse. In diesem Horizont ist es zu einem besonders massiven reduktiven Abbau von magnetischen Mineralen gekommen (vgl. Kap. 3.2.5.3).

Im Lövenich-Boden, mit den Horizonten SdBt<sub>1</sub> und SdBt<sub>2</sub>, ist ein Anstieg der Suszeptibilitätswerte zu erkennen, wenn auch nur schwach. Eine mögliche Zweiteilung dieser Parabraunerde geben die Werte kaum vor, auch wenn bei 2,30 m ein leichter Einschnitt in der Kurve zu erkennen ist.

Im hangenden Lösssediment sind die im Profil beobachteten Nassböden ebenfalls durch Lows in folgenden Niveaus repräsentiert: Nr<sub>1</sub> bei 4,60 m, Nr<sub>2</sub> bei 5,50 m und sehr markant der Nr<sub>4</sub> bei 9,60 m.

Ein unerwartet starkes Minimum zeigt der NrBv<sub>2</sub> bei 11 m, dicht unter dem Wickrath-Boden. Man könnte spekulieren, dass dies durch einen Einschnitt in der Lössfazies hervorgerufen wird, was aber bedeuten würde, dass der Bbv-Horizont in 10 bis 11 m über der Hauptterrasse genetisch nicht zum Erftkomplex gehören würde. Die Ursache dieser Werte liegt keinesfalls im Profilversatz. Der betreffende Abschnitt wurde durchgehend im Profil Erkelenz 19a beprobt.

Eine Erosionsdiskordanz zwischen diesem NrBv<sub>2</sub>-Horizont und dem Wickrath-Boden war im Profil nicht erkennbar. So muss momentan die Verbraunung des NrBv<sub>2</sub>-Horizontes jünger als die Vernässung, vom Wickrath-Boden in die Tiefe greifend, angesehen werden.



**Abb. 30:** Suszeptibilitäts- und NRM-Intensitätskurve des tieferen und mittleren Profiltails Erkelenz. Die NRM-Intensität ist in  $10^{-6} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$  und die Suszeptibilität in  $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  angegeben.

Mit dem Wickrath-Boden, 11,50 m über dem Hauptterrassenniveau, beginnt der Erft-Solkomplex. Sowohl der Wickrath-Boden, als auch der Rheindahlen- und Erkelenz-Boden sind durch Maxima in der Suszeptibilitätskurve repräsentiert. Der mächtigste und intensivste Boden ist der Erkelenz-Boden, 14 bis 15,50 m über der Hauptterrasse. Die Suszeptibilitätswerte des Erkelenz-Bodens beginnen an der Basis mit 20 und steigen bis zum Maximum im Top des Horizontes auf  $27 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$  si-Einheiten. Damit ist der Erkelenz-Boden die Parabraunerde im Hauptprofil Erkelenz mit den höchsten Suszeptibilitätswerten.

Im Hangenden zeigen der Sw-Horizont direkt über dem Erkelenz-Boden, als auch der Tenholt-Nassboden in 16,50 bis 16,90 m über der Hauptterrasse deutliche Minima. Die Katzem-Braunerde im Top des Hauptprofils besitzt die höchsten Suszeptibilitätswerte im Profil überhaupt. Ob dies aus besonders trockenen Erhaltungsbedingungen aufgrund der hohen Lage im Profil, oder aus einem Fazieswechsel herrührt kann hier nicht beantwortet werden.

### Erkelenz Rocourt-Solkomplex

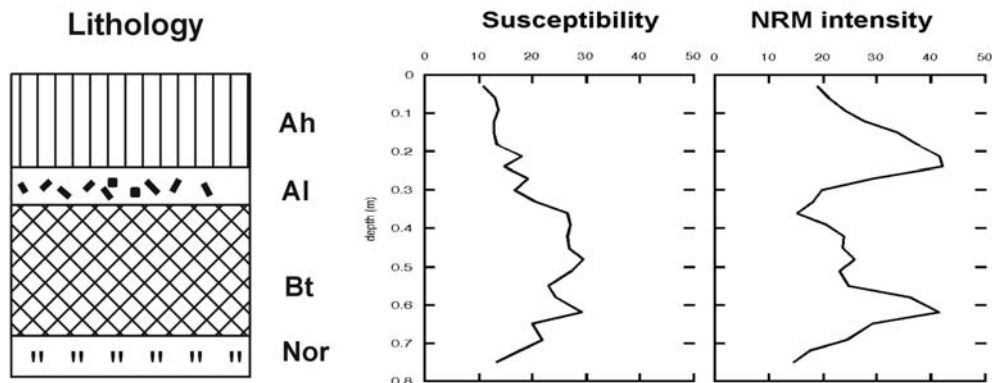


Abb. 31: Profil Erkelenz 3 (Rocourt-Solkomplex) - Lithologie, Suszeptibilitäts- und NRM-Intensitätskurve des Rocourt-Solkomplexes in Erkelenz. Die NRM-Intensität ist in  $10^{-6} \text{Am}^2 \text{kg}^{-1}$  und die Suszeptibilität in  $10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$  angegeben.

Das isoliert von den übrigen Profiltteilen beprobte Profil Erkelenz 3 des Rocourt-Solkomplexes (vgl. Abb. 29 & 31) zeigt ein Maximum der Suszeptibilität im Bereich des Bt-Horizontes. Die gemessenen Werte liegen etwa auf dem Niveau des Erkelenz-Bodens. Die Humuszonenfolge im Rocourt-Solkomplex zeigt ebenfalls relativ niedrige Suszeptibilitätswerte.

Humuszonen zeigen über das gesamte Profil hinweg niedrige Suszeptibilitätswerte, auch innerhalb des Rocourt-Solkomplexes. Die Humuszonen besaßen initial hohe Suszeptibilitätswerte, hauptsächlich durch superparamagnetische Teilchen hervorgerufen, die später aber in einem Feuchtemilieu reduktiv abgebaut wurden. Lediglich unter trockeneren Erhaltungsbedingungen, wie im Mainzer Becken (vgl. Kap. 5.6) oder in stärker kontinental geprägten Bereichen, wie beispielsweise in Profilen aus Eurasien und China bleiben die superparamagnetischen Minerale der Humuszonen erhalten (vgl. HELLER & EVANS 1995: 211ff.).

Die Messungen des superparamagnetischen Anteils der Proben im Profil Erkelenz lagen zumeist innerhalb der Fehlergrenzen. Oftmals ergab sich, theoretisch nicht möglich, ein negativer superparamagnetischer Anteil. Auch durch mehrere Messreihen und Mitteln der Werte sowie durch statistische Filtermethoden (Heraufiltern der Werte mit mehr als 30% Abweichung vom Mittel bei Messwerten von einer Probe) konnten beim Profil Erkelenz keine akzeptablen Daten ermittelt werden. Schätzungsweise liegen die superparamagnetischen Anteile der Proben im gesamten Profil zwischen einem und fünf Prozent.



Die Daten zeigen, dass auch die Bt-Horizonte kaum einen höheren Anteil an superparamagnetischen Teilchen besitzen als die übrigen Horizonte des Hauptprofils. So ist davon auszugehen, dass primär superparamagnetische Minerale im Profil Erkelenz einem reduktivem Abbau zum Opfer fielen. Ähnliche Beobachtungen konnten auch bereits in polnischen Lössprofilen gemacht werden, in denen ebenfalls kaum noch nachweisbare Gehalte an superparamagnetischen Mineralen erhalten sind (vgl. NAWROCKI et al. 1996: 163).

#### 5.2.4 NRM-Messungen

Die NRM-Intensitätskurve des Hauptprofils zeigt im Niers-Solkomplexbereich analog zur Suszeptibilitätskurve, relativ geringe Intensitäten, die auch auf einen geringen Gehalt an ferromagnetischen Mineralen in diesen Horizonten schließen lassen (vgl. Abb. 30). In der Parabraunerde des Lövenich-Bodens ist eine deutliche Zweiteilung erkennbar, die in der Suszeptibilitätskurve nicht so deutlich wiedergegeben war.

Im Hangenden dieses Profils, nimmt die NRM-Intensität zum Profiltop hin kontinuierlich zu, immer wieder unterbrochen durch die deutlichen Einschnitte der Nassböden Nr<sub>1</sub>, Nr<sub>2</sub> und auch wieder besonders deutlich der Nr<sub>4</sub> bei 9,60 m.

Die Parabraunerden des Erft-Solkomplexes erscheinen durch deutliche Maxima in der NRM-Intensitätskurve. Bei AF-Entmagnetisierung zeigten sich die Böden des Erft-Solkomplexes durch einen deutlich erhöhten Anteil niederkoerziver ferromagnetischer Minerale geprägt. Das Medium Destruction Field (MDF) lag bei den Proben des Erkelenz-Bodens, sowie des Rheindahlen-Bodens deutlich niedriger als im restlichen Hauptprofil.

Im Hangenden des Erft-Solkomplexes steigt die NRM-Intensität von sehr geringen Werten bei 15,70 m wieder langsam an, um in der Katzem-Braunerde im Profiltop ein letztes Maximum zu erreichen.

Die Deklination und die Inklination im Profil Erkelenz zeigen normale Magnetisierungsrichtungen. Die Inklination liegt durchweg etwa bei 60°. Abweichende Magnetisierungsrichtungen konnten oberhalb des Erkelenz-Bodens beobachtet werden. Vor allem die Deklination zeigt bis zu 100° nach Osten abgelenkte Magnetisierungsrichtungen. Dabei handelt es sich nicht um viskose Komponenten. Die Richtungen blieben über das gesamte Spektrum des Wechselfeldes bis 100 mT stabil. Die entsprechenden Proben stammen aus dem Teilprofil Erkelenz 18 oberhalb der Erkelenz-Humuszone. Anzeichen für Solifluktuationsprozesse in diesem Lösshorizont wurden im Geländebefund nicht erkannt, können aber auch nicht ganz ausgeschlossen werden.

Die Inklination bleibt, entgegen der Deklination, mit etwa 60° bei der normalen Magnetisierungsrichtung. Trotzdem ist der betreffende Horizont durch höhere Inklinationwinkel gekennzeichnet. Die Inklination erreicht bei einzelnen Proben im Niveau von 16 m Werte bis 80° (vgl. Abb. 32).

### Hauptprofil Erkelenz

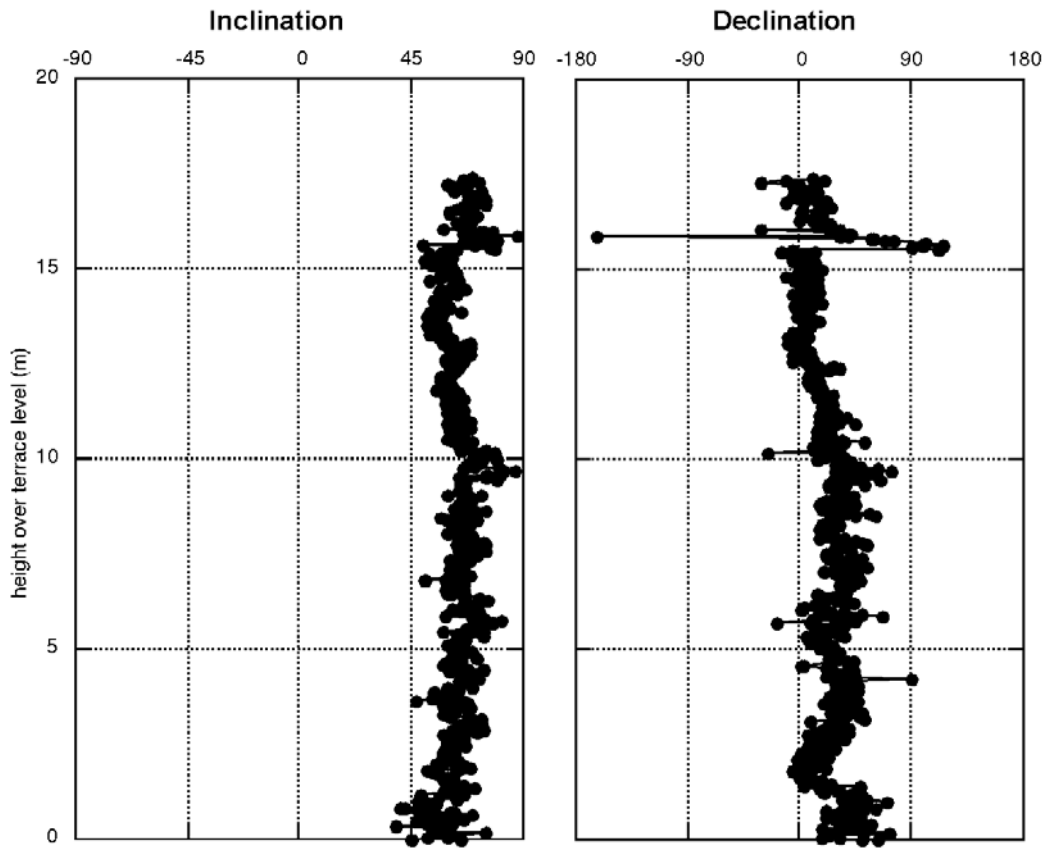


Abb. 32: Deklinations- und Inklinationskurven des Hauptprofils Erkelenz. Die Deklination ist mit der Abweichung von  $360^\circ$  angegeben.

Im Rocourt-Solkomplex zeigen Deklination und Inklination durchweg normale Magnetisierungsrichtungen, die auch bei AF-Entmagnetisierung stabil bleiben (vgl. Abb. 33).

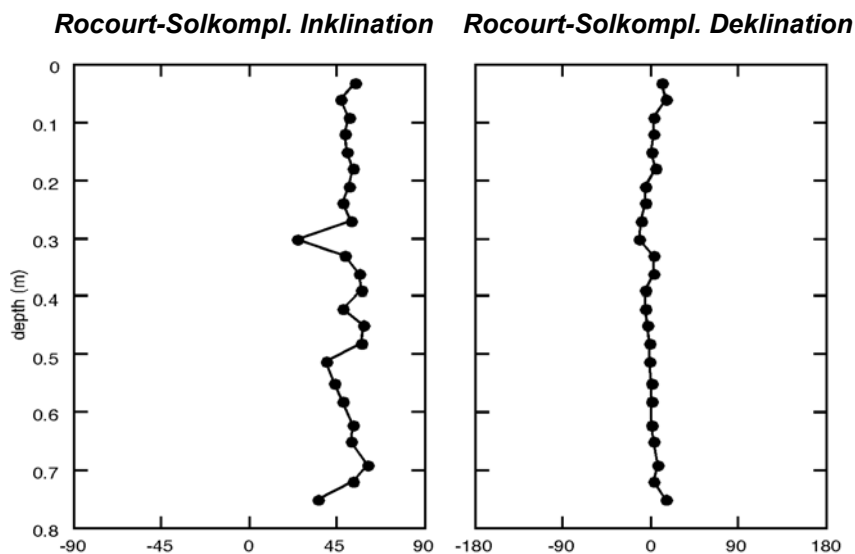


Abb. 33: Deklination und Inklination des Erkelenzer Rocourt-Solkomplexes. Die Deklination ist mit der Abweichung von  $360^\circ$  angegeben.

### 5.2.5 Relative Paläointensität

Die Kurve der relativen Paläointensität zeigt zwischen Profilbasis und 5 m Profilhöhe, also weitgehend im Bereich des Niers-Solkomplexes relativ niedrige Paläointensitäten mit mittleren Amplitudenschwankungen (vgl. Abb. 34).

### Erkelenz Relative Paläointensität NRM/Suszeptibilität

Gesamtprofil Erkelenz

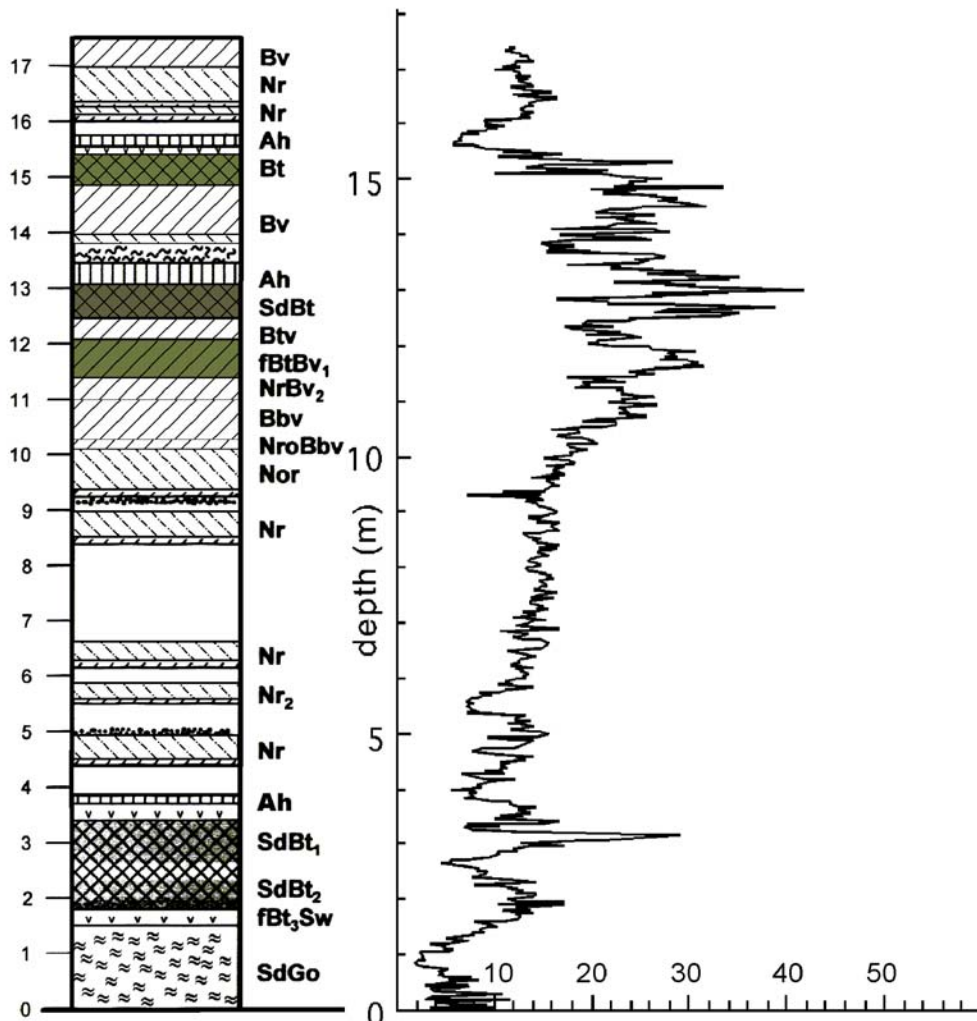


Abb. 34: Relative Paläointensität im Profil Erkelenz. Als Normalisierungsparameter wurde die Suszeptibilität gewählt. Eine vollständige Kompensation des Klimasignals war damit bei diesem Profil jedoch nicht möglich. Der Erft-Solkomplex liegt zwischen 11,50 und 15,30 m; der Niers-Solkomplex liegt zwischen 1,80 und 3,50 m.

Das markante Low bei 15,50 m ließ sich später aber auch noch bei anderen Normalisierungsmethoden nachweisen. Die Angaben auf der X-Achse stellen Verhältniswerte zwischen der NRM-Intensität und der Suszeptibilität dar.

Lithologische Einflüsse wurden hier ausschließlich durch die Suszeptibilität zu normalisieren versucht. Hartmagnetische Komponenten hatten in den Proben einen starken Einfluss.

Ziel war aber dicht oberhalb des Erkelenz-Bodens den Jamaica Event (vgl. GUYODO & VALET 1999: 250) bei 190.000 a BP nachzuweisen. Im Bereich des Erft-Solkomplexes folgt die Kurve der relativen Paläointensität im Profil Erkelenz der sint-800-Kurve (vgl. Kap. 3.1.3) mit einem Low bei 190.000 a BP und drei späteren Maxima, von denen das mittlere die höchsten Paläointensitäten zeigt.

Auch die hohen Amplitudenschwankungen sind typisch für diesen Abschnitt. Dieser Sachverhalt konnte auch mit der  $NRM_{10mT}/Sus$ -Kurve als auch mit der  $NRM_{10mT}/ARM$ -Kurve im betreffenden Abschnitt bestätigt werden.

Im Löss zwischen dem Niers- und dem Erft-Solkomplex liegt die Paläointensität weitgehend auf einem mittleren Niveau mit geringen Amplitudenschwankungen. Zum Teil sind noch die Nassböden mit etwas geringeren Paläointensitäten zu erkennen, was zeigt, dass eine Normalisierung der NRM hier mittels der Suszeptibilität nicht vollständig gelungen ist.

## 5.2.6 Ergebnisse und Diskussion

Ein klimaabhängiger Verlauf der Suszeptibilitäts- als auch der NRM-Intensitätskurve konnte am Profil Erkelenz gezeigt werden. Vor allem die Böden des Erft-Solkomplexes (Wickrath-, Rheindahlen- und Erkelenz-Boden) sind durch Maxima in der Suszeptibilitätskurve, als auch in der NRM-Intensitätskurve gekennzeichnet, so dass im Bereich des Erft-Solkomplexes drei Maxima vorliegen.

Im Liegenden des Erft-Solkomplexes liegen bis zu 6 m Löss mit eingeschalteten Nassböden. An der Basis dieses Lösspaketes wurde ein Gleyboden vorgefunden, der seitlich in einen Anmoorgley übergeht (Aa-Horizont bei 4,20 m im Hauptprofil). Diese Nassböden sind durchweg als Lows in der Suszeptibilitätskurve gekennzeichnet. Dies deckt sich auch mit Beobachtungen aus anderen rheinischen Lössprofilen, in denen die die Tundregley-Nassbodenhorizonte durch markante Lows gekennzeichnet sind (COFFLET 2002: 63, COFFLET & SCHIRMER 2002: 51ff.).

Doch nicht nur reine Nassböden fielen diesem reduktivem Abbau zum Opfer. Auch überprägte Parabraunerden, wie der  $fBt_3Sw$ -Horizont in 1,50 m Profilhöhe wurden so stark reduziert, dass sie als deutliches Minimum in der Suszeptibilitätskurve erscheinen. Insgesamt konnte beobachtet werden, dass der reduktive Abbau von magnetischen Mineralen im Nahbereich des Hauptterrassenniveaus deutlich zunahm.

Der Erft-Solkomplex weist mit einer Braunerde an der Basis (Wickrath-Boden), einer Parabraunerde mit direkt aufsitzender Humuszone (Rheindahlen-Boden), dem Erkelenzer Marker, sowie einer weiteren Parabraunerde im Top mit hangendem  $AlSw$ - und einem 50 cm mächtigen  $Ah$ -Horizont signifikante Merkmale auf, die ein Wiedererkennen dieses Bodenkomplexes möglich machen (SCHIRMER 1999: 31, 2002b: 14) (vgl. Kap.5.3).

Eine Alterseinstufung des Profils ist nur vom Top her möglich. Der in einer flachen Rinnenfüllung vorgefunde und verstellte Rocourt-Solkomplex ist in Erkelenz im Hangenden von Oberwürmlöss bedeckt, so dass für diesen Boden Eem/Unterwürm als Mindestalter anzusehen ist. Der großräumige Vergleich an Niederrhein und Maas zeigt aber, dass der Rocourt-Komplex die vollständige letztglaziale Lösserie direkt unterlagert (SCHIRMER 2002b), also tatsächlich Eem darstellt.

Eine durchgreifende landschaftsumgestaltende Phase, wie dies bei einem vollwertigen Glazial (Euglazial) zu erwarten wäre, fand innerhalb der Bodenkomplexe nicht statt. Die Böden des Erft- und des Niers-Solkomplexes verlaufen über weite Profilstrecken in sich parallel. Daher werden die Böden des Erft-, als auch des Niers-Solkomplexes jeweils in ein Interglazial gestellt (SCHIRMER 1999: 93, 2002c: 8ff.).

Die vorliegenden drei Warmphasen des Erft-Bodenkomplexes, mit Peaks in der NRM- und in der Suszeptibilitätskurve korrelieren hervorragend mit aktuellen hochauflösenden Klimakurven sowohl in der Tiefsee (SCHIRMER 1999: 100, Anm. 13), im Löss (vgl. BRONGER 1999: 38), als auch in Eiskernkurven (vgl. PETIT et al. 1999: 430). Dieser Sachverhalt wird am eindrucksvollsten von der Suszeptibilitätskurve untermauert, die im Bereich der MIS 7 dem generellen Trend der Eiskernkurven (VOSTOK & GRIP) folgt.

Für eine Einstufung des Erftsolkomplexes in die MIS 7 liefert die Paläomagnetik jedoch noch weitere Hinweise, vor allem durch Untersuchungen der relativen Paläointensität. Im obersten Bereich des Erkelenz-Bodens, in 15,50 m Profilhöhe, konnten Abweichungen von der normalen Deklination festgestellt werden (vgl. Abb. 30). Diese Richtungsanomalien der Deklination blieben auch im AF-Wechselfeld bis 100 mT stabil, gingen jedoch nicht gleichzeitig mit Inklinationsschwankungen einher. Vollständig reverse Richtungen konnten nicht beobachtet werden.

Die Deklination, mit zahlreichen intermediären Proben, spricht für einen echten Event, die Inklination aber dagegen. Auch konnten nicht alle Komponenten, die zur NRM im Profil Erkelenz beitragen, ermittelt werden. Der Anteil hochkoerzitiver Minerale, wie beispielsweise Goethit und Hämatit darf in diesem Profil nicht außer Acht gelassen werden. Im Wechselfeld wies die NRM-Intensität nach 160 mT zum Teil noch 20% der Ausgangsmagnetisierung auf. Um echte Exkursionen der paläomagnetischen Orientierung handelt es sich dabei jedoch höchstwahrscheinlich nicht.

In gleicher Horizontlage wie die Deklinationsschwankungen konnte in der NRM/Sus-Kurve, die Aufschlüsse über relative Paläointensitäten bieten kann, ein markantes Minimum festgestellt werden. Dieses Low steht womöglich im direkten Zusammenhang mit den beobachteten Deklinationsschwankungen.

Dieses Minimum der relativen Paläointensität im Topbereich des Erkelenz-Bodens kann stratigraphisch mit dem Jamaika Event (190.000 BP) der sint-800-Kurve korreliert werden (vgl. GUYUDO & VALET 1999: 250; Kap. 3.1.3), was neben dem charakteristischen Verlauf der Suszeptibilitätskurve ebenfalls für eine Einstufung des Erft-Bodenkomplexes in die MIS 7 spricht.

Da die Basis dieses Profils als rheinische Hauptterrasse eingestuft werden muss, kann man annehmen, dass das Auensediment auf dieser Terrasse frühestens zur HT3-Zeit (vgl. SCHIRMER 1990c: 13; SCHNÜTGEN 1990: 141) eventuell auch noch zur HT4-Zeit abgelagert wurde, womit klar ist, dass die komplette Lössserie des Profils Erkelenz im Bereich der paläomagnetischen Brunhes-Epoche mit normaler Magnetisierungsrichtung liegt.

Der Niers-Solkomplex, der sich auf diesem Auensediment gebildet hat, kann durchaus zwei vollwertige Interglaziale enthalten. Einmal der Baal-Boden, der mächtige Pseudogley an der Basis, gefolgt von einer inzwischen vollständig reduzierten und im Top erodierten Parabraunerde. Dann im Hangenden, beginnend mit dem Nierskiesband der Lövenich-Boden, eine mächtige Parabraunerde, die lokal zweigeteilt auftritt (SCHIRMER 2002b: 12) und als Abschluss des gesamten Niers-Solkomplexes der Venrath-Boden, eine Humuszone. Morphologisch war zum Zeitpunkt der Bildung des Niers-Solkomplexes die Lokalität noch Senkungsgebiet.

Das Auftreten von Deklinationsschwankungen in diesen Profil kann nicht vollständig erklärt werden, doch wiesen sowohl Verlauf der Suszeptibilitätskurve als auch der NRM/Sus-Kurve auf eine Einstufung des Erft-Solkomplexes in die MIS 7 hin. Für den Niers-Solkomplex kann MIS 9 nur als Mindestalter gelten. SCHIRMER (2002c: 9) sieht für den Niers-Solkomplex wegen des darüber eingeschalteten Rur-Solkomplexes schon ein Mindestalter MIS 11 an.

## 5.3 Das Profil Rheindahlen

### 5.3.1 Forschungsgeschichte

Südwestlich von Mönchengladbach, im Bereich der linksrheinischen Hauptterrassen ist eine bis zu 9 m mächtige Löss-Boden-Abfolge aufgeschlossen (vgl. Abb. 22). An der Südwand des Geländes der Ziegeleigrube DREESEN (Rechtswert 2525,62, Hochwert 5667,39) erfolgte im September 1996 in Zusammenarbeit mit W. SCHIRMER eine detaillierte Profilaufnahme und die Entnahme 160 vollständig orientierter paläomagnetischer Proben.

Eine detaillierte Forschungsgeschichte zu diesem Profil ist bei SCHIRMER (2002a: 13f.) dargestellt. Erste veröffentlichte Profilaufnahmen zum Lössprofil Rheindahlen bieten KAHRS (1951) und STEUSLOFF (1951), die die Deckschichten der dortigen Hauptterrasse in einen jüngeren und einen älteren Löss gliedern, wobei sich der ältere Löss durch drei Bodenbildungen differenzieren läßt.

Diesem Grundgerüst konnte auch PAAS (1961: 212f.) folgen, der den obersten dieser drei Böden (Erkelenz-Boden) in das Eem-Interglazial stellte. Den Abschnitt zwischen dem Erkelenz-Boden und der basalen Braunerde stellte PAAS (1961: 165) in die Warthe-Eiszeit (im Sinne der vorletzten Vereisung), womit sich durch den mittleren Boden (Rheindahlen-Boden) für PAAS eine innerwarthezeitliche Bodenbildung ergibt.

BRUNNACKER (1967: 144ff.) gibt jedem der Böden den Status eines eigenständigen Interglazials und zählt dann konsequent durch. So stellt er den Erkelenz-Boden in das Eem und den Rheindahlen-Boden in die vorletzte Warmzeit, womit für ihn der Abschnitt unterhalb des Rheindahlen-Bodens in die drittletzte Kaltzeit fällt.

Innerhalb des Geländes der Ziegeleigrube Dreesen in Mönchengladbach-Rheindahlen, gleichfalls auch Lokalität der Löss-Profilaufnahmen, konnte ein mittelpaläolithischer Siedlungsplatz eingehend erforscht und in zehn Fundschichten ein umfangreiches Artefakteinventar geborgen werden (vgl. THIEME et al. 1981).

Die Fundschicht A1 liegt zwischen dem Bt-Intensiv-Horizont, der sich zwischen 0,35 und 0,6 m Profiltiefe einschaltet (vgl. Kap. 5.3.2) und der holozänen Bodenbildung. Damit kommt für sie nur ein letztglaziales Alter in Frage. Die Fundschicht A2 befindet sich unterhalb des Bt-Intensiv-Horizontes, etwa in 1 m Profiltiefe, oberhalb des Erkelenz-Bodens und zweier hangender Nassböden (vgl. Abb. 35, THIEME et al. 1981: 48). Die Artefakte der Fundschicht A2 zeigen Frostschäden, die darauf hinweisen, dass sie vor dem Einsetzen hochglazialer Klimabedingungen zurückgelassen und dann einsedimentiert wurden. Die Fundschicht A2 wurde wegen zum Teil stark divergierender Funde in die Fundschichten A2 und A3 gegliedert. Die Funde der Horizonte A2 und A3 zeigen deutlich stärkere Patina als vergleichbare Würmlokalitäten, was auf ein höheres Alter schließen ließe. Trotzdem wurde der entscheidende Fund, ein Tertiärquarzitfaustkeil in der Schicht A3, seither als MTA (Moustérien de tradition acheuléenne) und damit in das letzte Glazial eingestuft (vgl. THIEME et al. 1981: 48, KLOSTERMANN & THISSEN 1995: 48f.).

Diese Einstufung des Faustkeils der Schicht A3 in das letzte Glazial wird neuerdings allerdings nur noch als eine Möglichkeit angesehen. Ältere Einstufungen dieses Fundes sind durchaus denkbar (E.-M. IKINGER 2002: 79).

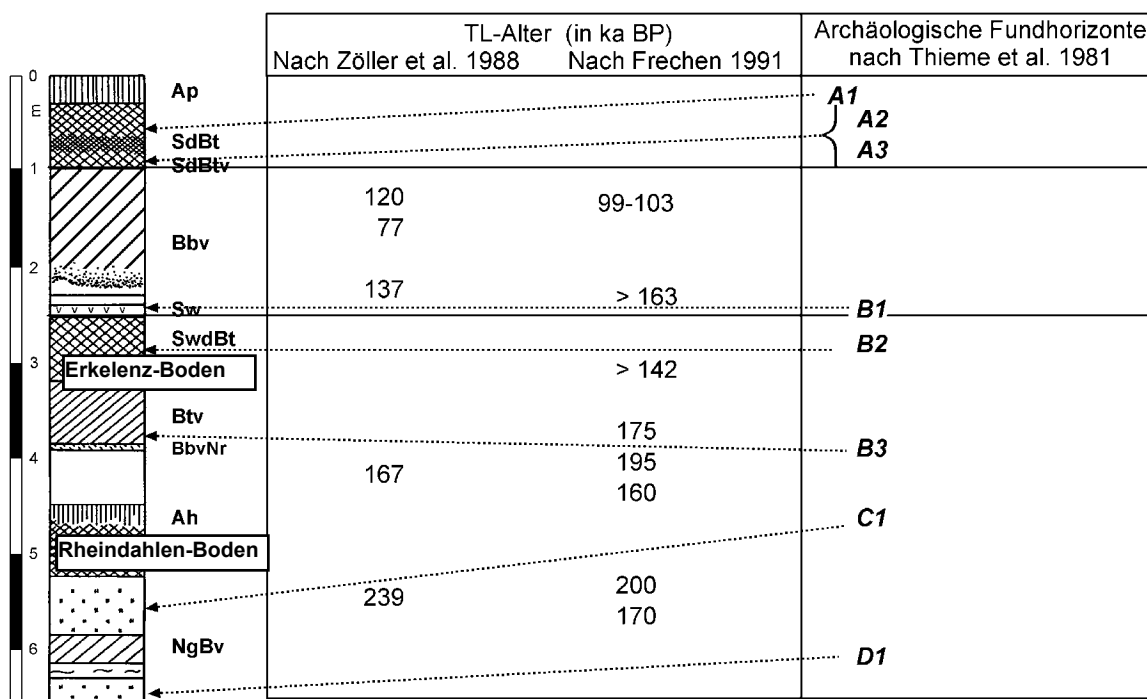


Abb. 35: TL-Datierungen und Archäologische Fundhorizonte im Lössprofil Rheindahlen. Die TL-Datierungen sowohl von FRECHEN (1991) als auch von ZÖLLER et al. (1988) waren ohne exakte Profiltiefen angegeben. Die TL-Proben waren lediglich horizontstratigraphisch eingeordnet. Die archäologischen Fundhorizonte B4 und B5 sind nicht angegeben, da sich ihre genaue Lage in Bezug zur Humuszone über dem Rheindahlen-Boden durch die Literatur nicht ermitteln ließ. Ansonsten ist die Lage der Fundhorizonte nach THIEME et al. (1981: 42) wiedergegeben.

Die Fundschicht B1 liegt in Profiltiefe 2,40 m im aufgehellten Sw-Horizont (vgl. Abb. 35), die Fundschicht B2 innerhalb des Erkelenz-Bodens. Für einen Faustkeil aus der Schicht B2 scheint die Stellung in das *Micoque* gesichert (vgl. KLOSTERMANN & THISEN 1995: 49). Insgesamt ist eine genaue zeitliche Einordnung der Fundschichten B1 und B2 schwierig. Auch eine deutlich ältere Interpretation der Funde wird von THIEME et al. (1981: 56f.) nicht ausgeschlossen. An diese Argumentation schließt auch nahtlos E.-M. IKINGER (2002:79ff.) an. Auch sie hält eine ältere Einstufung der Rheindahlener Artefaktefunde für denkbar. Für das Profil Rheindahlen liegen von ZÖLLER et al. (1988), sowie von FRECHEN (1991) TL-Datierungen vor (vgl. Abb. 35). Diese TL-Daten ergeben jedoch kein eindeutiges Bild. Sowohl die Probenanzahl, als auch das erzielte Alter lassen keine stratigraphische Einordnung der Horizonte zu. Für den Löss zwischen dem Bt-Intensiv-Horizont und dem Erkelenz-Boden wurden TL-Alter von 77 bis 163 ka erzielt.

Generell kann davon ausgegangen werden, dass TL-Alter von mehr als 150 ka sowohl bei den in diesem Profil angewandten Methoden, als auch mit modernsten TL-Methoden (REGEN, IRSL-REGEN, TL-ADD) lediglich Mindestalter darstellen (vgl. FRECHEN 1999: 681f.).



Bei einer Profilaufnahme 1991 entdeckte W. SCHIRMER, dass sich in der holozänen Bodenbildung eine reliktsche Parabraunerde (Bt-Intensiv-Horizont) verbirgt (vgl. SCHIRMER & FELDMANN 1992: 77), ferner die Identität des darunter folgenden Erft-Solkomplexes mit dem in Erkelenz und Frimmersdorf-West (SCHIRMER 1992).

Daraus folgt, dass der Erkelenz-Boden in Profiltiefe 2,50 m ein Interglazial älter einzustufen ist, als dies bisher vorgenommen wurde. Für ein präwürmzeitliches Alter des Lösses zwischen dem Erkelenz-Boden und dem Bt-Intensiv-Horizont spricht sowohl die Schlufffleckenfazies als auch die komplette Verlehmung des Lösses (vgl. SCHIRMER & FELDMANN 1992: 80).

Im Schwermineralgehalt weicht dieser Löss vor allem durch die Zunahme des Epidots von vergleichbaren belgischen Würmlössen ab (vgl. THIEME et al. 1981: 45).

Profil allgemein	Paas 1961	Brunnacker 1966	Brunnacker 1973, 1981	Paas 1992	Schirmer & Feldmann 1992 Schirmer 1992	Klostermann & Thissen 1995	Schirmer 1999	MIS	Schirmer dieser Band
Btv									
Bl					Eem		Eem		? Eem
Lösslehm	Weichsel	Würm	Würm	Weichsel	2. Kaltzeit v. h.	Weichsel	Wetterau-Löss Gillgau-Löss	6	Wetterau-Löss Gillgau-Löss
Bt	Erkelenzer Boden/Eem	Eem	Eem	Erkelenzer Boden/Eem	Doppel-	Eem	Erkelenzer Boden	7.1	Erkelenz-Boden
Silt-schmitzen-lehm	Warthe	Flecken lehm	"Riß"-Saale	Warthe	Interglazial	Saale	Limburg-Löss		Ob. Limburg-Löss Erkelenz-Marker Mittl. Limburg-Löss
Bt	Rheindahleiner Boden Intra-Warthe	vorletzte Warmzeit	vorletzte Warmzeit	Rheindahleiner Boden Drenthe/Warthe	Doppelboden	Holstein	Rheindahleiner Boden	7.3	Rheindahlen-Boden
Lösslehm	Warthe	Staublehm	"Mindel"-Elster ?	Drenthe	3. Kaltzeit v. h.	Elster-Komplex	Mülgau-Löss		Unt. Limburg-Löss
Bt/Bv		drittletzte Kaltzeit	Warmzeit	Interstadial	Interstadial	Römerhof-Interglazial	Wickrather Boden	7.5	Wickrather-Boden
Lösslehm			Staublehm viertletzte Kaltzeit	Drenthe	3. Kaltzeit v. h.	Elster-Komplex	Mülgau-Löss	8	Mülgau-Löss
Auelehm									

Abb. 36: Vergleich der stratigraphischen Einstufung des Profils Rheindahlen. - Aus: SCHIRMER (2002a: 16).

Da der Erkelenz- und der Rheindahlen-Boden über das gesamte Profil parallel zueinander verlaufen und keine Anzeichen für eine kaltzeitliche, landschaftsumgestaltende Klimaphase zwischen diesen Böden sichtbar wird, stellen SCHIRMER & FELDMANN (1992: 81, SCHIRMER 2002a) nach ähnlichen Beobachtungen im nahen Lössprofil Erkelenz (vgl. Kap. 5.2) (vgl. SCHIRMER 1990b, 1995, 2002b) beide Böden in das vorletzte Interglazial, also in die MIS 7.

Dieser chronostratigraphischen Einstufung des Profils durch SCHIRMER & FELDMANN (1992) konnten KLOSTERMANN & THISEN (1995) nicht folgen. Vor allem unter Bezugnahme auf das Artefakteinventar ordnen KLOSTERMANN & THISEN (1995: 44) das Profil Rheindahlen stratigraphisch nach der Abzählmethode ein, das heißt eine Parabraunerde repräsentiert ein Interglazial - ohne Berücksichtigung des Bt-Intensiv-Horizonts, so dass sie den Erkelenz-Boden in das Eem-Interglazial stellen (vgl. Abb.36).

SCHIRMER (2002a: 13ff.) stellte den Erft-Bodenkomplex mit Erkelenz-, Rheindahlen- und Wickrath-Boden sowohl durch den Geländebefund als auch durch zahlreiche Analysen wiederum in die vorletzte Warmzeit (MIS 7). Zu diesen Ergebnissen kommen sowohl A. IKINGER (2002) durch mikropedologische Untersuchungen, als auch COFFLET (2002: 61f.) mit den hier dargestellten paläomagnetischen Ergebnissen.

### 5.3.2 Lage und Profillithologie

Das Profil entspricht dem Profil Rheindahlen 5 von SCHIRMER (2002a: 33). An der Basis des Profils liegt ein mächtiger Gleyboden mit Gr-Horizont im Liegenden und Go-Horizont im Hangenden. Dieser Boden war bei der aktuellen Profilaufnahme nicht vollständig aufgeschlossen, ist aber durch zahlreiche vorangegangene Bearbeiter (vgl. Kap. 5.3.2) hinlänglich bekannt. Oberhalb dieses Gleybodens, etwa 2-2,5 m über dem Hauptterrassenniveau folgt ein vernässter brauner Boden, der in Abb. 37 vereinfacht als NgBv-Horizont beschrieben wird. Eine Tondurchschlammung stammt vom Rheindahlen-Boden. SCHIRMER (1999: 91, 2002a: 33) bezeichnet diesen braunen Boden als Wickrath-Boden, der den untersten Boden des Erft-Solkomplexes darstellt (vgl. Kap. 5.2). Nach zahlreichen Untersuchungen, auch mikromorphologische durch A. IKINGER (2002), beschreibt SCHIRMER (2002a: 33f.) diesen Boden als BtvNgfBv-Horizont.

Im Hangenden folgt dann auf Löss eine Parabraunerde, etwa in Profiltiefe 4,75 bis 5,25 m, die im unteren Teil vernässt ist. Graue rostgeränderte Flecken lassen bei dieser Vernässung auf Haftnässe-Pseudovergleyung schließen. Diese Parabraunerde wird in Anlehnung an PAAS (1961) als Rheindahlen-Boden bezeichnet (SCHIRMER 2002a: 42). Auf dem Rheindahlen-Boden sitzt eine Humuszone, an deren Basis Bt-Material des Rheindahlen-Bodens bioturbat eingearbeitet worden ist.

Weiter zum Top des Profils folgt eine Bänderbraunerde, die weiter nach oben intensiver wird, um dann in eine Parabraunerde überzugehen. In Profiltiefe 3,90 m ist in die Bänderbraunerde ein hellgrau gefärbter Tundregley-Nassboden (BbvNr-Horizontbildung) eingeschaltet. Die Parabraunerde, die die Bänderbraunerde nach oben hin abschließt, ist kräftig entwickelt, hat eine typisch rotbraune Bodenfarbe und mehr als deutliche Tonhäutchen auf den Gefügeflächen. Diese Parabraunerde liegt in Profiltiefe 2,50- 3,20 m und korrespondiert als Erkelenz-Boden mit dem gleichnamigen Boden in der Typuslokalität Erkelenz (SCHIRMER 2002a). Der Erkelenz-Boden ist im oberen Teil als Sd-Horizont aufgeschlossen. Der zugehörige Sw-Horizont liegt im Top des Erkelenz-Bodens und wird selbst wieder von einem Ah-Horizont überlagert. Eine eindeutige Erosionsdiskordanz an der Oberkante des Bt-Horizontes des Erkelenz-Bodens konnte nicht gefunden werden, womit nicht völlig ausgeschlossen werden kann, dass der Sw-Horizont bei Profiltiefe 2,50 m den Al-Horizont einer kompletten fossilen Parabraunerde repräsentiert.

Etwa in Profiltiefe 2,20 m befindet sich eine schwache, rinnenartige Erosionsdiskordanz und zwar die Wetterau-Diskordanz, die durch Ablagerungen von FeMn-Geröllen, Quarzsand, Lössgeröllen und Bodenmaterial repräsentiert ist. Oberhalb dieser Diskordanz folgt eine Bänderbraunerde, die im Top wieder in eine Parabraunerde übergeht.

Etwa 65-85 cm unter der Untergrenze des Ap-Horizontes ist in die holozäne Parabraunerde ein deutlich intensiverer Bt-Horizont eingeschaltet, der gleichsam den Sd-Horizont einer Vernässung bildet, den SCHIRMER (2002a: 33) als fSdBt-Horizont bezeichnet. Ich bezeichne diesen Horizont im Folgenden als Bt-Intensiv-Horizont.

Der Bt-Intensiv-Horizont besitzt an seiner Oberkante deutliche Fließerdestrukturen und ist gegenüber dem im Top liegenden Horizont durch einen Wechsel zu einem deutlicheren Polyedergefüge gekennzeichnet (vgl. Abb. 37).

## Profil Rheindahlen

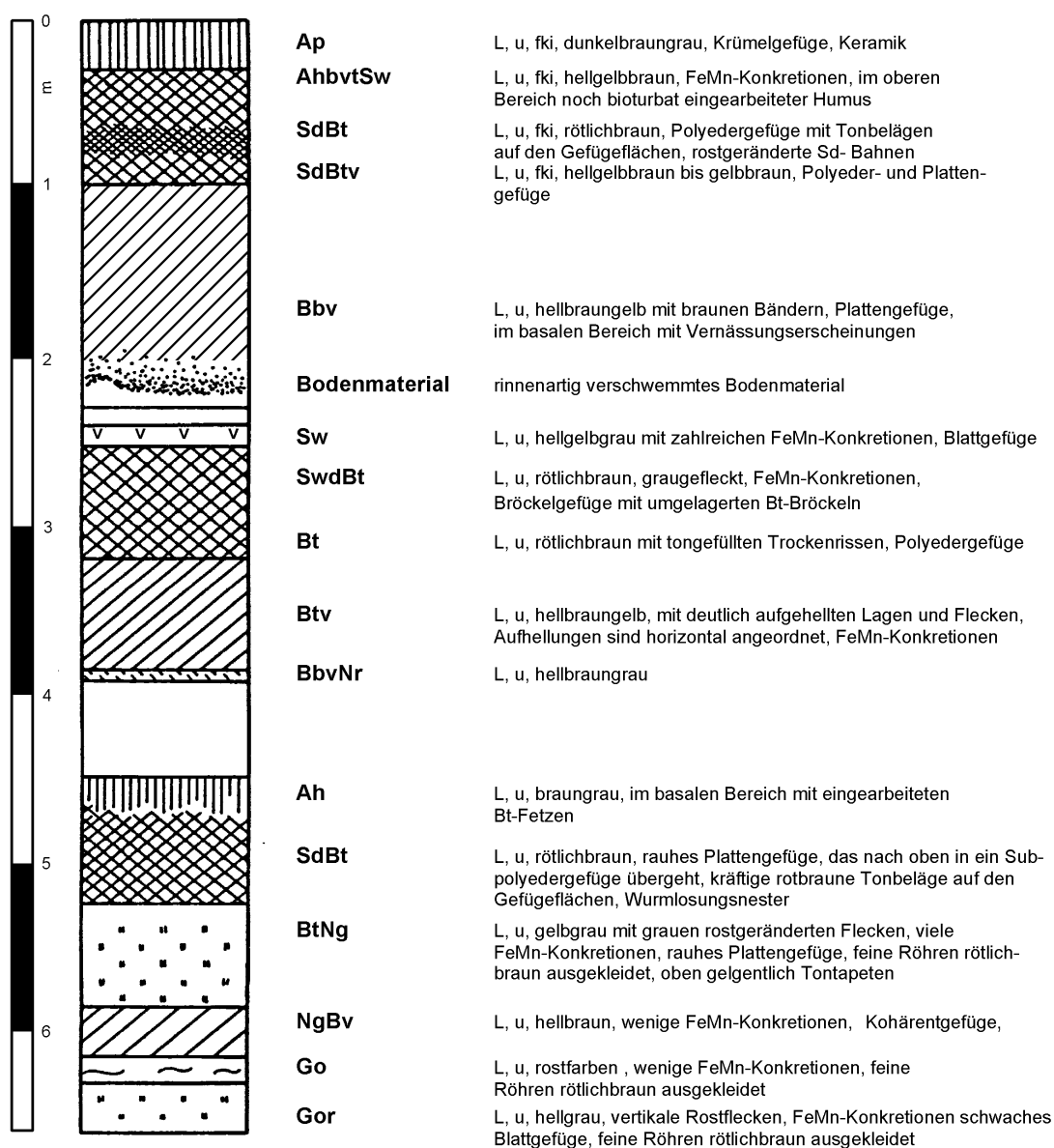
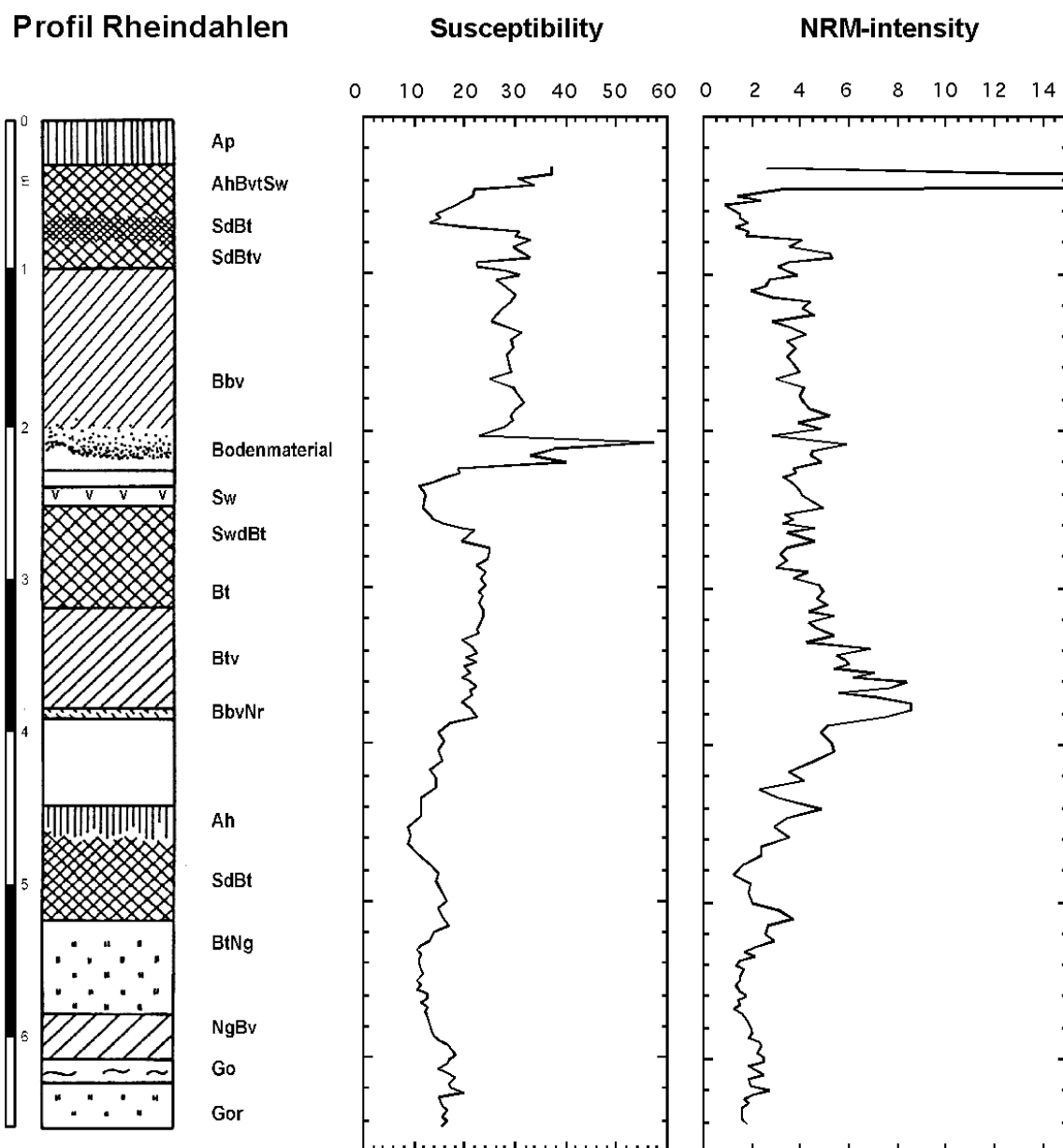


Abb. 37: Lithologie und Bodentypisierung des Lössprofils Rheindahlen. Die Bodentypbezeichnung folgt im Wesentlichen der Bodenkundlichen Kartieranleitung (Auflage 1996). Eine umfassendere und detaillierte Profilbeschreibung bietet SCHIRMER (2002a). Das gesamte Profil ist kalkfrei. Unverwitterter, initialer Löss mit primärem Kalkgehalt ist im gesamten Profil nicht aufgeschlossen. Die Profilaufnahme endet in Profiltiefe 6,60 m.

### 5.3.2 Suszeptibilitätsmessungen

Die Messung der Volumenssuszeptibilität am Profil Rheindahlen zeigt im weltweiten Vergleich beispielsweise eher niedrige Werte. Die Messwerte liegen in einer Spannbreite von  $7\text{--}56 \cdot 10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$  si-Einheiten. Das ist deutlich weniger als beispielsweise Messungen im chinesischen Löss ergaben (die Werte dort liegen grob um den Faktor 10 höher) (vgl. HELLER & EVANS 1995).



**Abb. 38:** Suszeptibilitäts- und NRM-Intensitätskurve des Lössprofils Rheindahlen. Die Suszeptibilität ist in  $10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$ , die NRM in  $10^{-5} \text{Am}^2/\text{kg}$  angegeben. Der Peak in der NRM-Kurve bei Probe *Rdl 003* in 40 cm Profiltiefe beruht auf einer starken viskosen Komponente, die bei 10 mT Wechselfeldentmagnetisierung verschwindet. Der Messwert der Probe *Rdl 003* beträgt  $5.270 \cdot 10^{-4} \text{Am}^2/\text{kg}$  und liegt damit um Faktor 10 höher als der Probendurchschnitt. Auch die Proben *Rdl 002* und *Rdl 003* zeigten deutlich erhöhte NRM-Intensitäten.

Die niedrigsten Suszeptibilitätswerte wurden erwartungsgemäß in den durch Stau- und Haftnässe beeinflussten Horizonten gemessen, da dort über längere Zeit hinweg Redoxbedingungen geherrscht haben (vgl. Kap. 3.2.5.3). Hier ist der AhBtvSw-Horizont in 0,60 m Profiltiefe, der Sw-Horizont bei 2,40 m und der BtNor-Horizont in 5,50 m Profiltiefe zu nennen (vgl. Abb. 38).

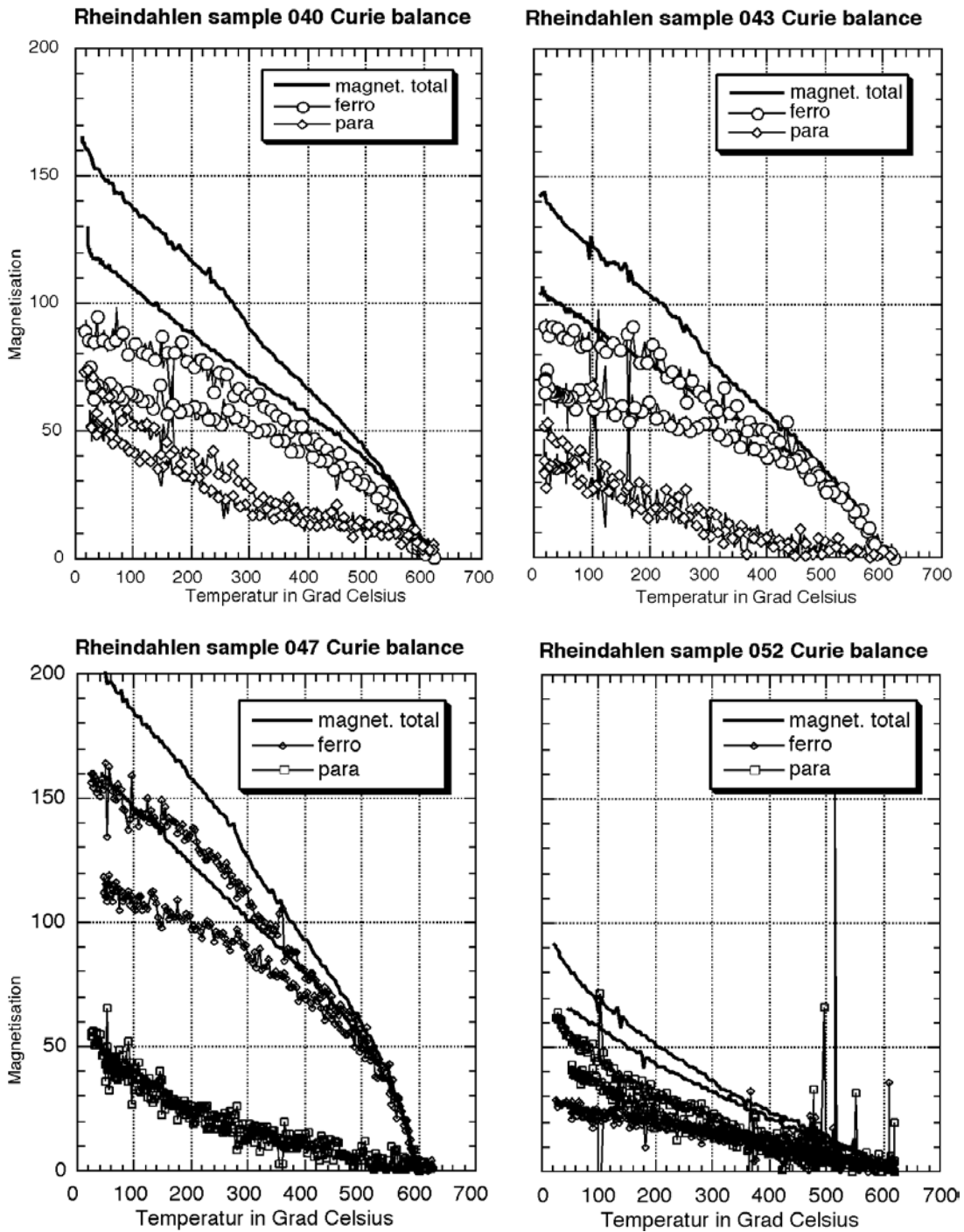


Abb. 39: Curie Balance Messungen der Proben *Rdl 040*, *Rdl 043*, *Rdl 047* und *Rdl 052*. Der erhöhte ferromagnetische Anteil in Probe *Rdl 047* ist deutlich zu erkennen. Die Messungen endeten bei 620° Celsius. Probe *Rdl 052* ist oberhalb von 400° C von starker Mineralneubildung geprägt.

Im Top des Profils ist die Suszeptibilität noch durch Ap-Horizont-Anteile geprägt, die doch tiefer anthropogen eingearbeitet wurden, als dies im Aufschluß zu erkennen war. Die Beprobung begann 30 cm unter der heutigen Bodenoberfläche, die Untergrenze des Ap-Horizontes muss aber bei etwa 40 cm Profiltiefe angesetzt werden. Die höchsten Suszeptibilitätswerte wurden in dem Horizont der verschwemmten Löss- und Bodengerölle in Profiltiefe 2,10 m gemessen. Da für dieses Maximum weder superparamagnetische Minerale, noch Minerale die zur NRM beitragen, verantwortlich gemacht werden können, wurden im betreffenden Abschnitt Curie Balance-Messungen durchgeführt (vgl. Abb. 39).

Die Messungen ergaben einen relativ konstanten Gehalt an paramagnetischen Mineralen. Aber der Gehalt ferromagnetischer Minerale ist in Probe *Rdl 047*, die den maximalen Peak repräsentiert, deutlich erhöht, so dass für dieses Maximum nur Multi-Domain-Magnetite verantwortlich gemacht werden können. Die Frage, ob sich auch Tephra in diesem Horizont befindet, konnte bisher nicht bejaht werden. Bodenbildungshorizonte sind durch Maxima in der Suszeptibilitätskurve deutlich wiedergegeben. Die höchsten Werte sind im Bt-Intensiv-Horizont dokumentiert, dann folgen Erkelenz-Boden und Rheindahlen-Boden. Die Messwerte des Erkelenz-Bodens liegen im Mittel bei  $23 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$  und damit ziemlich exakt auf dem Niveau bereits gemessener Werte des gleichen Bodens im wenige Kilometer entfernten Profil Erkelenz.

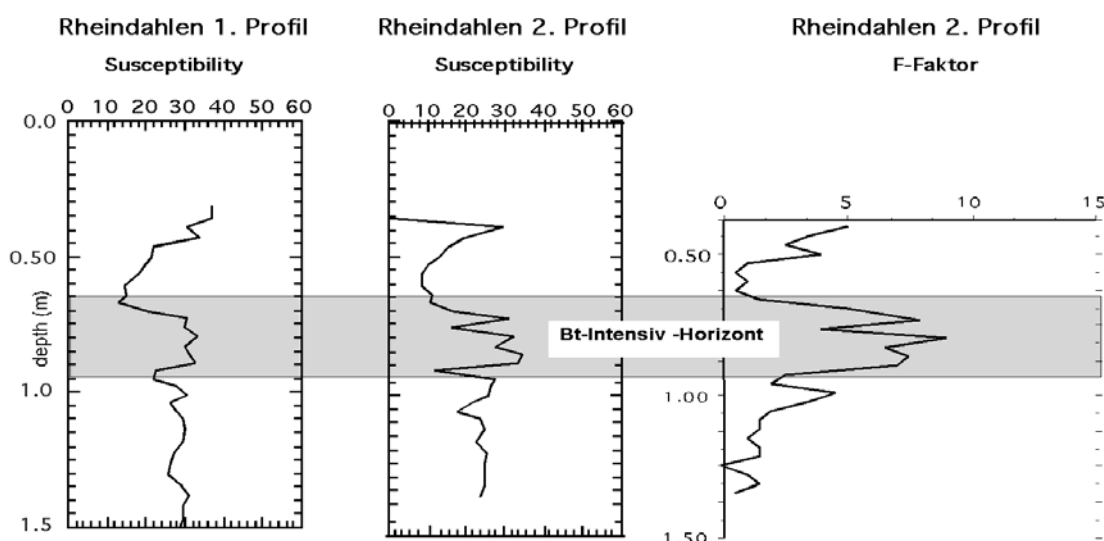


Abb. 40: Suszeptibilität vom 1. und 2. Profil Rheindahlen, sowie frequenzabhängige Suszeptibilität (F-Faktor) des 2. Profils Rheindahlen. Die Suszeptibilität ist in  $10^{-9} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$  angegeben, der F-Faktor in Prozent.

Die Messwerte für den Rheindahlen-Boden und für die Braunerde an der Profilbasis fallen geringer aus, stellen aber immer noch Peaks in der Suszeptibilitätskurve dar. Dies kann aus dem geringeren Flurabstand zum Hauptterrassenniveau resultieren, wodurch diese Horizonte wenigstens zeitweise Grundwassereinflüssen ausgesetzt waren oder wenigstens ein stärkeres Feuchtemilieu hatten.

Schwierig war die Messung der frequenzabhängigen Suszeptibilität, die einen Aufschluss über den Anteil superparamagnetischer Minerale in den Proben geben sollte. Die Messungen lagen zum Teil im Bereich der Fehlergrenze, oder nur wenig darüber. In der frequenzabhängigen Suszeptibilität ist nur der Erkelenz-Boden durch einen deutlichen Anstieg der Messwerte gekennzeichnet.

Der Bt-Intensiv-Horizont in Profiltiefe 0,70 m ist noch durch einen leichten Trend dokumentiert. Durch den Messfehler ergaben sich zum Teil Werte im negativen Bereich, die auch theoretisch nicht möglich sind, die diese Kurve dann auch nicht wiedergibt. Der Messfehler konnte auch nicht durch eine dreifache Messung der Probe und der Bildung eines Mittelwertes ausgeschaltet werden. Dadurch wurde die dargestellte Amplitude der Messwerte aber verkürzt, so dass hier auf eine Darstellung der Kurve verzichtet wurde.

Bei Betrachtung der einzelnen Proben ergab sich das Bild, dass sich unterhalb von 5 m praktisch keine superparamagnetischen Teilchen mehr in den Proben befinden, auch in der basalen Braunerde nicht.

Da die Aussagekraft der Messungen gerade für die strittige Einstufung des obersten Profilmeters nicht genügend erschien, wurde das Profiltop unweit nördlich (10 m entfernt) der ersten Probenahmestelle noch einmal untersucht. Hier schien auch der Bt-Intensiv-Horizont besser erhalten.

Die Messung der Volumensuszeptibilität zeigte ähnliche Werte wie im 1. Profil (Abb. 40). Die Auflösung der Kurve ist beim 2. Profil durch eine höhere Probendichte aber besser. Für die frequenzabhängige Suszeptibilität wurden für das 2. Profil drei unabhängige Messreihen erstellt. Werte mit über 30% Abweichung vom Mittel wurden herausgefiltert, und dann die Daten neu gemittelt.

Die höhere Qualität der Daten ist auch durch das Fehlen negativer Werte der frequenzabhängigen Suszeptibilität belegt. Der Kurvenverlauf zeigt nun einen deutlichen Anstieg der superparamagnetischen Teilchen im Bt-Intensiv-Horizont, was auch auf eine intensivere Bodenbildung in dieser Lage schließen lässt. Der Trend der ersten Kurve konnte somit bestätigt werden.



### 5.3.3 NRM-Messungen

Für das erste Profil folgen die gemessenen Richtungen der NRM weitgehend der heute vorliegenden Pollage der Brunhesepoche. Die gemessene Inklination von im Mittel  $60^\circ$  entspricht den erwarteten Werten auf dieser geographischen Breite (Abb. 41).

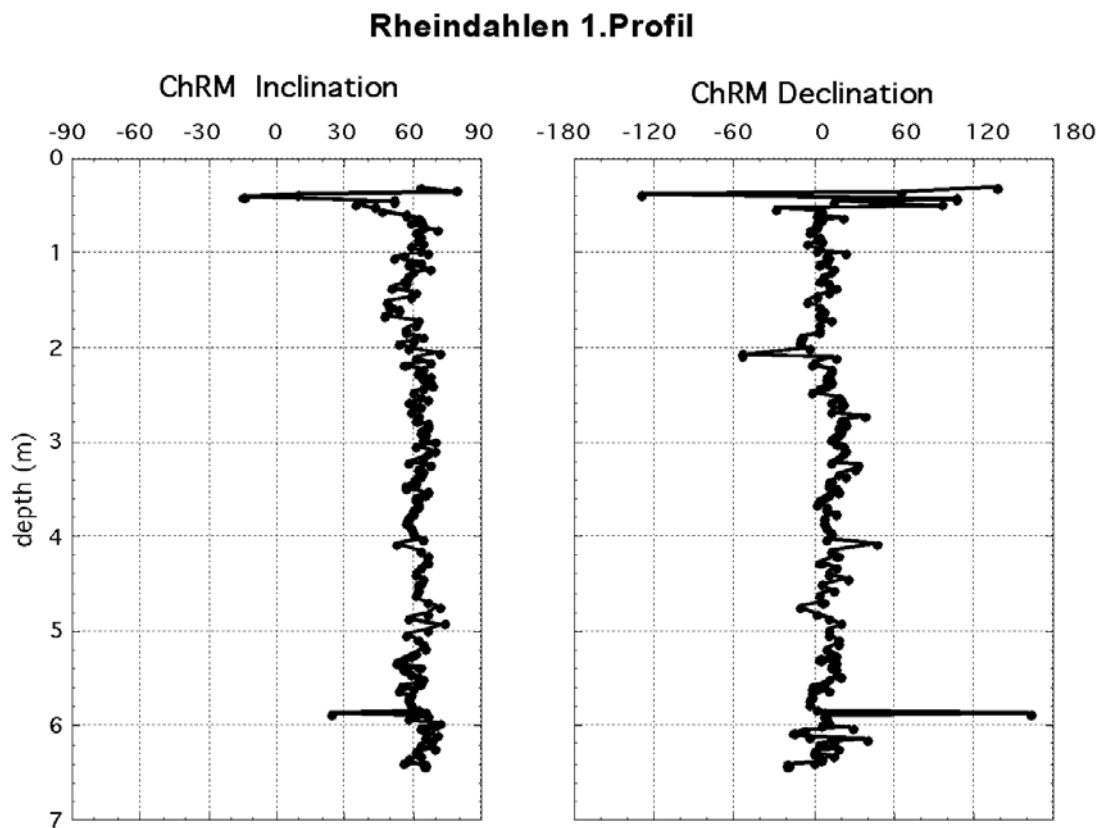


Abb. 41: Charakteristische Deklination und Inklination des Profils Rheindahlen. Die PCA-Analyse beruht auf einer mathematischen Ermittlung der optimalen Gerade zum Ursprung in einem orthogonalen Vectorplot. Inklinations- und Deklinationsschwankungen bei etwa 5,80 m betreffen nicht die gleiche Probe. Die Deklination ist mit der Abweichung von  $360^\circ$  angegeben.

In den obersten 15 cm des Profils treten Unregelmässigkeiten auf, die ich noch auf anthropogene Einflüsse zurückführe. Diese Richtungsänderungen sind auch von einem extremen Maximum in der NRM-Intensitätskurve begleitet. Erst wurde als Ursache für diese Richtungsanomalien eine rein viskose Komponente vermutet, was sich jedoch nur zum Teil bestätigte.

Die Intensität der obersten vier Proben nahm im Wechselfeld zwar rapide ab, lag aber nach 40 mT noch deutlich über dem Niveau der liegenden Horizonte (vgl. Abb. 42). Die Richtungen blieben auch im Wechselfeld bis 80 mT stabil. Besonders auffallend war Probe *Rdl 003* mit einer Inklination von  $-15^\circ$  und einer Deklination von  $240^\circ$  (Abb. 41). Exakt die gleiche Richtung konnte im selben Horizont im 2. Profil gemessen werden (Abb. 44). Auch im 2. Profil war die NRM-Intensität dieser Probe (*Rdl 001a*) hoch, auch mit einer starken weichmagnetischen Komponente.

## Rheindahlen 1. Profil

## NRM 0 mT / 40 mT Kurve

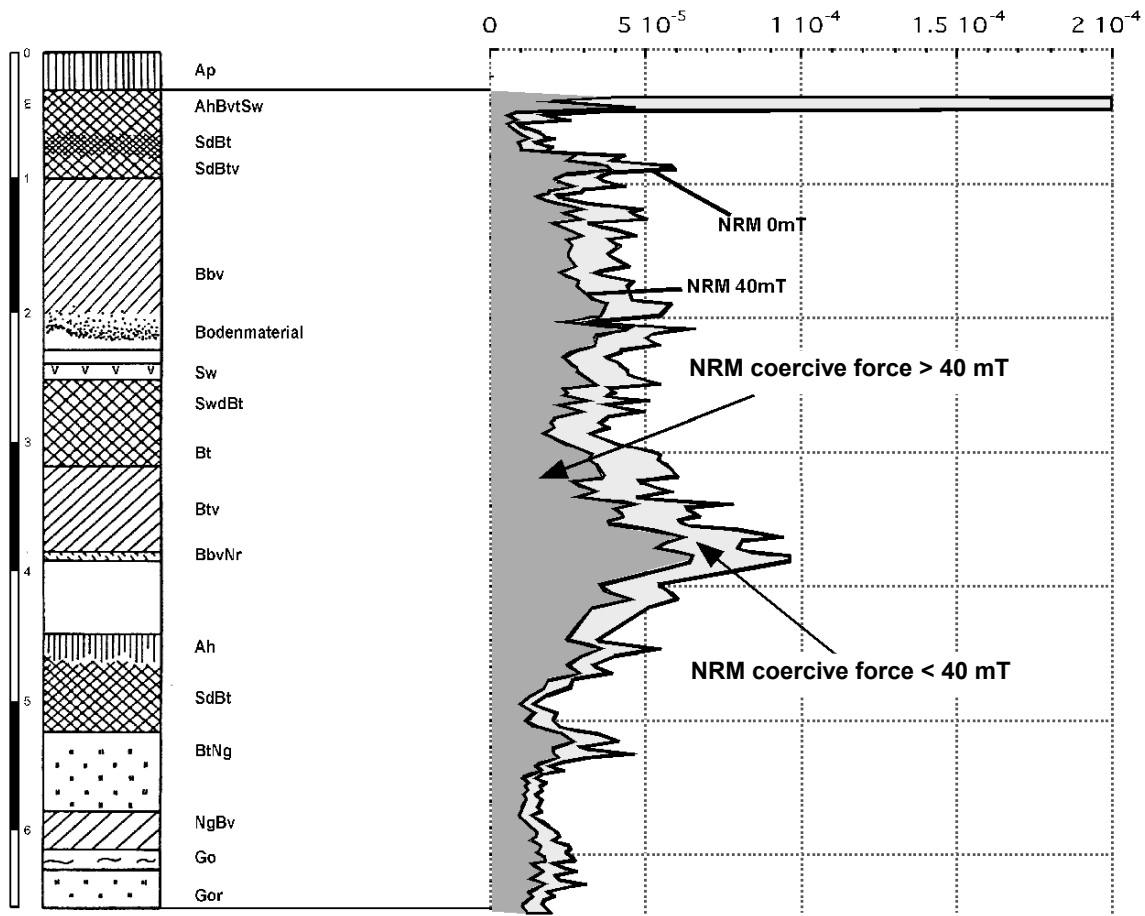


Abb. 42: NRM0mT/NRM40mT-Kurve des 1. Profils Rheindahlen. Die Intensität ist in emu/ccm angegeben. Die obersten 30 cm des Profils (Ap-Horizont) wurde nicht beprobt).

Bei der Betrachtung des Gesamtprofils zeigt der untere Profilabschnitt unterhalb des Erkelenz-Bodens einen deutlich erniedrigten Anteil von niederkoerzitativen Mineralen. Der Anteil an SD-Magnetit/Maghemit-Teilchen scheint in diesem Abschnitt erniedrigt, während im Erkelenz-Boden der niederkoerzitative Anteil am höchsten ist. Dies zeigen auch die Entmagnetisierungskurven der Proben *Rdl 015*, *Rdl 054*, *Rdl 078* aus dem oberen Profilabschnitt und *Rdl 104* und *Rdl 110* aus dem unteren Profilabschnitt (vgl. Abb. 43). Probe *Rdl 078* entstammt dem Erkelenz Boden und hat den steilsten Kurvenverlauf in der Entmagnetisierungskurve, was auf einen hohen Anteil zur NRM beitragenden weichmagnetischen Minerale hinweist.

Insgesamt wird bei den Entmagnetisierungskurven der Unterschied zwischen Löss und Boden deutlich. Die NRM-Intensität ist in den Böden durch eine höhere weichmagnetische Komponente beeinflusst. Die Entmagnetisierungskurve verläuft in den Böden daher sehr steil. Der Löss dagegen besitzt mehr hochkoerzitative Komponenten, vermutlich Goethit und Hämatit.

Bei etwa 60 mT verläuft die Entmagnetisierungskurve bei den Lössproben deutlich flacher. Die Restintensität lag nach 100 mT immer noch im Mittel bei 30-40 %. Bei einzelnen Proben wurde versucht bis 160 mT zu entmagnetisieren.

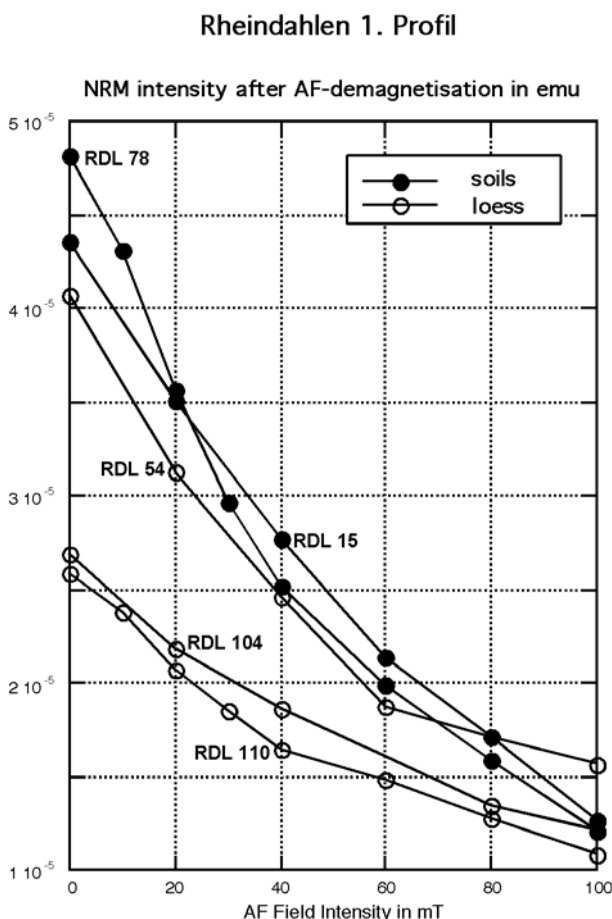


Abb. 43: Wechselfeldentmagnetisierungskurve des Profils Rheindahlen. Probe *Rdl 015* entstammt dem Bt-Intensiv-Horizont, *Rdl 078* aus dem Erkelenz Boden. *Rdl 054* liegt in Profiltiefe 2,30 m direkt unterhalb des Horizontes mit Bodengeröllen. Die Proben *Rdl 104* und *Rdl 110* sind dem Löss zwischen Erkelenz und Rheindahlen-Boden entnommen. Die NRM-Intensität ist in emu/ccm angegeben.

Trotzdem waren danach noch Restintensitäten von 10-15 % auszumachen. Dieser Eindruck wurde auch durch thermische Entmagnetisierung bestätigt. Probe *Rdl 027a* aus dem 2. Profil beispielsweise hat bei 200° C bereits deutlich an Intensität verloren. Eine weitere drastische Abnahme vollzieht sich zwischen 650 und 700° Celsius, was nur für einen respektablen Hämatitanteil in der Probe spricht (vgl. Tab. 7).

Die Richtungsanomalien mit hohen Intensitäten traten auch in der obersten Probe des 2. Profils auf (Probe *Rdl 001a* aus dem 2. Profil wurde mit Probe *Rdl 003* aus dem 1. Profil korreliert).

Im zweiten Profil konnte in Profiltiefe 0,60-0,80 m eine Exkursion der NRM-Richtungen beobachtet werden (vgl. Abb. 42). Die Richtungsänderung der Proben *Rdl 013a-016a* ist sowohl in der Inklination als auch in der Deklination wiedergegeben. Die Inklination ging auf etwa 0° zurück, die Deklination liegt bei 120°.

Tab. 7: NRM-Intensität nach thermischer Entmagnetisierung bei Probe *Rdl 027a* in 1,30m Profiltiefe.

Temperatur in ° Celsius	NRM-Intensität in emu/cm
20	1.020e-05
100	9.464e-06
150	8.189e-06
200	6.435e-06
250	5.472e-06
300	4.795e-06
350	4.333e-06
400	3.990e-06
450	3.538e-06
500	3.225e-06
550	2.702e-06
600	2.080e-06
650	1.948e-06
700	3.288e-07

Für die Bestimmung der Richtungen wurde die PCA-Analyse nach thermischer, als auch nach AF-Entmagnetisierung verwendet, die letztendlich einer Wiedergabe der stabilen Richtung im orthogonalen Vektorplot entspricht.

Es muss aber angemerkt werden, dass die Richtungen sowohl im Wechselfeld bis 60 mT, als auch im Ofen bis 600° C absolut stabil blieben. Die Intensität der NRM war im 2. Profil jeweils am Beginn und am Ende der Exkursion am schwächsten (vgl. Abb.45).

Da auch intermediäre Proben vorhanden sind, die die Richtungsänderung schrittweise vollziehen, könnte von einer echten Exkursion ausgegangen werden.

Die betreffenden Proben (*Rdl 013a-016a*) liegen alle im oberen Abschnitt des Bt-Intensiv-Horizonts. Für die Ursache dieser Exkursion kommen zwei Interpretationen in Betracht, wobei anthropogene Ursachen in ungestörter Horizontausbildung in 80 cm Profiltiefe ausgeschlossen werden.

### Rheindahlen 2. Profil

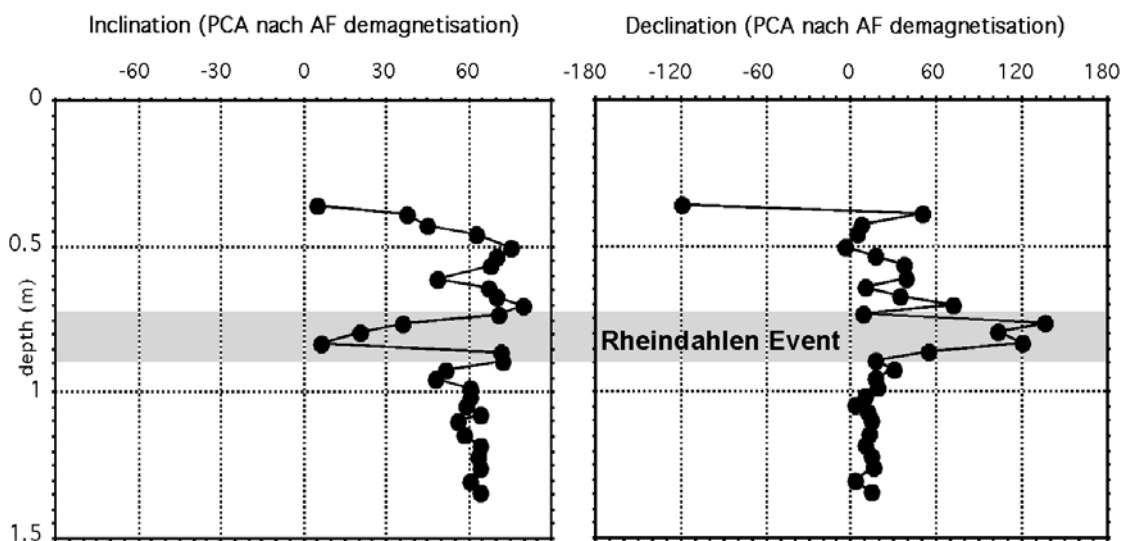


Abb. 44: Inklination und Deklination im 2. Profil Rheindahlen. Die charakteristische Richtung wurde nach PCA-Analyse ermittelt.

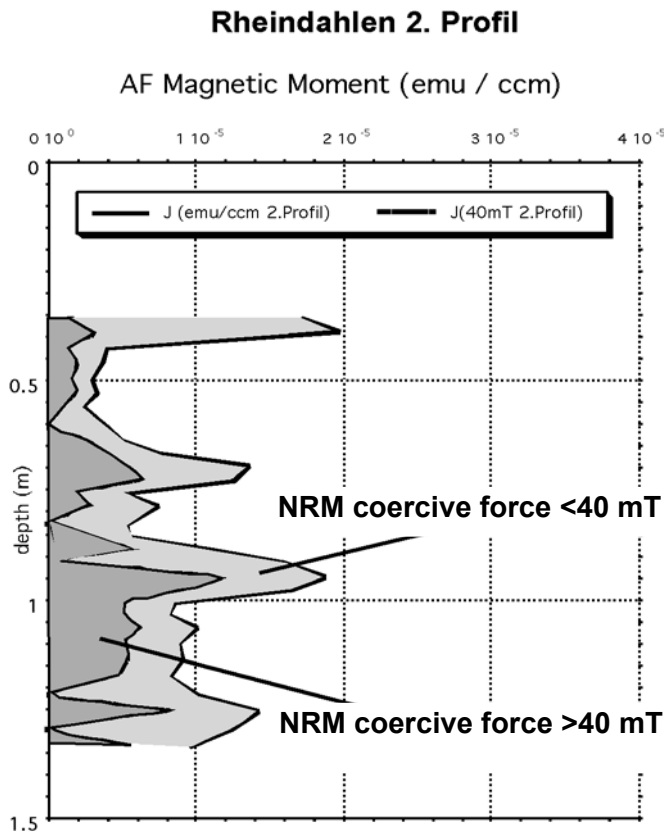


Abb. 45: Magnetisches Moment der NRM bei 0 und 40 mT im 2. Profil Rheindahlen. Überdurchschnittliche viskose Komponenten sind im Bereich des Rheindahlen Event nicht erkennbar. Vielmehr ist die Intensität in diesem Bereich (etwa 0,7 m Profiltiefe) insgesamt gering. In den obersten Proben des 2. Profils wurden ebenfalls hohe NRM-Intensitäten bei 0 mT gemessen, doch längst nicht so hohe Werte wie im 1. Profil, so dass man in den obersten 3 Proben noch einen anthropogenen Einfluss annehmen muss.

#### Interpretation A

Bei dieser Exkursion handelt es sich um eine periglaziale Erscheinung, die durch Kryoturbation entstanden ist. Nach Bildung des Bt-Intensiv-Horizontes im Eem-Interglazial wurden die obersten Horizonte dieses Bodens erodiert. Mit beginnenden glazialen Verhältnissen beginnen oberste Bodenschichten im Top des Dauerfrostbodens durch Auftauprozesse zu fließen. Solche Richtungsanomalien auf Grund von Kryoturbationen wurden bereits in Belgien beobachtet (vgl. HUS & GEERAERTS 1986: 26f.). Da aber in einer Parabraunerde von einem sehr hohen Anteil chemisch erworbener Remanenz (vgl. HELLER & EVANS 1995) ausgegangen werden kann, hätten die Ereignisse in folgender Reihenfolge ablaufen müssen: 1). Lösssedimentation in der vorletzten Kaltzeit, 2). Bildung einer Parabraunerde im Eem mit Einfrieren der chemischen Remanenz in normaler Magnetisierungsrichtung, 3). Erosion der obersten Horizonte der eemzeitlichen Parabraunerde am Beginn der letzten Kaltzeit, 4). periglaziales Bodenfließen mit Folge einer Richtungsanomalie im betreffenden Horizont, 5). Sedimentüberdeckung im Würm und 6). erneute durchgreifende Bodenbildung im Holozän.

#### Interpretation B

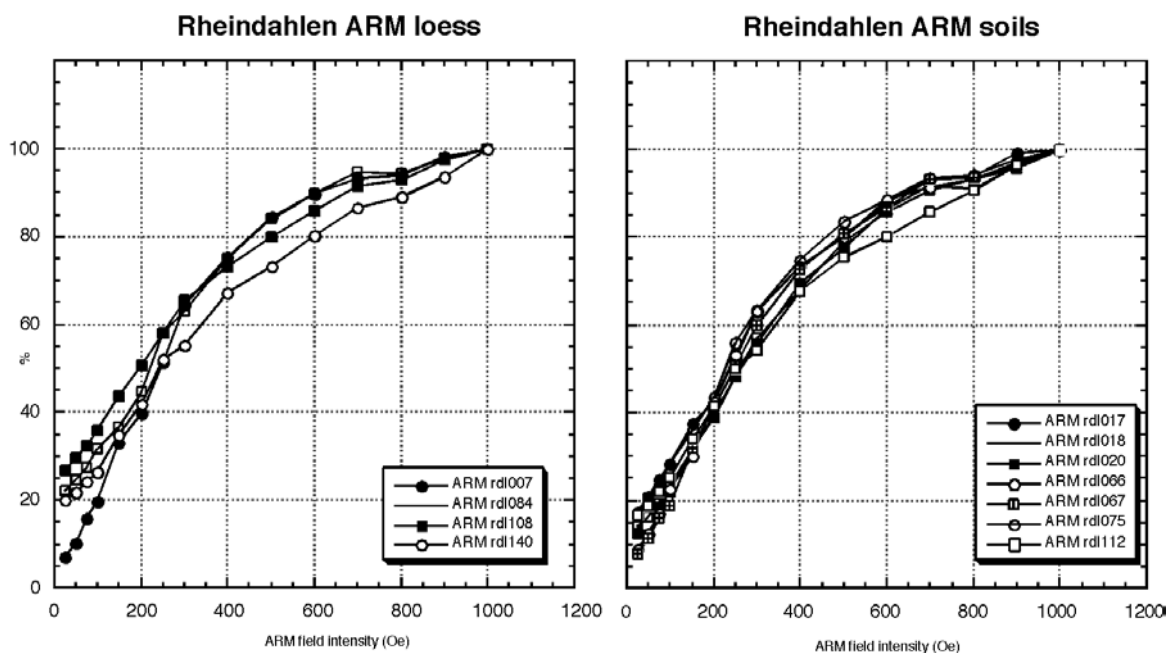
Es handelt sich um eine echte Exkursion. Die angesprochenen Proben geben eine Veränderung der Pollage und anders gerichteter geomagnetischer Feldlinien wieder. Es kann auch angenommen werden, dass die Horizontmächtigkeit des Bt-Intensiv-Horizonts während des Eem-Interglazials deutlich höher war. Offensichtlich ist der entsprechende Horizont im 1. Profil teilweise der Erosion zum Opfer gefallen.

Die NRM-Intensität war im entsprechenden Profilabschnitt sehr niedrig, vor allem zu Beginn und zum Ende der Exkursion. So ist die Exkursion zeitlich in das letzte Interglazial zu stellen, was eine Korrelation mit dem Blake Event erlauben würde.

### 5.3.4 ARM-Messungen und relative Paläointensität

Am Profil Rheindahlen wurde versucht, relative Paläointensitäten des Erdmagnetfeldes zu ermitteln. Hierzu ist eine Normalisierung der NRM erforderlich, die üblicherweise über die ARM oder die IRM erfolgt. Eine Normalisierung allein über die Suszeptibilität allein bringt stellenweise nur unbefriedigende Ergebnisse, da mit der Suszeptibilität zu viele magnetische Komponenten angesprochen werden, die keinen Beitrag zur NRM leisten.

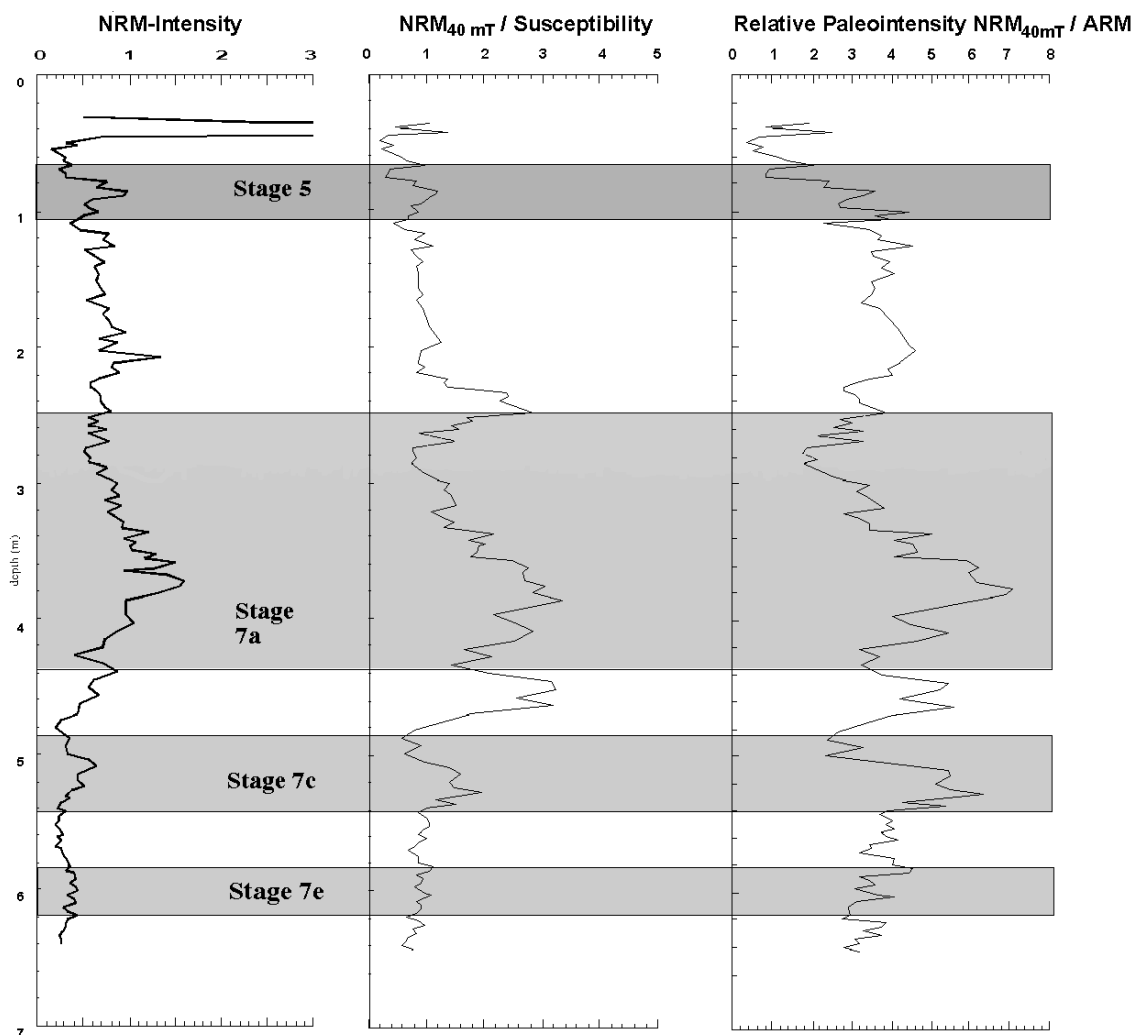
Alle Proben wurden schrittweise bis 100 mT im Wechselfeld entmagnetisiert. Um die Proben auf 50 % ihrer Ausgangsmagnetisierung zu bringen, woraus sich das MDF (Medium Destruction Field) ergibt, musste ein Wechselfeld von etwa 40 mT angelegt werden. Dieser Wert wurde optisch durch den Schnittpunkt der Entmagnetisierungskurve mit der 50 %-Marke ermittelt, so dass zur Bestimmung der relativen Paläointensität schließlich die  $NRM_{40mT}$ -Kurve herangezogen wurde.



**Abb. 46:** ARM-Erwerbskurven von ausgewählten Löss- und Bodenproben des Profils Rheindahlen. Die gemessenen Proben stammen aus folgenden Profiltiefen (Angabe in m): 1.Lössproben: *rdl007*:0,53; *rdl084*:3,45; *rdl108*:4,58; *rdl140*:5,89. 2.Bodenproben: *rdl017*:0,86; *rdl018*:0,89; *rdl020*:0,95; *rdl066*:2,74; *rdl067*:2,78; *rdl075*:3,10; *rdl112*:4,82. Folgende Schrittweise wurde bei einem  $H_{dc}$  in Nordrichtung mit 500 mOe gewählt: 2,5 mT, 5 mT, 7,5 mT, 10 mT, 15 mT, 20 mT, 25 mT, 30 mT, 40 mT, 50 mT, 60 mT, 70 mT, 80 mT, 90 mT und 100 mT. (1000 Oe entsprechen 0,1 Tesla)

Da über die Normalisierung mit der ARM hauptsächlich SD/PSD-Magnetit/Maghemit-Teilchen angesprochen werden, musste erst geklärt werden, ob der ARM-Erwerb in unterschiedlichen Profilhorizonten gleich verläuft, oder ob die untersuchten Proben größere mineralogische Unterschiede aufweisen. Hierfür wurde für sieben Bodenproben und vier Lössproben, die als Referenzproben aus unterschiedlichen Horizonten genommen wurden, eine ARM-Erwerbskurve erstellt. Bei einem Gleichfeld  $H_{dc}$  von 500 mA in Nordrichtung wurde der ARM-Erwerb in 15 Schritten bis 100 mT ermittelt (vgl. Abb. 46).

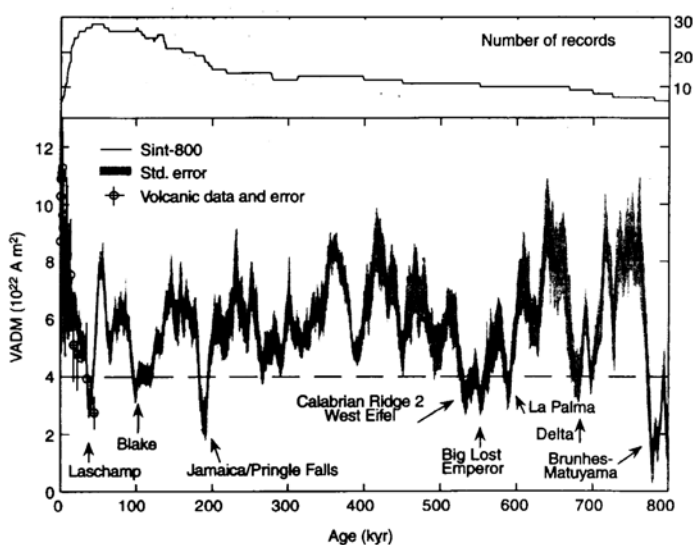
## Profil Rheindahlen - Relative Paläointensität



**Abb. 47:** NRM-Intensitätskurve, über die Suszeptibilität normalisierte Paläointensitätskurve und die Kurve der relativen Paläointensität durch NRM<sub>40 mT</sub>/ARM. Die dargestellten Werte der beiden letzten Kurven sind Verhältniswerte, die NRM ist in mA/m angegeben. Die Einstufung der Horizonte in die marinen Isotopenstufen erfolgte nach vorherigen lithologischen und stratigraphischen Befunden.

Es kann gezeigt werden, dass der ARM-Erwerb sowohl der Bodenproben als auch der Lössproben absolut gleichartig verläuft. Nach einer Entmagnetisierung mit 100 mT erhielten daraufhin alle anderen Proben direkt in einem Schritt eine ARM mit 100 mT.

Die  $NRM_{40mT}/ARM$ -Kurve, die die relative Paläointensität darstellt, zeigt Minima im Top des Profils bei 0,50 m bis 0,80 m sowie bei Profiltiefe 2,90 m (vgl. Abb. 47). Das Minimum bei 2,90 m, am Beginn der MIS 7, welches schon im Profil Erkelenz in gleicher stratigraphischer Lage nachgewiesen werden konnte (vgl. Kap. 5.2.5), kann mit dem Jamaica Event korreliert werden, dessen Alter mit etwa 190.000 ka angegeben wird (vgl. SCHNEIDER & MELLO 1996, GUYUDO & VALET 1999, EVANS & HELLER 2001).



**Abb. 48:** Synthetische Kurve (sint-800) mit Angabe des Standardfehlers; erstellt aus 33 Paläointensitätskurven. Die obere Kurve gibt die Datengrundlage, also die Anzahl der eingesetzten Einzelkurven im jeweiligen Zeitabschnitt wieder. Im Zeitabschnitt der letzten 40.000 Jahre wurde die sint-800 durch Vergleiche mit vulkanischen Daten (offene Kreise) kalibriert (korr.koeff.  $r = 0,7$ ). Die gestrichelte horizontale Linie gibt den Wert des kritischen axialen Dipolmoments wieder, unterhalb dessen Richtungsschwankungen beobachtet wurden. - Aus: GUYUDO & VALET 1999: 250.

Das Maximum der Kurve liegt in der MIS 7a, danach erfolgt mit relativ großen Amplituden ein stetiger Abfall. Durch Erosionsdiskordanzen im Profil fehlen oberhalb des Erkelenz-Bodens (MIS 7a) nicht näher bestimmte Horizontlagen, vor allem im Profiltop, wodurch sich Zeitlücken in der Kurve der relativen Paläointensität ergeben. Aufgrund der Rheindahlen-Exkursion würde sich eine Korrelation des Minimums der relativen Paläointensität im Profiltop mit dem Blake Event anbieten.

Der Kurvenverlauf der relativen Paläointensität des Profils Rheindahlen zeigt in der MIS 6 und 7 gute Übereinstimmung sowohl mit der Sint-800-Kurve (vgl. Abb. 48), wie auch mit den Daten vom Lac du Bouchet (vgl. WILLIAMS et al. 1998, GUYUDO & VALET 1999).

### 5.3.5 Ergebnisse und Diskussion

Eine der wesentlichen Fragen bei diesem Profil ist die stratigraphische Einstufung. Der Bt-Intensiv-Horizont im Profiltop fällt im Rahmen der paläomagnetischen Untersuchungen durch hohe Suszeptibilitätswerte, als auch durch einen hohen Anteil superparamagnetischer Teilchen auf.



Nichts deutet darauf hin, dass es sich um eine in die Tiefe entwickelte Intensivierung der rezenten Bodenbildung handelt. Über dem Bt-Intensiv-Horizont liegt eine Fließerde, die den liegenden Bt-Horizont zum Teil erodiert. Diese Fließerde ist eindeutig jünger als der Bt-Intensiv-Horizont und muss somit in das letzte Glazial gestellt werden.

In dem Bt-Intensiv-Horizont ist eine paläomagnetische Exkursion aufgezeichnet. Unabhängig davon, ob man der Interpretation A oder B folgen möchte, spricht dieses Ereignis für ein doch zumindest eemzeitliches Alter (MIS 5) dieses Horizontes. Bei der postulierten Interpretation B liegt eine Korrelation dieses Ereignisses mit dem Blake Event nahe (vgl. Kap. 3.1.2.2). In dieser stratigraphischen Position sind keine weiteren Exkursionen bisher bekannt geworden (vgl. FANG et al. 1997: 78f., HERRERO-BERVERA et al. 1989: 121, TRIC et al. 1991: 12). Es muss davon ausgegangen werden, dass diese Exkursion auch im 2. Profil Rheindahlen nicht vollständig aufgezeichnet worden ist. Der Verlauf der Richtungsänderungen spricht eher dafür, dass das Top dieses Ereignisses erodiert wurde. Im 1. Profil Rheindahlen ist dieses Ereignis gar nicht mehr aufgezeichnet.

Die TL-Alter, die zwischen dem Bt-Intensiv-Horizont und dem Erkelenz-Boden gemacht wurden, schwanken zwischen 77 und 163 ka BP (vgl. FRECHEN 1991) und können somit keine eindeutige stratigraphische Zuordnung dieses Horizontes ermöglichen.

Bei der Einstufung des Profils von KLOSTERMANN & THISSEN (1995) wurde der Erkelenz-Boden in das Eem-Interglazial gestellt. Dieser Boden ist die mächtigste und intensivste fossile Bodenentwicklung, die in rheinischen Lösssedimenten erschlossen ist. Dieser Boden lag im Profil Erkelenz in Form des Erft-Solkomplexes mit Erkelenz-, Rheindahlen- und Wickrath-Boden vor und konnte eindeutig in die MIS 7 gestellt (SCHIRMER 1999: 93), also der vorletzten Warmzeit zugeordnet werden. Im Profil Rheindahlen entspricht der Erkelenz-Boden eindeutig dem gleichnamigen Boden in der Typuslokalität. Dies ist auch von allen bisherigen Bearbeitern, unabhängig von der profilstratigraphischen Sichtweise so bestätigt worden (PAAS 1961: 213, BRUNNACKER 1967: 146, SCHIRMER & FELDMANN 1992: 80f., KLOSTERMANN & THISSEN 1995: 47).

Im Profil Rheindahlen liegen Erkelenz- und Rheindahlen-Boden ebenfalls in Form eines Bodenkomplexes vor. Sowohl ihr absolut paralleler Verlauf, ihre Ausprägung und ihre Mächtigkeit entsprechen dem Geländebefund der Lokalität Erkelenz. Anzeichen für eine landschaftsumgestaltene Klimaphase zwischen diesen beiden Böden ist nicht vorhanden. Der Erkelenz-Boden zeigt sowohl im Profil Rheindahlen als auch im Profil Erkelenz einen absolut gleichen Verlauf in der Suszeptibilitätskurve. Auch die absoluten Messwerte der Suszeptibilität sind gleich.

Ebenfalls konnte unmittelbar im Hangenden des Erkelenz-Bodens ein Low in der NRM-Paläointensität festgestellt werden, was mit dem Jamaica Event (190.000 BP) aus der sint-800-Kurve zu korrelieren ist (GUYUDO & VALET 1999). Somit müssen Erkelenz- und Rheindahlen-Boden in die MIS 7 gestellt werden.

Analog zum Profil Erkelenz liegt im Profil Rheindahlen eine weitere Bodenentwicklung etwa 1 m unterhalb des Rheindahlen-Bodens vor. Dieser Boden kann mit dem Wickrath-Boden des Profils Erkelenz korreliert werden, zeigt aber aufgrund seiner tiefen Position innerhalb des Profils Rheindahlen eine andere Ausprägung.

Dadurch, dass dieser Boden starken Vernässungsbedingungen ausgesetzt war und ist, sind die gemessenen Suszeptibilitäts- und NRM-Intensitätswerte abweichend von denen im Profil Erkelenz. Trotzdem kann vor allem durch seine Geländedeposition der Bv-Horizont im Profil Rheindahlen (in 6 m Tiefe) mit dem Wickrath-Boden im Profil Erkelenz korreliert werden.

So kann im Profil Rheindahlen wie schon im Profil Erkelenz eine Differenzierung der MIS 7 in drei Warmstadien 7a, 7c und 7e bestätigt werden. Dies korrespondiert hervorragend mit marinen Klimakurven (vgl. COLIN et al. 1998: 628), mit  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven aus dem Vostok-Eiskern (PETIT et al. 1999), sowie mit der Gliederung bedeutender Lössprofile, beispielsweise Karamaydan/Tadjikistan (BRONGER 1999: 38) oder Obi-Mazar/Tadjikistan (SCHÄFER et al. 1998: 124), aber auch mit limnischen Klimakurven aus dem Lac du Bouchet (WILLIAMS et al. 1998).

## 5.4 Das Profil Kesselt

### 5.4.1 Forschungsgeschichte

Das Profil Kesselt wird erstmals intensiv in der Arbeit von GULLENTOPS (1954) behandelt. Hier taucht sowohl der Name *Sol de Kesselt* als auch der Name *Rocourt-Boden* auf. GULLENTOPS (1954) sah schon damals den Rocourt-Boden in der stratigraphischen Position des letzten Interglazials. Hier wurde schon eine grobe Stratigraphie des Profils klar: Über der Mittelterrasse liegt Löss, darauf der Rocourt-Boden, im Top dann wieder jüngerer Löss, der von dem rezenten Boden abgeschlossen wird.

Er führte auch den Begriff *Sol de Kesselt* ein, der schließlich am locus typicus nicht ins Oberwürm zu stellen ist. Hier handelt es sich um verlagertes, beziehungsweise verschwemmtes Rocourt-Bodenmaterial (vgl. JUVIGNÉ 1999, SCHIRMER 2002d) und stellt damit keinen Horizont stratigraphischer Bedeutung dar.

An anderen Lokalitäten hat sich der *Sol de Kesselt* als Teil der Ebene-Zone manifestiert und kann als „auffallendste Löss-Boden-Zone im Oberwürm-Löss“ (SCHIRMER 2002a:1) gesehen werden. Der Rocourt-Boden wird von einem grauen heterogenen Lösslehm überlagert. Darüber liegt eine Humuszone, die seither in das Frühglazial gestellt wird (ZAGWIJN & PAEPE 1968: 140, JUVIGNÉ 1974: 288, GULLENTOPS & MEIJS 2002: 80). Diese Humuszone korreliert damit mit dem Mosbach-Humuszonkomplex im Profil Mainz-Weisenau (vgl. Kap.5.6; SCHIRMER 2002b: 18).

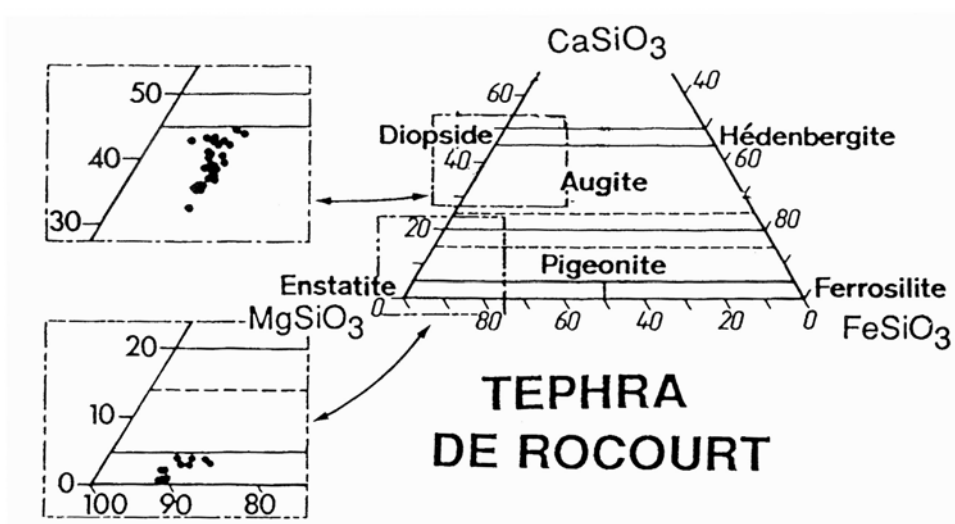


Abb. 49: Zusammensetzung der Pyroxene der Tephra de Rocourt. - Aus: JUVIGNÉ 1999: 81.

In dem Lösslehm der Übergangszone zwischen dem Rocourt-Boden und der hangenden Humuszone wurde ein Tuff gefunden, der wiederholt durch JUVIGNÉ (1974: 287f., 1977: 13ff., 1993: 42ff., 1999: 73ff.) untersucht wurde. Die Leitminerale dieser Tephra sind Clinopyroxen, Enstatit und Amphibol (JUVIGNÉ 1993: 44; vgl. Abb. 49).

Die genaue Herkunft dieser Tephra konnte bis heute nicht geklärt werden, aber die Verbreitung der Tephra mit Schwerpunkt im Raum Liège (Belgien), spricht für einen Ausbruchspunkt in der Eifel, bei östlichen bis südöstlichen Winden während des Ausbruchs (vgl. JUVIGNÉ 1993: 43f.). Hierfür spricht ebenfalls die Abnahme der Korngröße der vulkanischen Minerale von Ost nach West innerhalb von Belgien (HUS & GEERAERTS 1986: 30).

Neueste Datierungen dieser Tephra brachten Alter zwischen 62 und 106 ka hervor (JUVIGNÉ 1999: 79), was mit allen bisherigen stratigraphischen Einstufungen dieses Profils hervorragend übereinstimmt.

Eine Erläuterung des Profils brachte GULLENTOPS (1954). Deutlich detailliertere Beschreibungen des Profils liefern neuerdings GROENENDIJK et al. (2001: 15ff.) als auch GULLENTOPS & MEIJS (2002: 80ff.). Die Altersstellung des Rocourt-Komplexes in die MIS 5 bleibt zwar unangetastet (GROENENDIJK et al. 2001: 16), aber das Profil konnte deutlich stärker als bisher differenziert werden.

Sowohl die Parabraunerde des Rocourt-Komplexes, als auch der Humuszonenabschnitt mit der enthaltenen Enstatit-Tephra stellt sich mehrphasig dar (GROENENDIJK et al. 2001: 19).

#### **5.4.2 Lage und Profillithologie**

Das Quartärprofil Kesselt (vgl. Karte 1) bietet eine bis über 10 m mächtige Lössequenz, die einer der jüngeren Mittelterrassen der Maas aufliegt. Die Ziegeleigrube Nelissen liegt an der Strecke von Veldwezelt nach Vroenhoven, etwa 5 km westlich von Maastricht.

Ähnlich wie im Profil Rheindahlen (vgl. Kap. 5.3) liegt an der Basis des Profils Kesselt ein mächtiger Gleyboden, in dessen Top die paläomagnetische Probenahme beginnt. Dieser Gleyboden schließt im Top mit einer Kieslage ab (Abb. 50).

Darüber folgt eine Schwemmlage aus feinsandigen als auch schluffigen Lagen. Diese mm-mächtigen Schichten werden immer wieder von darüberliegenden, ebenfalls dünnen Lagen, diskordant geschnitten. Dieser Horizont ist an diesem Aufschluß etwa 90 cm stark und wird als MC-Horizont bezeichnet. Im Hangenden folgt in Profiltiefe 7,50 m ein hellgrauer Nassboden (Nr), der deutliche, lagenhafte Aufhellungen zeigt.

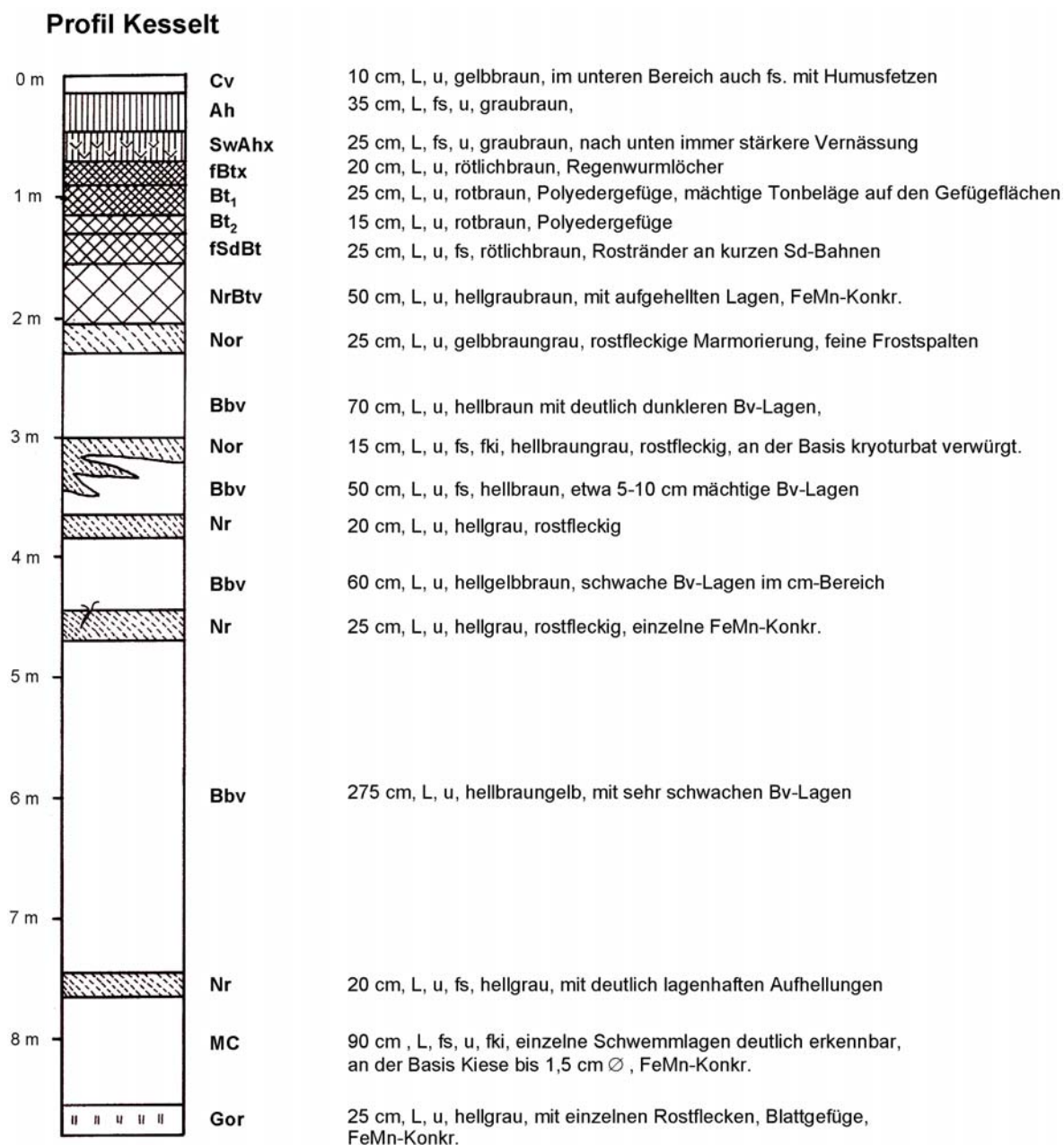


Abb. 50: Lithologie und Bodentypisierung des Lössprofils Kesselt. Die detaillierte Profilbeschreibung basiert auf einer gemeinsamen Profilaufnahme mit Prof. Schirmer 1998. Die Probenahme endet bei 8,70 m. Das gesamte Profil oberhalb des MC-Abschnitts ist kalkfrei.

Im Top folgt ein nicht weiter untergliederbarer Abschnitt des Profils, der durch cm-mächtige Verbraunungslagen gekennzeichnet ist. Dieser Horizont reicht bis in Profiltiefe 4,60 m hinauf. Immer wieder sind in diesem Bbv-Horizont schwache Vernässungserscheinungen auszumachen, die sich aber nicht eindeutig abgrenzen lassen. Erst bei 4,60 m Profiltiefe folgt wieder ein hellgrauer kräftiger Nassboden, der sich schon im Liegenden durch Rostfleckung (No-Horizont) ankündigt.

Über diesem Nassboden folgen, unterbrochen vom weiter durchgehenden Bbv-Horizont, weitere Nassböden. Ein Nr-Horizont bei 3,70, mit noch eindeutig vorherrschender Reduktion, darüber ein weiterer Nassboden bei 3,0 bis 3,30 m vom Nor-Typ.

Dieser letztgenannte Nassboden zeigt Rostfleckung und FeMn-Konkretionen, mit doch immer noch vorherrschender Reduktion. Insgesamt ist auch dieser Abschnitt noch deutlich gegenüber dem Bbv-Horizont aufgehellert. Dieser Nor-Nassboden zieht taschenartig verzahnt ins Liegende hinein und wurde hier kryoturbar in unregelmäßige Formen gebracht, womit schon Hinweise auf eine Erosionsdiskordanz an dieser Stelle vorliegen.

Weiter zum Top folgt noch einmal ein 70 cm starker Bbv-Abschnitt, bevor in 2,20 m Profiltiefe noch einmal ein letzter Nassboden in diesem Profil aufgeschlossen ist. Dieser Nor-Horizont zeigt eine rostige Marmorierung, feine Frostspalten und eine zum Top hin immer stärkere Reduktion, so dass dieser Horizont etwa bei 2 m Profiltiefe in den hangenden NrBtv-Horizont übergeht. Beim NrBtv-Horizont sind jedoch die Verbraunung und die Tonbeläge die wesentlichen Indikatoren.

Der SdBt-Horizont im Hangenden zeigt deutliche Rostränder entlang der Sd-Bahnen und die tiefe rötlichbraune Farbe einer Parabraunerde. Zum Top hin folgen weitere Bt-Horizonte, wobei in diesem Profil versucht wurde, Bt-Lagen unterschiedlich starker Intensität zu unterscheiden.

In dem Profil schien es, dass sich mehrere, oder wenigstens zwei Bodenbildungsphasen überlagern. Der Abschnitt fSdBt in 1,50 m Profiltiefe zeigt intensive Tonbeläge und kurze rostgeränderte Sd-Bahnen. Die Bodenentwicklung im hangenden Bt<sub>2</sub>-Horizont erscheint nicht ganz so intensiv wie im folgenden Bt<sub>1</sub>-Horizont.

Im sich darüber befindlichen fBtx-Horizont hat der Humusabbau des hangenden SwAhx-Horizontes bis in die Parabraunerde hineingegriffen.

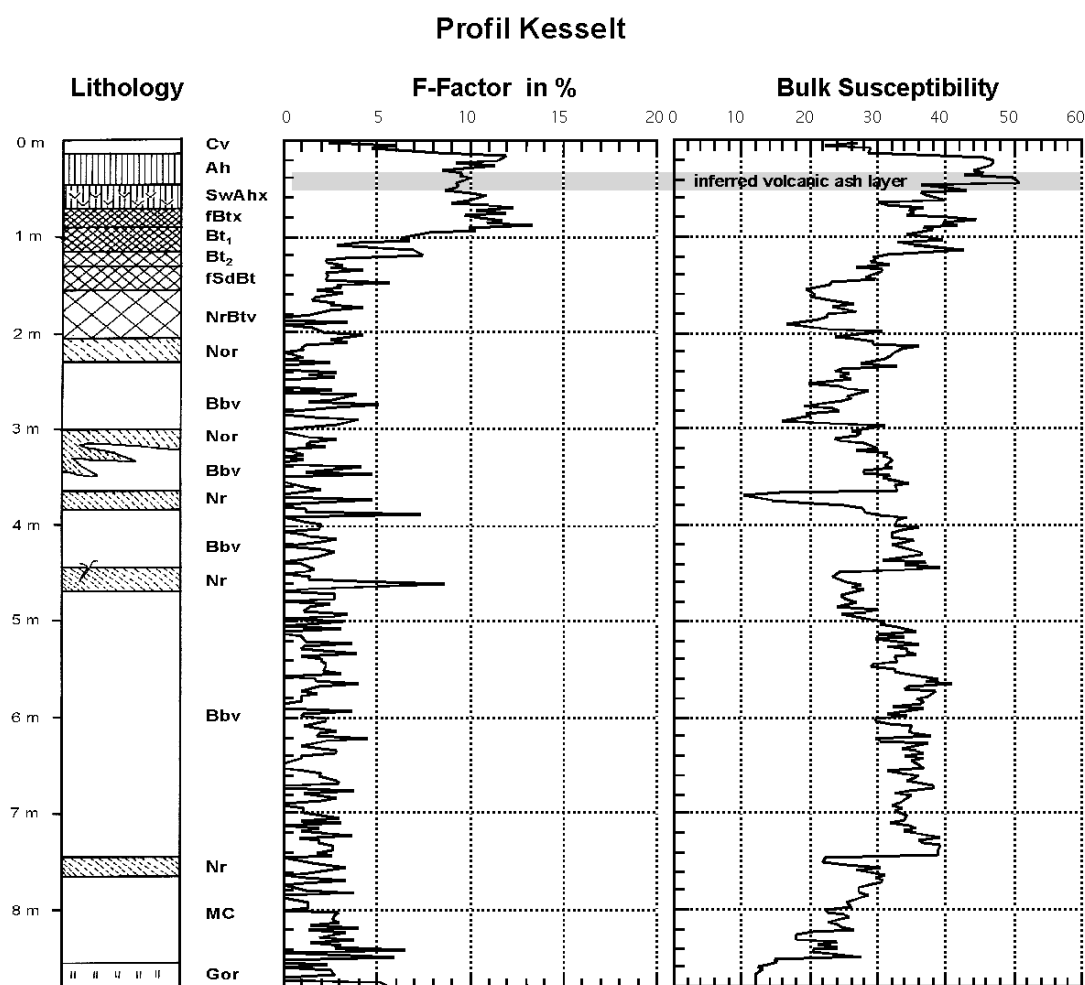
Die vielgliedrige Parabraunerde hat somit an diesem Standort eine Mächtigkeit von 1,2 m. Dieser Abschnitt samt dem darüber folgenden Humus wird dem Rocourt-Solkomplex (vgl. GULLENTOPS 1954, SCHIRMER 2002b) gleichgestellt.

Im Top des Profils befindet sich eine kräftige Humuszone (Ah) von dunkelgraubrauner Farbe. Der untere Abschnitt dieser Humuszone ist sowohl durch reduktiven, als auch durch biogenen Humusabbau entlang von Wurzelbahnen im Sinne RHODENBURGS (1964) gekennzeichnet und zugleich also auch ein Nassbodenhorizont. Hieraus ergibt sich die Bodentypisierung SwAhx. In diesem Abschnitt fand JUVIGNÉ (1977: 17) sowohl im Profil Kesselt, als auch an anderen Lokalitäten vulkanische Minerale, welche als „Tuff de Rocourt“ (GULLENTOPS 1954) bezeichnet werden. Weiter im Top steht dann kalkhaltiger Löss an, aus dem die obersten drei Proben genommen wurden.

Stratigraphisch jüngere Abschnitte waren nicht Gegenstand dieser Untersuchungen, auch wenn das Profil Kesselt durch den *Sol de Kesselt* (GULLENTOPS 1954), den SCHIRMER (1999: 91) in die Eben-Zone, also in das beginnende Oberwürm einstuft, größere Bekanntheit erlangen konnte.

### 5.4.3 Suszeptibilitätsmessungen

Im Profil Kesselt lagen die gemessenen Suszeptibilitätswerte vor allem im Profiltop deutlich über den Messwerten der bisher beschriebenen Profile Erkelenz und Rheindahlen (vgl. Kap. 5.2.3 und 5.3.3). Dies hat mehrere Ursachen. Zum einen differiert die Herkunft des Lösses in Kesselt von denen in Erkelenz und Rheindahlen.



**Abb. 51:** Kurven der spezifischen Suszeptibilität, in  $10^{-9} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$  angegeben, sowie der frequenzabhängigen Suszeptibilität. Das Profil endet bei 8,70 m.

So sind hier allein schon aufgrund des Ursprungsgebietes mineralogische Unterschiede zu erwarten. Zum anderen könnten bei dem Maximum der Suszeptibilität im Profil Kesselt auch vulkanische Minerale eine Rolle spielen. Die höchsten Suszeptibilitätswerte dieses Profils liegen exakt in dem Horizont, in dem JUVIGNÉ (1997: 17) den Tuff de Rocourt identifizieren konnte, hier etwa in 0,5 m Profiltiefe (vgl. Abb. 51). In dem entsprechenden Horizont zeigt die Suszeptibilität die höchsten Werte des Profils. Die frequenzabhängige Suszeptibilität ist in diesem Horizont eher erniedrigt. Die Suszeptibilitätskurve zeigt weitere Maxima im Bereich der Paläobodenhorizonte (Ah und Bt).

Eine Gliederung des Bt-Horizontes in mehrere Abschnitte unterschiedlicher Intensität, wie dies bei der Profilaufnahme erkennbar war, wurde in der Suszeptibilitätskurve nicht gut wiedergegeben. In den obersten 1,5 m des Profils liegen die Werte mit Ausnahme des SwAhx-Horizontes durchweg am höchsten. Weiter im Liegenden ist die Kurve der Suszeptibilität vor allem durch signifikante Nassbodenhorizonte geprägt. Alle Nassböden des Nr-Typs zeigen deutlich erniedrigte Suszeptibilitätswerte. Am stärksten wird dies in Profiltiefe 3,80 m und 7,70 m deutlich. An der Basis des Profils ist zum Teil noch ein kräftiger Gleyboden aufgeschlossen und beprobt worden. Durch das starke reduzierende Mileau in diesem Horizont liegen die Suszeptibilitätswerte hier erwartungsgemäß am niedrigsten. Ähnliche Messergebnisse von Gleyböden dicht oberhalb des Terrassenschotters in den Profilen Erkelenz und Rheindahlen wurden hier wieder bestätigt.

Bei der Kurve der frequenzabhängigen Suszeptibilität konnten nur in den obersten 2 m des Profils befriedigende Messergebnisse erzielt werden. Darunter wird die Kurve bereits durch das Grundrauschen des Messgerätes (vgl. Kap. 3.2.5.5) stark beeinflusst. Manche Messungen ergaben sogar negative Werte bis Maximal  $-2,5\%$ , die aber theoretisch gar nicht möglich sind und hier auch nicht mehr dargestellt wurden. Trotzdem zeigt die Kurve einen deutlichen Anstieg im Bereich des Rocourt-Bodens und in der Humuszone im Top des Profils. Hier ist von einer klimatisch beeinflussten Neubildung superparamagnetischer Minerale auszugehen. Dass dies nur für die Bodenhorizonte Ah und Bt gilt, nicht aber für Nassböden oder Cv-Horizonte zeigt Abb. 52.

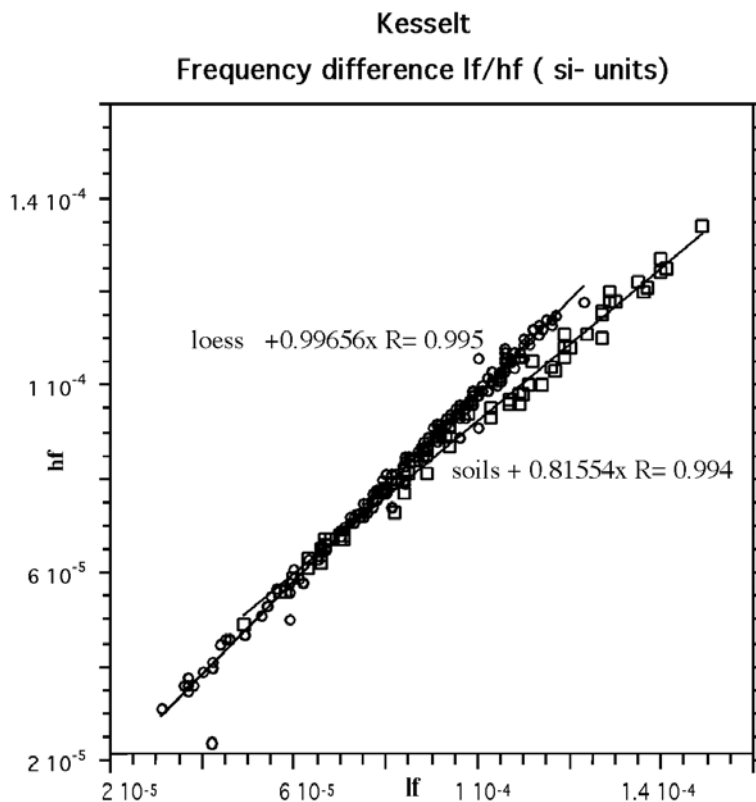


Abb. 52: Darstellung unterschiedlicher lithologischer Horizonte in Abhängigkeit von Niederfrequenzsuszeptibilität ( $I_f$ ) und Hochfrequenzsuszeptibilität ( $h_f$ ). Bei einer Steigung von 1 ist von einem Fehlen superparamagnetischer Teilchen auszugehen, je flacher die Steigung, desto höher ihr Anteil an der Gesamtsuszeptibilität.



#### 5.4.4 NRM-Messungen

Die NRM-Intensitätskurve im Profil Kesselt ist deutlich von den einzelnen Bodenhorizonten geprägt. Die höchsten Intensitäten konnten im Ah-Horizont im Profiltop gemessen werden. Im Gegensatz zur Suszeptibilitätskurve werden in der NRM-Intensitätskurve Unterschiede zwischen den einzelnen Bt-Abschnitten deutlich: Während im Bt<sub>1</sub>-Horizont die NRM-Intensität sehr niedrig ist, erreichen die Messwerte im Abschnitt Bt<sub>2</sub> im Vergleich dazu fast die doppelte Intensität (Abb. 53).

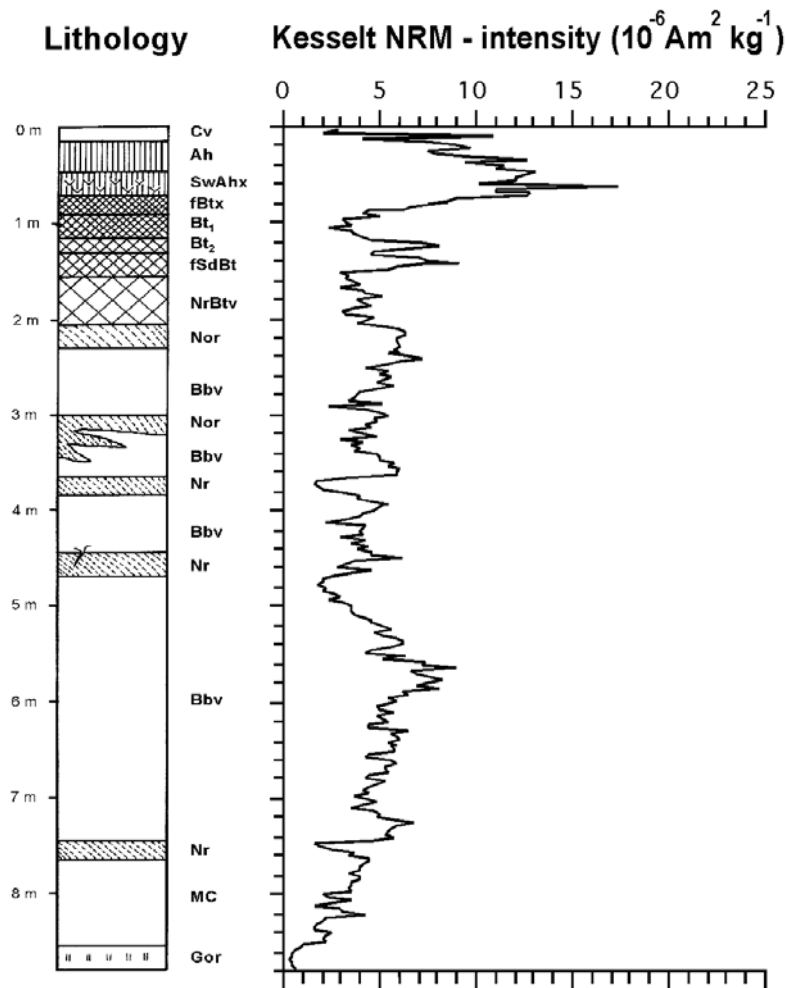


Abb. 53: NRM-Intensitätskurve des Profils Kesselt.

Der Abschnitt Bt<sub>2</sub> zeigt auch in der Suszeptibilität erhöhte Werte, wenn auch nicht so deutlich. Im Abschnitt Bt<sub>1</sub> sprechen alle Indikatoren für eine schwächere Intensität der Bodenbildung. Da aber im Profil Kesselt eine lückenlose Präsenz des Rocourt-Solkomplexes nicht zu erkennen war, bleibt eine Detailgliederung desselben noch offen. Minimal kann aber von zwei starken Bodenbildungsphasen (Horizonte fBtx und Bt<sub>2</sub>) ausgegangen werden. Auch im liegenden Abschnitt fSdBt kann noch einmal ein Anstieg der NRM-Intensität und der Suszeptibilität gemessen werden.

In der Bodenansprache und von der Färbung her liegt der Bereich intensivster Bodenbildung in dem Bereich  $Bt_1/Bt_2/fSdBt$ -Horizont, also zwischen 0,90 und 1,50 m Profiltiefe. Auch die Nassbodenhorizonte werden in der NRM-Intensitätskurve deutlich wiedergegeben. Die Nassböden bei 7,60 m, 4,70 m und 3,80 m zeigen die niedrigsten Messwerte des Profils, die Nor-Horizonte im höheren Profilabschnitt hingegen zeigen keine erniedrigten Werte. Der  $NrBtv$ -Horizont, beginnend bei 2,10 m Profiltiefe zeigt ebenfalls starke Reduktionserscheinungen, die auch hier zu niedrigen Messwerten der NRM führen.

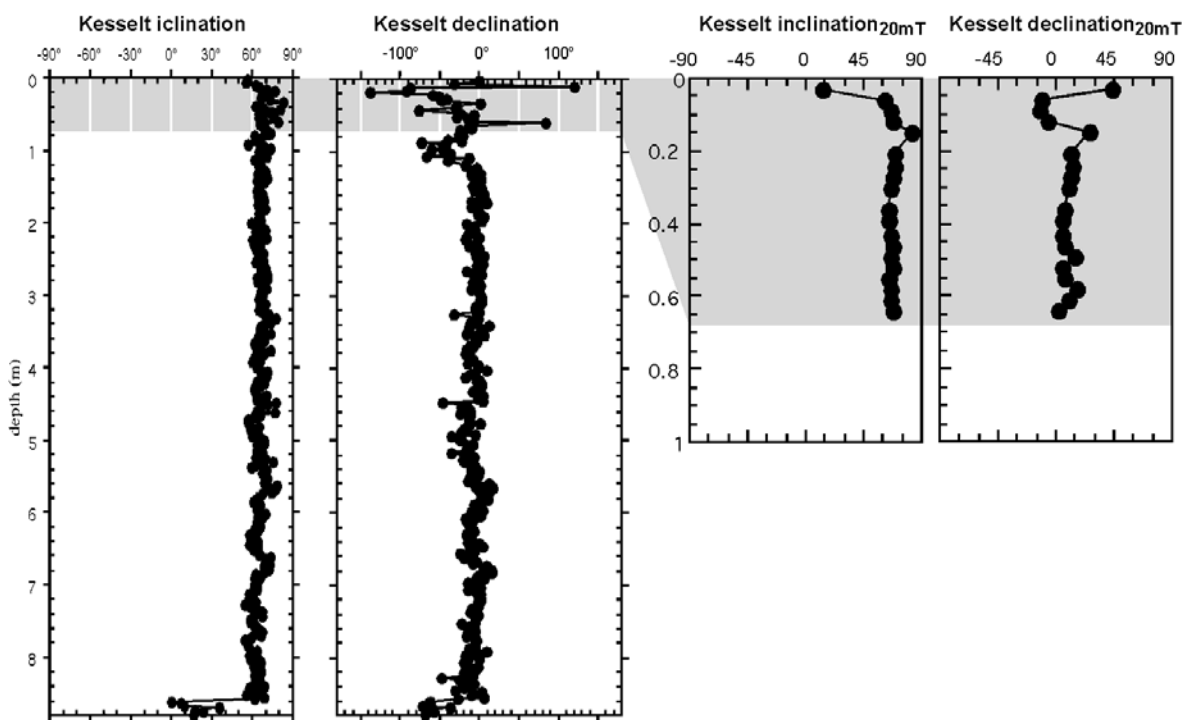


Abb. 54: Inklination und Deklination des Profils Kesselt. Die Deklination ist mit ihrer Abweichung von magnetisch Nord ( $360^\circ$ ) angegeben. Die beiden rechten Graphen dokumentieren die Deklination und die Inklination des obersten Profilabschnitts nach Wechselfeldmagnetisierung mit 0,02 Tesla.

Messungen der Deklination und der Inklination zeigten Richtungsanomalien im Profiltop auf. Das betraf weitgehend nur die Deklination, während die Inklination, bezogen auf die geographische Breite, durchweg normale Magnetisierungsrichtungen aufzeigte (vgl. Abb. 54).

Die gemessenen Richtungsanomalien waren enorm, zum Teil wich die Deklination einzelner Proben im Ah-Horizont (0,10-0,50 m Profiltiefe) um über  $130^\circ$  von der normalen Magnetisierungsrichtung ab. Im Wechselfeld bei 20 mT zeigten die Proben schon wieder normale Magnetisierungsrichtungen, die durchweg bis 80 mT stabil blieben. Aufgrund dessen können periglaziale Ereignisse für diese Richtungsanomalien (vgl. HUS et al. 1993: 225ff.) ausgeschlossen werden.

Die NRM-Entmagnetisierungskurve im betreffenden Profilabschnitt zeigt einen Anstieg des weichmagnetischen Anteils unterhalb des Cv-Horizonts im Top des Profils (vgl. Abb. 55). Der weichmagnetische Anteil der NRM ist in der Humuszone deutlich höher, als im übrigen Profil. Ursachen für die Richtungsanomalien können in der mineralogischen Zusammensetzung der magnetischen Minerale gesucht werden.

Im Ah-Horizont, wo die Deklinationsschwankungen auftraten, ist auch der Anteil superparamagnetischer Minerale deutlich höher. Auf jeden Fall müssen sehr kleine Magnetit- oder Maghemitteilchen, die von ihrer Größe her an der Grenze zwischen Single Domain und SP-Teilchen stehen eine Hauptrolle spielen. So spricht viel dafür, dass es sich bei den Deklinationsschwankungen um eine viskose remanente Magnetisierung (VRM) handelt.

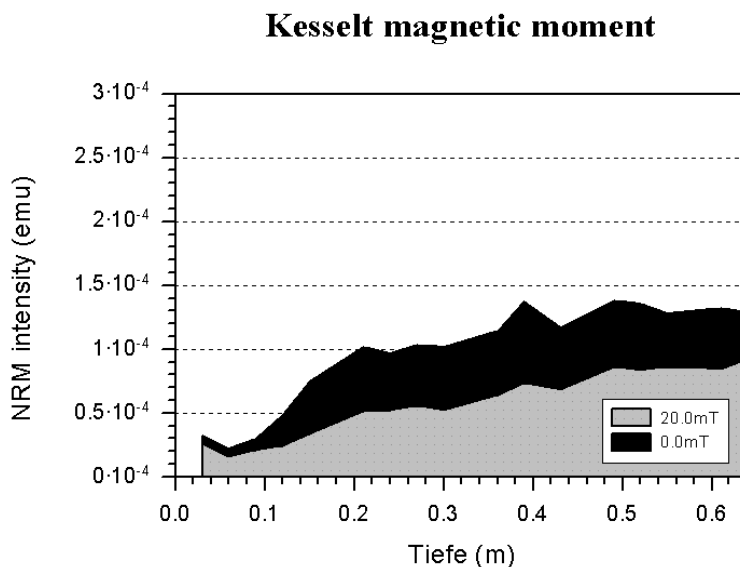


Abb. 55:

Kurve der NRM ohne Entmagnetisierung (0 mT und nach Wechselfeld-Entmagnetisierung mit 20 mT. Der graue Bereich hat eine Koerzitivkraft > 20 mT. Wiedergegeben sind nur die obersten 60 cm des Gesamtprofils.

### 5.4.5 Ergebnisse und Diskussion

Das Profil Kesselt zeigt detailliert den Abschnitt des Rocourt-Solkomplexes und des saalezeitlichen Lösses. Mit einem starken Gleyboden über der Flussterrasse beginnt in diesem Profil der aufgeschlossene Löss. Der Schotter der Flussterrasse dürfte aufgrund des saalezeitlichen Lösses im Top mindestens in das dritte Glazial vor heute einzustufen sein. Ansonsten müßte der Löss unterhalb des Rocourt-Solkomplexes mit all den eingeschalteten Nassböden im gleichen Glazial wie die Flussterrasse entstanden sein, was denkbar unrealistisch erscheint.

In diesem über 6 m mächtigen Lösspaket waren zahlreiche Nassböden eingeschaltet, die sowohl bei der Profilaufnahme im Gelände, als auch in den Kurven der Suszeptibilität und der NRM-Intensität deutlich hervortraten (vgl. Abb. 52). Diese Nassböden lassen sich hervorragend mit den Bruchköbeler Böden des Rissglazials (vgl. BIBUS 1974) korrelieren.

Dieser Einordnung der Bruchköbeler Böden in das mittlere bis jüngere Rissglazial, also in die MIS 6, ist zuletzt auch SCHIRMER (1999: 91) gefolgt, wobei SCHIRMER den angesprochenen Lössabschnitt in Anlehnung an die Lage der Typuslokalität als Wetterau-Löss bezeichnet.

Das generelle Phänomen, dass Nassböden im mitteleuropäischen Löss sowohl in der Suszeptibilitätskurve, als auch in der NRM-Intensitätskurve deutlich wiedergegeben werden, wurde auch im Profil Kesselt wieder bestätigt.

Der Bt-Horizont des Rocourt-Solkomplexes im Profil Kesselt wurde seit der ersten veröffentlichten Profilaufnahme GULLENTOPS (1954) von allen Bearbeitern in das Eem gestellt. Durch die Datierung des Tuff de Rocourt (62.000 bis 106.000 BP) (vgl. JUVIGNÉ 1974, 1999), als auch durch zahlreiche lithologische Befunde ist diese stratigraphische Einordnung korrekt und vertrauenswürdig.

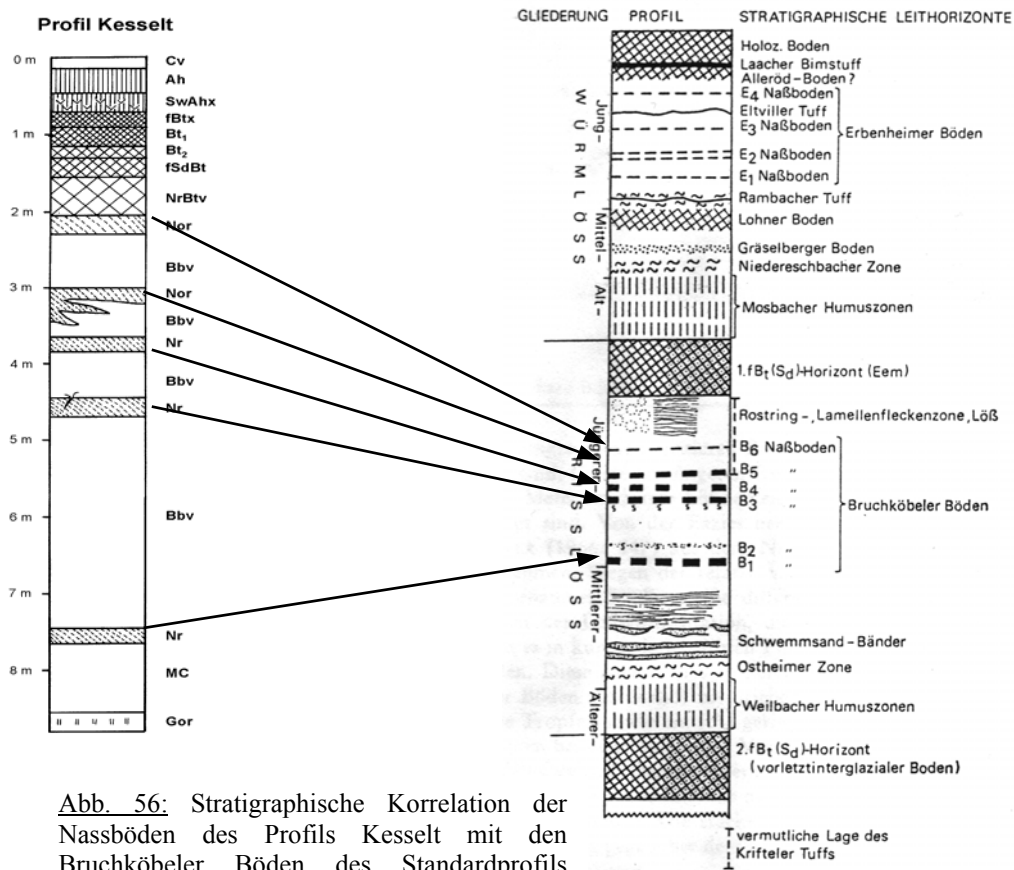


Abb. 56: Stratigraphische Korrelation der Nassböden des Profils Kesselt mit den Bruchköbeler Böden des Standardprofils SEMMELS (1968), rechtes Profil aus: BIBUS, 1974:179.

Im Top des Bt-Horizontes befindet sich der SwAhx-Horizont. Der Grund für die Vernässung dieses Horizontes liegt in der erhöhten Dichtigkeit (höherer Tongehalt) des liegenden Bt-Horizontes. Im SwAhx-Horizont wurde im Profil Kesselt auch der Tuff de Rocourt identifiziert (vgl. JUVIGNÉ 1974, 1999), so dass der darüberliegende Ah-Horizont in das Frühwürm zu stellen ist.

---

Der Bt-Horizont des Profils Kesselt entspricht dem zeitlichen Abschnitt, in dem FANG et. al (1997: 77) im chinesischen Löss den Blake-Event identifizieren konnten. Im Profil Kesselt jedoch konnte im betreffenden Profilabschnitt keine Richtungsanomalie festgestellt werden.

Dies ist auch nicht besonders verwunderlich, weisen FANG et. al (1997: 80f.) doch darauf hin, dass aufgrund der kurzen Dauer des Blake-Events (vgl. Kap. 3.1.2.2) dieses Ereignis nur in Profilen mit sehr hohen Aufwuchsgeschwindigkeiten nachgewiesen werden kann. Auch die reversen Magnetisierungen am Tönchesberg/Osteifel (vgl. REINDERS & HAMBACH 1995: 415) sind, wenn Solifluktion und Tuffeintrag bei diesen Anomalien tatsächlich keine Rolle spielen, in das Eem und nicht jünger einzustufen.

Im Profil Kesselt liegen die Richtungsanomalien in einem zeitlichen Abschnitt, der eindeutig jünger als Eem ist und in dem bisher weltweit keine magnetische Exkursionen festgestellt werden konnten. Es kann hier nicht von einem paläomagnetischen Ereignis ausgegangen werden.

Trotzdem bleibt die Frage offen, wie sich solche Deklinationsschwankungen, ohne Einfluss auf die Inklination zu nehmen, ereignen können. Ähnliche Beobachtungen konnten schon im Profil Erkelenz (vgl. Kap. 5.2) und im Profil Rheindahlen (vgl. Kap. 5.3) gemacht werden. In allen Fällen waren die Deklinationsschwankungen deutlich, während die Inklination weitgehend bei der normalen Magnetisierungsrichtung blieb.

## 5.5 Das Profil Garzweiler

### 5.5.1 Lage, Profillithologie und Forschungsgeschichte

Das Profil liegt im Bereich des Braunkohlentagebaus Garzweiler in der Niederrheinischen Bucht. Über den braunkohlenführenden Tertiärsedimenten folgen die Rotton-Serie, die Reuver-Serie und schließlich die 10-70 m mächtige Schichtenfolge der Hauptterrasse des Rheins. Darüber befinden sich Lössdeckschichten mit eingeschalteten Bodenbildungen.

In diesen Lössdeckschichten des Braunkohlentagebaus Garzweiler sind in der geschützten Muldenlage zweier Dellentälchen mehrere übereinanderliegende Parabraunerden aufgeschlossen. Der Aufschluss befindet sich im Südteil der aktuellen Abbaugrube. Einen Einblick in die Aufschlussverhältnisse bietet die Profilzeichnung SCHIRMERS (2000: 35) (vgl. Abb. 57).

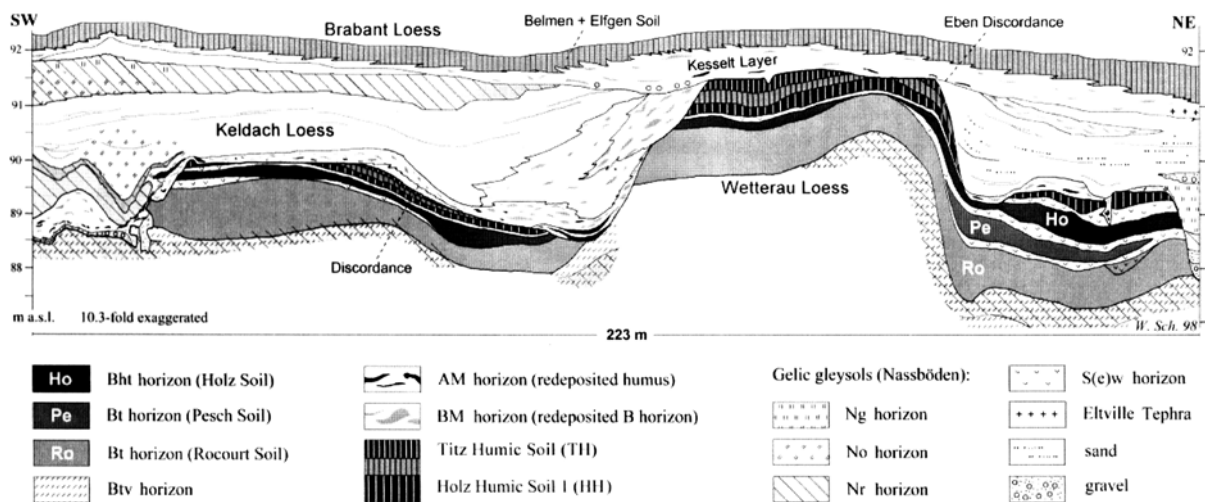


Abb. 57: Das Profil Garzweiler 4. - Aus: SCHIRMER 2000: 35.

Unterhalb des Mittelwürmlösses folgt im südwestlichen Profilbereich eine zweigeteilte Humuszone ins Liegende hinein, dann eine dünne Lössschicht, darunter eine Parabraunerde. Im nordöstlichen Profilabschnitt zeigte sich, dass diese Parabraunerde dreigeteilt war. Zwischen den einzelnen Parabraunerden (Holz-Boden, Pesch-Boden und Rocourt-Boden) lag Löss.

Es war nach Südwesten zu verfolgen, dass die oberen beiden Parabraunerden (Holz- und Pesch-Boden) sich rasch vereinen. Nur im nordöstlichen Profilbereich waren Pesch-Boden und Holz-Boden noch eindeutig getrennt (vgl. Abb. 57).

Schon makroskopisch war eindeutig zu erkennen, dass die basale Parabraunerde (Rocourt-Boden) dieser drei Parabraunerden in ihrer Intensität am stärksten war, dann folgen abgeschwächt Pesch-Boden und Holz-Boden.

## Profil Tagebau Garzweiler 4-2

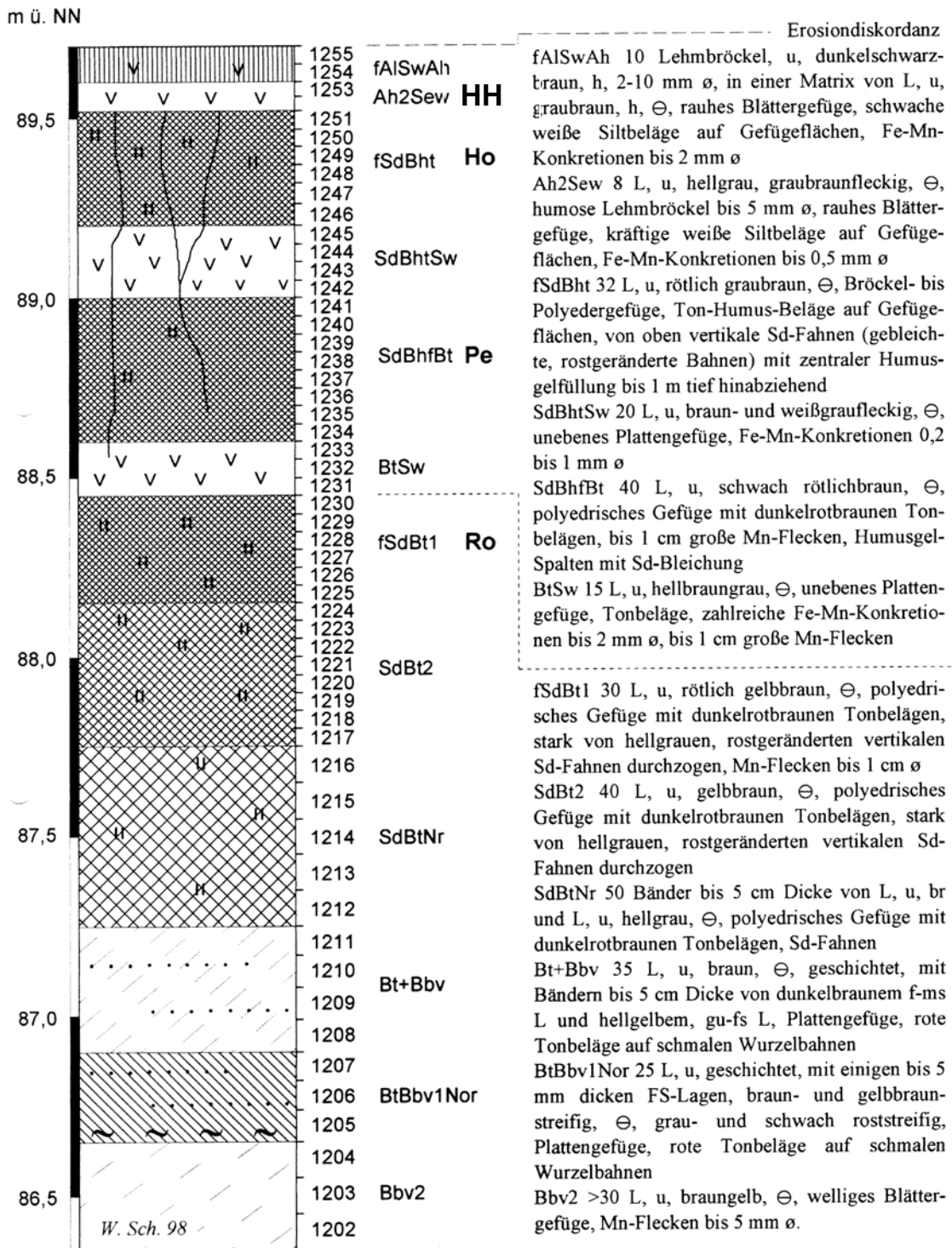


Abb. 58: Profilbeschreibung des Teilprofils Garzweiler 4-2. Die Zahlen 1202-1255 entstammen einer Probenserie SCHIRMERS, die nicht der Beprobungsdichte und Nummerierung dieser Arbeit entspricht. - Aus: SCHIRMER & KELS (2002: 62).

Der Abschnitt dieser Parabraunerden, der mit dem Rocourt-Solkomplex parallelisiert wird, ist im beprobten NE-Bereich des Profils etwa 2,50 m mächtig (Profil Garzweiler 4-2).

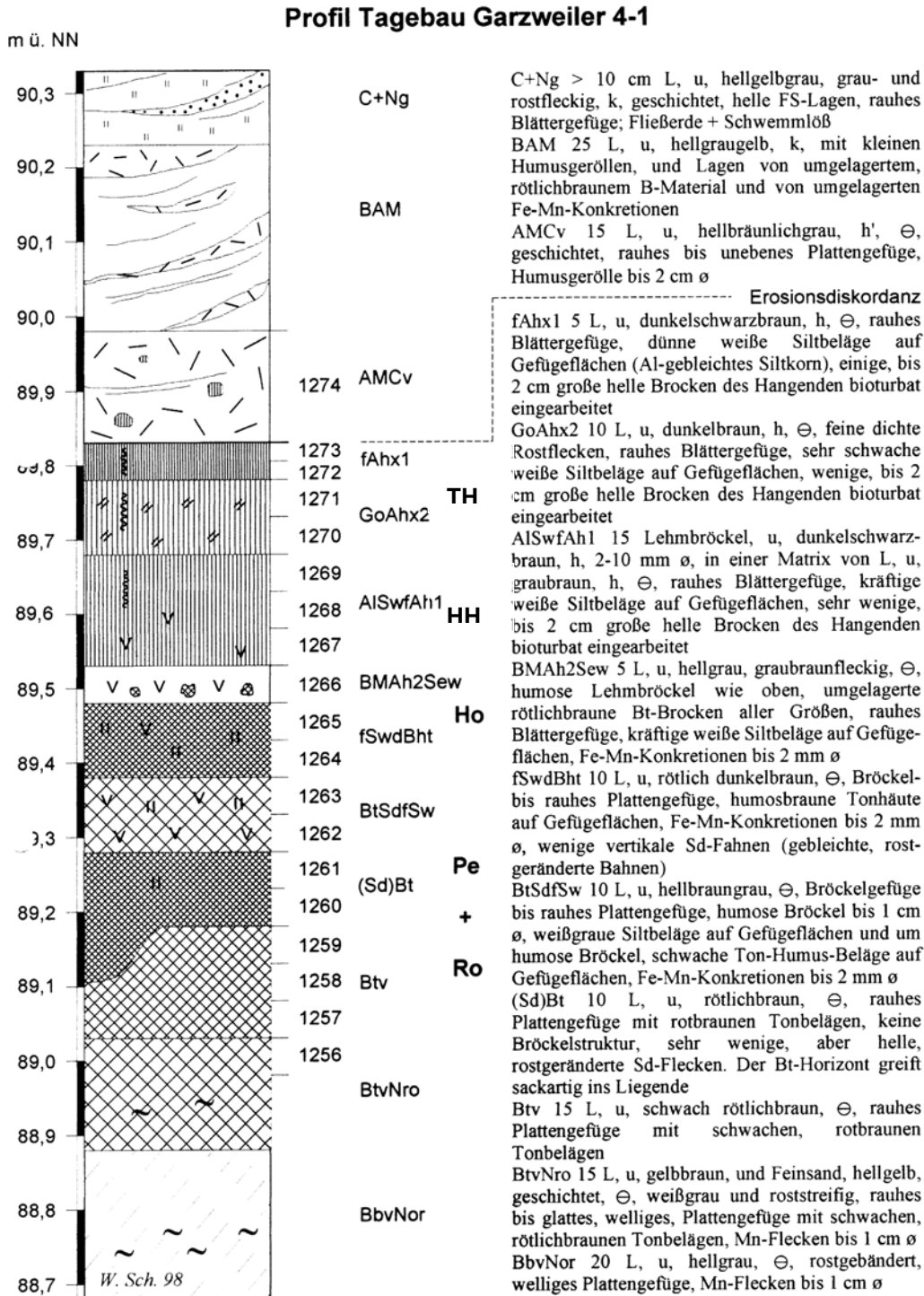


Abb. 59: Garzweiler-Teilprofil 4-1 nach SCHIRMER. Die Zahlen 1256-1274 entstammen einer Probenserie SCHIRMERS, die nicht der Beprobungsdichte und Nummerierung dieser Arbeit entspricht. - Aus: SCHIRMER & KELS (2002: 60).



Der Rocourt-Boden an der Basis ist im oberen Bereich von rostgeränderten Sd-Bahnen durchzogen. Dies sind eindeutige Anzeichen für eine Staunässe-Pseudovergleyung. Diese Vernässung durchzieht den gesamten Rocourt-Boden, nimmt jedoch vom Top zur Basis hin an Intensität ab. Im Liegenden des Rocourt-Bodens schließt sich eine Bänderbraunerde an. Vereinzelt finden sich noch Tonbeläge unterhalb des Rocourt-Bodens entlang von Wurzelbahnen. (Abb. 58).

Im Top des Rocourt-Bodens folgt ein Sw-Horizont, der sich durch Plattengefüge, geringen Tongehalt und deutlich nicht nur durch Vernässung hellerer Farbe vom liegenden Rocourt-Boden unterscheidet. Weiter ins Hangende folgt der Pesch-Boden, ebenfalls eine pseudovergleyte Parabraunerde, die ebenfalls wieder von einem Sw-Horizont überlagert wird. Darüber bildet der Holz-Boden den Abschluss dieses Parabraunerdenkomplexes.

Dieser Parabraunerdenkomplex wird wieder überlagert von einer zweigeteilten Humuszone. SCHIRMER (2000: 317) bezeichnet die obere als Titz-Humuszone, die untere als Holz-Humuszone. Diese Humuszonen sind im Profil zusammen maximal 70 cm stark. Dieser Abschnitt wurde im Profil weiter im SW aufgenommen und beprobt (Profil 4-1). In der Profilbeschreibung von SCHIRMER (Abb. 59) sind auch noch einmal die liegenden Schichten mit beschrieben. Die paläomagnetische Probenahme endete im Profil Garzweiler 4-1 mit dem BMAh<sub>2</sub>Sew-Horizont. Weiter liegende Schichten wurden ausschließlich im Profil Garzweiler 4-2 beprobt (Abb. 59).

Über die Lössdeckschichten des Braunkohlentagebaus Garzweiler berichteten neben W. SCHIRMER bereits BOENIGK (1990), sowie HENZE (1998). Besonderes Augenmerk auf den Rocourt-Komplex richtete aber bisher nur SCHIRMER (2000) als auch SCHIRMER & KELS (2002).

Charakteristisch wird die Hauptterrasse, die auch das Unterlager dieser Lössdeckschichten darstellt, überlagert vom Niers-Bodenkomplex (vgl. Kap. 5.2). Im Hangenden macht die Wetterau-Diskordanz eine Zäsur, wieder abgedeckt durch Wetterau-Löss (SCHIRMER & KELS 2002: 57). Jetzt folgt weiter im Hangenden das einzigartige dieses Profils: der Rocourt-Bodenkomplex. Der Rocourt-Solkomplex wird in diesem Profil stellenweise von bis zu 10 m würmzeitlichen Löss bedeckt. Gegenstand der paläomagnetischen Untersuchungen war allein der Rocourt-Solkomplex.

### 5.5.2 Suszeptibilitätsmessungen

Messungen der Suszeptibilität im Teilprofil Garzweiler 4-2 bestätigten eine Mehrgliedrigkeit des Rocourt-Solkomplexes. Die höchsten gemessenen Suszeptibilitätswerte lagen in den Bodenhorizonten des Holz-, Pesch- und Rocourt-Bodens. Erwartungsgemäß waren die Suszeptibilitätswerte in den dazwischengeschalteten Sw-Horizonten am niedrigsten. Insgesamt schwankten die Messwerte innerhalb des Rocourt-Solkomplexes von 30 bis  $70 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$  si-Einheiten, womit die Werte in etwa im Bereich der Messwerte des Rocourt-Solkomplexes im Profil Kesselt (vgl. Kap. 5.4.3) liegen (Abb. 60).

Die Messwerte im Rocourt-Boden sind deutlich höher als in den darüberliegenden Pesch- und Holz-Boden. An der Profilbasis des Profils Garzweiler 4-2 erfolgt ein starker Anstieg der Suszeptibilitätswerte. Leider endete genau an dieser Stelle die Probenahme, so dass nur eine Probe diesen Wert repräsentiert. Die Ursache dieses Phänomens konnte nicht geklärt werden.

Die Messungen der frequenzabhängigen Suszeptibilität (F-Faktor) ergaben ein komplett anderes Bild. Nur in den obersten 1,2 m des Profils 4-2 lagen die Messwerte bei etwa 10%. Darunter konnte praktisch keine frequenzabhängige Suszeptibilität mehr gemessen werden. Alle Messwerte lagen jetzt unterhalb von 3%.

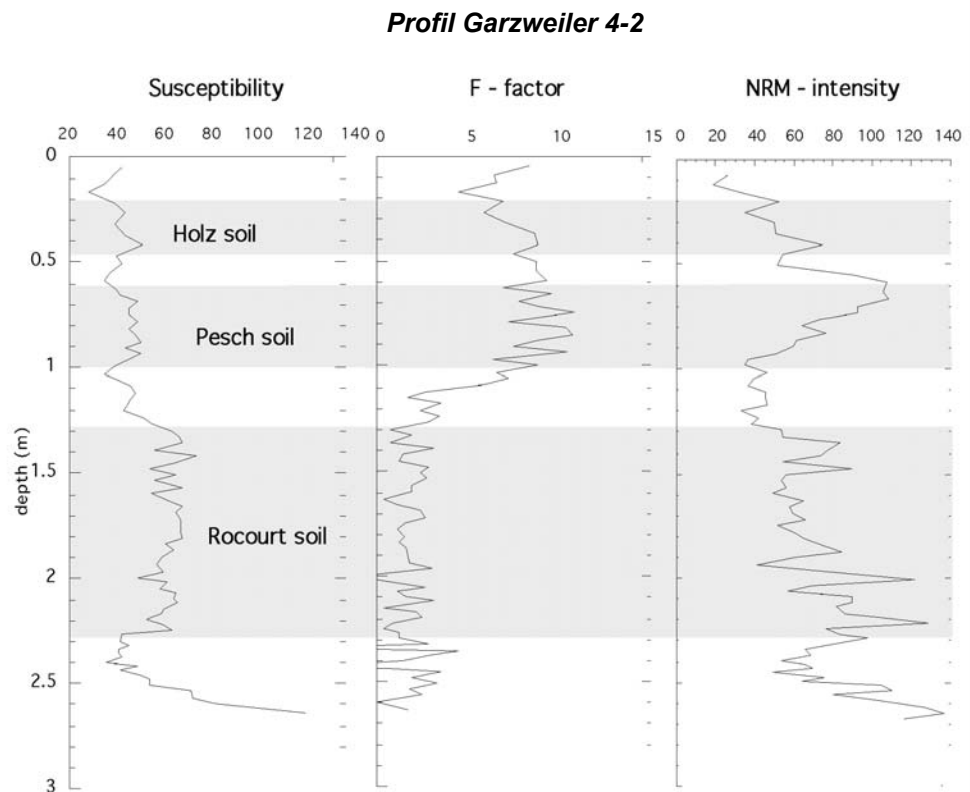


Abb. 60: Suszeptibilität, Frequenzabhängigkeit und NRM-Intensität des Profils Garzweiler 4-2. Die Suszeptibilität ist in  $10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$ , der F-Faktor in % und die NRM in  $10^{-7} \text{Am}^2/\text{kg}$  angegeben.

So kann davon ausgegangen werden, wie schon im Profil Kesselt beobachtet, dass durch reduktiven Abbau in den unteren Profilabschnitten, die superparamagnetischen Minerale nahezu vollständig zerstört wurden. Es war eher davon auszugehen, dass der ursprüngliche Anteil an superparamagnetischen Mineralen im Rocourt-Boden selbst am höchsten gewesen sein sollte.

So ist die F-Faktor-Kurve im sehr starken Maße profilmorphologisch geprägt, nur die Suszeptibilitätskurve zeigt noch einen klimaabhängigen Verlauf.

Im Bereich der Humuszonen im Profiltop, die im Teilprofil Garzweiler 4-1 entnommen worden sind, konnte kein F-Faktor gemessen werden. Die Messwerte lagen zum Großteil im Bereich der Fehlergrenze.

Bei den Suszeptibilitätsmessungen ergab sich das Bild, dass der oberste Humushorizont, den SCHIRMER & KELS (2002: 60) als Titz-Humuszone bezeichnen, die niedrigsten Suszeptibilitätswerte aufzeigt. Die im Liegenden folgende Holz-Humuszone (SCHIRMER & KELS 2002) zeigt höhere Suszeptibilitätswerte und auch eine relative Konstanz der Werte im A1SwfAh-Horizont (vgl. Abb. 61).

### Garzweiler 4-1

### Susceptibility Garzweiler 4-1

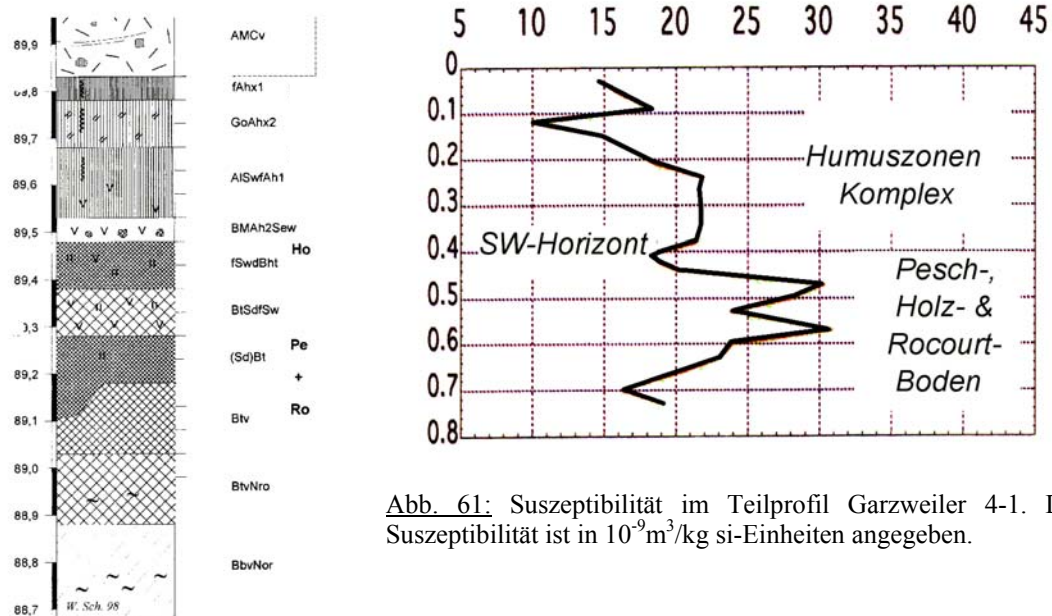


Abb. 61: Suszeptibilität im Teilprofil Garzweiler 4-1. Die Suszeptibilität ist in  $10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$  si-Einheiten angegeben.

Die sich weiter im Liegenden befindlichen Bt-Horizonte zeigen die höchsten Suszeptibilitätswerte. Die Messwerte sind hier deutlich höher als die gleichen Bt-Abschnitte im Teilprofil Garzweiler 4-2, woraus klar wird, wie stark der profilmorphologische Einfluss auf die Suszeptibilität sein kann.

### 5.5.3 NRM-Messungen

Alle gemessenen Richtungen der remanenten Magnetisierung folgten in diesem Profil dem heute vorherrschenden Normalfeld, mit einer Deklination nahe  $360^\circ$  und Inklinationen zwischen  $62^\circ$  und  $68^\circ$ . Anzeichen für den Blake-Event, oder einer anderen paläomagnetischen Anomalie wurden nicht gefunden.

Die NRM-Intensität lag im Profil 4-2 zwischen  $20$  und  $140 \cdot 10^{-7} \text{Am}^2/\text{Kg}$  und ist damit in dem Bereich der NRM-Intensität des Profils Kesselt (vgl. Kap. 5.4.4). Ein markantes Low der NRM-Intensität konnte, direkt oberhalb des Rocourt-Bodens im BtSw-Horizont, auch in ähnlicher stratigraphischer Position im Profil Kesselt gefunden werden, so dass eine Parallelisierung sich hier anbieten würde (vgl. Abb. 60). Da es sich in beiden Profilen um einen Sw-Horizont handelt, können lithologische Komponenten für dieses Low nicht ausgeschlossen werden.

NRM-Messungen der Intensität im Humuszonenkomplex brachten widersprüchliche Ergebnisse. Während Bt-Horizonte und Holz-Humuszonen in etwa ähnliche NRM-Intensitäten zeigten, offenbarte die Titz-Humuszonen im Top des Profils 4-1 deutlich geringere Werte (vgl. Abb. 62). Möglicherweise ist auch eine starke bioturbate Durchmischung des Horizontes für die niedrige NRM-Intensität verantwortlich, auch wenn hier das Fehlen von Richtungsanomalien dagegen spricht.

### Garzweiler 4-1

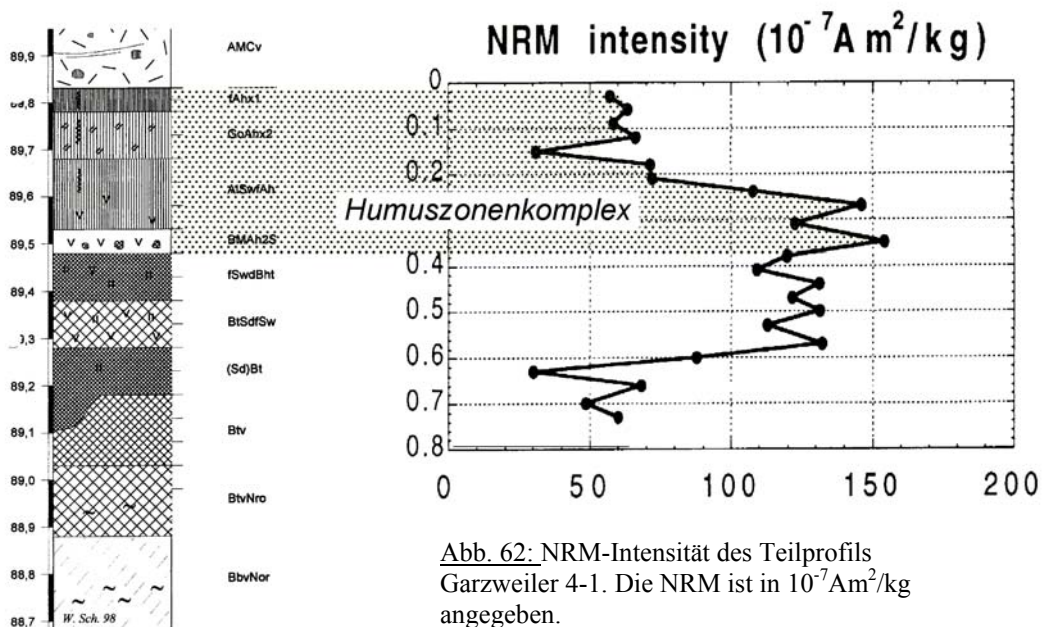


Abb. 62: NRM-Intensität des Teilprofils Garzweiler 4-1. Die NRM ist in  $10^{-7} \text{Am}^2/\text{kg}$  angegeben.

Auch wenn die NRM-Messungen nicht zu einer argumentativen Verstärkung der bisherigen Profilgliederung beitragen konnte, so zeigte sich auch in diesem Profil wieder, dass die Amplitudenschwankungen der NRM-Intensität weitaus höher sind, vor allem innerhalb der einzelnen Horizonte, als bei der Suszeptibilität. So dokumentierte dieses Profil wieder, dass die NRM-Aquisition in Lösssedimenten immer noch offene Fragen aufwirft.

#### **5.5.4 Ergebnisse und Diskussion**

Das Profil Garzweiler offeriert ohne Zweifel den bisher detailliertesten Einblick in die Gliederung des letzten Interglazials. Schon das Profil Kesselt gab Hinweise für eine Mehrgliedrigkeit des Rocourt-Solkomplexes. Die beschriebenen Böden waren im Gelände deutlich voneinander getrennt, was wenigstens ansatzweise auch durch Suszeptibilitätsmessungen und Kohlenstoffgehaltsmessungen (SCHIRMER 2000: 37) bestätigt wird. Die Bodenbildungsintensität nahm vom Rocourt-Boden an der Basis zum Top hin immer mehr ab. SCHIRMER (1999) teilte den Solkomplex noch in vier Zonen auf. Über dem Rocourt-Boden beschrieb er den Pesch-Boden sowie den Holz-Boden als weitere Parabraunerden (vgl. Abb. 20). Darüberliegend eine Humuszone, die nach neuerer Gliederung (SCHIRMER 2000: 32, 2002b: 11) noch einmal in Titz-Humuszone, Titz-Boden und Holz-Humuszone an der Basis zu gliedern ist.

Der Humuszonenkomplex insgesamt ist nicht durch zwischengelagerten Löss im Sinne eines Glazials, oder wenigstens eines Euglazials differenziert. Zu einer ähnlichen Gliederung der MIS 5 kamen BRINGMANS et al. (2001: 21ff.) im Profil Veldwezelt-Hezerwater: drei getrennte Parabraunerden an der Basis, überlagert von einem zweigeteilten Humuszonenkomplex.

Auch in anderen mitteleuropäischen Profilen wie der Tönchesberg/Osteifel oder Koblenz-Metternich (BOENIGK & FRECHEN 1999) wurden in MIS 5 mehrere Humuszonen und Parabraunerden gefunden. Unter vorsichtigster Interpretation sind im Profil Mainz-Weisenau mindestens drei eigenständige Humuszonen oberhalb des Rocourt-Bodens entwickelt (vgl. Kap. 5.6). Bislang gilt, dass der Klimaanspruch an die Bildung einer Parabraunerde weitaus höher ist als bei der Bildung einer Humuszone. Das Profil Mainz-Weisenau, in Lee-position im Mainzer Becken gelegen, ist ohne Zweifel klimatisch wärmer einzustufen als das Profil Garzweiler. Fraglich bleibt, ob sich in Garzweiler die Parabraunerden oberhalb des Rocourt-Bodens in unverwittertem Löss bilden konnten, oder ob vorverwittertes Material bei der Bildung der Parabraunerden half.

---

Falls keine der Humuszonen in Mainz-Weisenau mit einer Parabraunerde im Profil Garzweiler zu korrelieren wäre, käme man zu folgender Gliederung der MIS 5:

MIS 5.1 mit Oberer Mosbach Humuszone,  
MIS 5.3 mit Mittlerer Mosbach Humuszone evtl. auch Titz-Humuszone,  
MIS 5.5 mit Unterer Mosbach Humuszone oder auch eventuell Holz-Humuszone,  
MIS 5.7 mit dem Holz-Boden,  
MIS 5.9 mit dem Pesch-Boden und  
MIS 5.11 mit dem Rocourt-Boden.

Diese Gliederung hat aber keinen Beleg in marinen Kurven oder in Eiskernkurven wie die Vostok-Kurve (PETIT et al. 1999). Derart viele Böden innerhalb der MIS 5 sind bislang nicht gefunden worden (PETIT et al. 1999, JOHNSEN et al. 1995, THOUVENY et al. 1994, WILLIAMS et al. 1998).

So muss nach aktuellem Forschungsstand eine Korrelation der Böden in Garzweiler mit den bisher bekannten Warmphasen in MIS 5 offen bleiben. Aufgrund der schwachen Bodenentwicklung im Humuszonenkomplex in Garzweiler läge hier wenigstens eine Korrelation mit den GRIP-Warmphasen 19 und 20 (MIS 4) nahe (vgl. JOHNSEN et al. 1995, SCHIRMER 2000: 42).

Falls sich doch Humuszonen im Mainzer Becken, sowie Parabraunerden am Niederrhein allein durch verschiedenes Ausgangssubstrat und durch unterschiedliche Geländepositionen gleichzeitig entwickeln konnten, würde eine Gliederung in vier Warmphasen während der MIS 5 bestehen bleiben. Demnach wären Pesch-Boden und Untere Mosbach Humuszone zu korrelieren, ebenso wie Holz-Boden und Mittlere Mosbach-Humuszone (SCHIRMER 2000: 34). Nach bisherigem Forschungsstand scheint diese Lösung möglich, wirft aber noch ebenso viele Fragen auf.

## 5.6 Das Profil Mainz-Weisenau

### 5.6.1 Forschungsgeschichte

Im Kalksteinbruch der Heidelberger Zement AG in Mainz-Weisenau (vgl. Karte 1) ist oligozäner und miozäner Kalkstein aufgeschlossen, der von pliozänen Sanden bedeckt ist. Darüber befindet sich Löss, in den sich mehrere fossile Parabraunerden einschalten. Im Profiltop befindet sich würmzeitlicher Löss mit den unterwürmzeitlichen Mosbach-Humuszonen (SEMMELE 1996: 11ff.).

In den letzten zehn Jahren wurde das Profil Mainz-Weisenau eingehend untersucht. Nach ersten Veröffentlichungen (SEMMELE 1995) an einer einzelnen Profilstelle erschienen in Folge zahlreiche Veröffentlichungen (SEMMELE 1996, BIBUS et al. 1996, FRECHEN & PREUSSER 1996, BIBUS et al. 2002) zu diesem Profil. An der stratigraphischen Einordnung der Mosbach-Humuszonen in das Unterwürm bestand eigentlich niemals ein Zweifel. Die Profilaufnahme von SEMMELE und BIBUS (in BIBUS et al. 1996: 28) zeigt eine Dreigliederung dieses Humuszonenkomplexes in die Oberere, Mittlere und Untere Mosbach-Humuszone (vgl. Abb. 63).

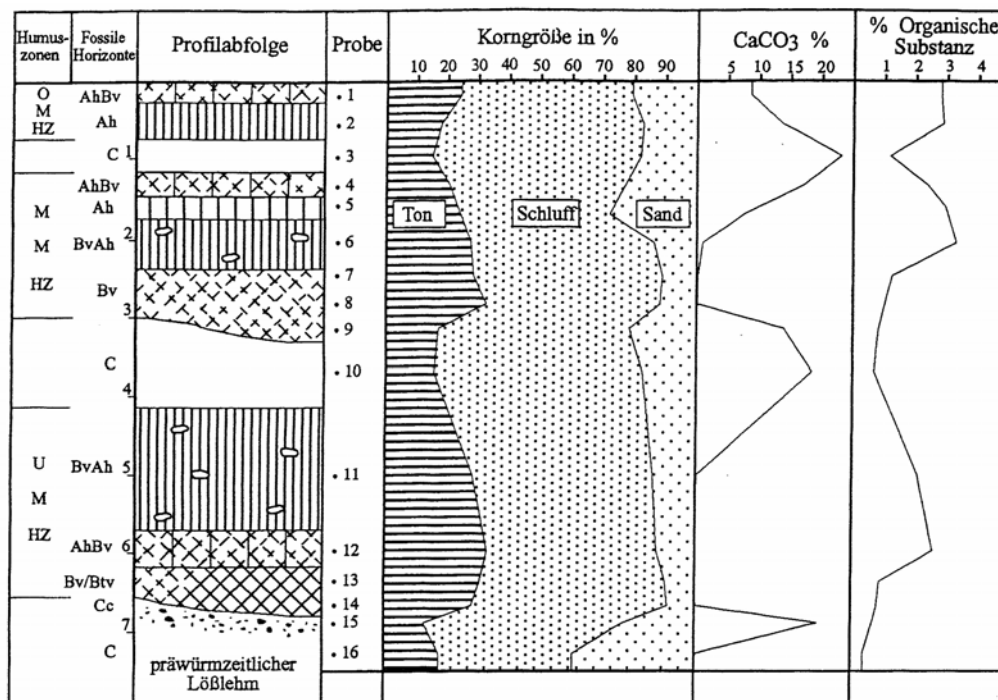


Abb. 63: Analysediagramm des Altwürmabschnittes mit den drei Mosbach-Humuszonen. - Aus: BIBUS et al., 1996: 28.

Dass das Unterwürm im Rheinland durch mehrere Humuszonen repräsentiert wird, wurde auch an anderen Profilen wie Garzweiler (SCHIRMER 1999, SCHIRMER & KELS 2002) oder Tönchesberg/Osteifel (BECKER et al. 1989) deutlich. Nirgendwo sind aber diese Humuszonen derart mächtig ausgebildet wie im Profil Mainz-Weisenau.

Der eigentliche Profilabschnitt der Humuszonen umfaßt etwa 6-7 m, weiter ins Liegende folgt Löss, der aber trotz des Fehlens der letztinterglazialen Parabraunerde in diesem Profil (SEMMELE 1996: 13) als Risslöss angesprochen wird.

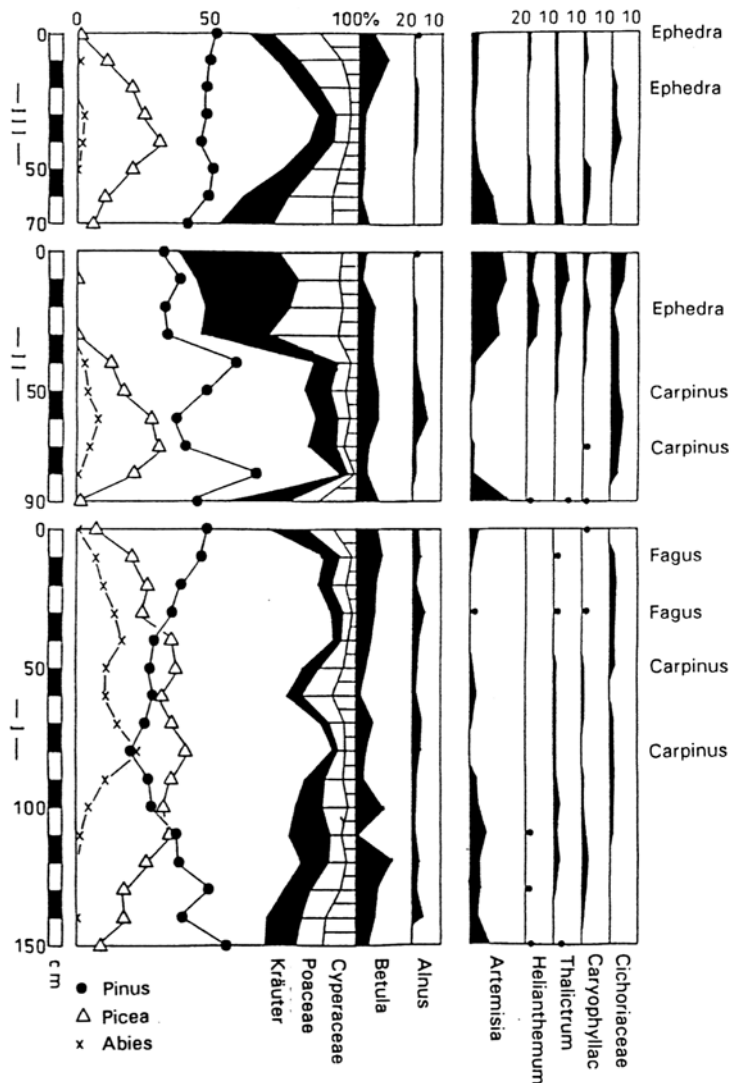


Abb. 64: Pollendiagramm der drei Mosbach-Humuszonen. Abschnitt I entspricht der Unteren Mosbach-Humuszone, Abschnitt II der Mittleren und Abschnitt III der Oberen Mosbach-Humuszone. - Aus: BIBUS et al., 1996: 41.

Das Profil wurde auch mittels Thermolumineszenz-Datierungen untersucht, wobei FRECHEN & PREUSSER (1996: 60) die Obere Mosbach-Humuszone durch IRSL auf 64,3 – 72,4 kyr und mit TL auf 60,9 – 77,6 kyr datieren konnten. Für die Untere Mosbach-Humuszone wurden IRSL-Alter von 96,4 – 103,1 kyr ermittelt, mittels TL ergaben sich sogar Alter von 103,0 bis 122,3 kyr für die Untere Mosbach-Humuszone. Wenn man nur Mittelwerte heranzieht, so scheinen die Humuszonen einen Zeitraum von etwa 40.000 Jahren (65-105.000 Jahre BP) zu repräsentieren, womit 1,5 cm im Profil etwa 100 Jahre entsprechen würden.



Dass die Humuszonen nicht das Eem (MIS 5e) darstellen, scheint durch Pollenanalysen nach BLUDAU (in BIBUS et al. 1996) in diesem Profil eindeutig belegt. In allen Interstadialen, die zur Humusbildung führten, dominierten bei den Baumpollen Nadelhölzer, vor allem *Pinus* und *Picea* (vgl. Abb. 64).

Somit war klar, dass alle Humuszonen jünger als Eem sind. Während SEMMEL (1996), als auch BIBUS et al. (1996), keine eindeutige Korrelation der Humuszonen mit marinen oder terrestrischen Isotopenstufen anbieten, schlägt SCHIRMER (2000: 34) eine Korrelation der Oberen Mosbach-Humuszonen mit den GRIP-Stadien 19 & 20 vor. Dieser letztgenannten Auffassung folgten auch BIBUS et al. (2002: 11ff.).

In der Unteren Mosbach-Humuszonen konnte auch ein deutlicher *Abies*-Anteil differenziert werden, so dass diese als die klimatisch anspruchsvollste Interstadialzeit im Unterwürm gelten kann. Dafür spricht auch eine schwache, aber deutliche Bt-Entwicklung an der Basis der Unteren Mosbach-Humuszonen.

Der gute Erhaltungszustand der Humuszonen wird auch dadurch dokumentiert, dass vollständige Vegetationsabfolgen, so wie sie normalerweise für ein Interglazial zu erwarten sind, aufgeschlossen sind (BIBUS et al. 1996: 46). Da sich im Pollenprofil auch die bioturbate Durchmischung stark in Grenzen hält, kann von einem kontinuierlichen Sedimentaufwuchs auch in den Interstadialzeiten ausgegangen werden.

Die Untere Mosbach-Humuszonen steht hier in Mainz-Weisenau für ein anspruchsvolles Interstadial, das innerhalb der MIS 5 nach dem Eem das zweite Temperaturoptimum darstellt. Im Gegensatz zum St. Germain I aus dem Pollenprofil Grand Pile (WOILLARD 1978: 11) erreicht die Untere Mosbach-Humuszonen nicht das Stadium eines Laubmischwaldes und bleibt auf der Stufe des borealen Nadelwaldes zurück. So erreichen alle Mosbach-Humuszonen lediglich das Temperaturniveau eines Interstadials.

### 5.6.2 Lage und Profillithologie

Gegenstand der paläomagnetischen Untersuchung war der Profilschnitt der Mosbach-Humuszonen. Innerhalb eines Dellentälchens sind die Mosbach-Humuszonen besonders mächtig ausgebildet und von allen bisherigen Profilaufnahmen wohl auch am Besten erhalten geblieben.

Die der paläomagnetischen Untersuchung zugrunde liegende Profilaufnahme deckt sich in etwa mit der von BIBUS et al. (1996: 25) bereits beschriebenen Profilaufnahme „Dellenposition 2“ (vgl. Abb. 63). Über kalkhaltigem Löss beginnt die paläomagnetische Probenahme von 209 orientierten Proben in einem durch Fließerden und Kalkkonkretionen und immer wieder von Humuszonen oder auch von Humusfetzen durchsetzten Löss.

Dieser Basishorizont ist entschieden verbrannter als die liegenden Lössabschnitte. Die kräftigen Kalkkonkretionen sind jedoch die vorherrschenden Merkmale dieses AhBvCc-Horizonts (vgl. Abb. 65).

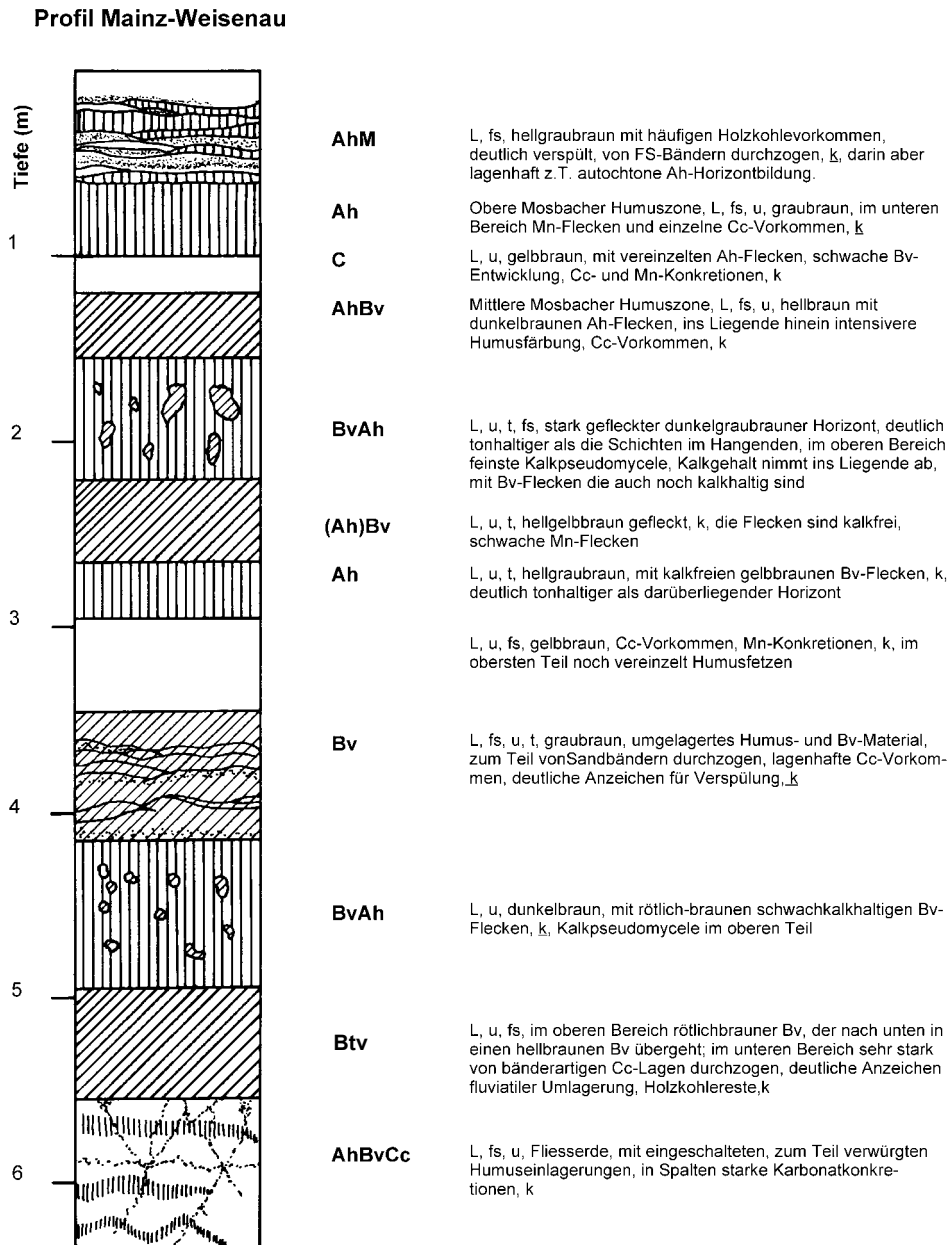


Abb. 65: Das Profil Mainz-Weisenau; lithologische Profilbeschreibung.

Weiter im Top folgt die **Untere Mosbach-Humuszone**, beginnend an der Basis mit einer Zone intensiver Verbraunung. Im untersten Teil der Unteren Mosbach-Humuszone, also im Bv-Abschnitt in 5,50 bis 5,30 m Profiltiefe konnten an den Gefügeflächen eindeutig Tonbeläge identifiziert werden. Eine spätere Durchschlammung von oben her scheidet hier aus, da in den nächsten Metern zum Top hin keine Parabraunerde folgt und auch an dieser Stelle keine Erosionsdiskordanz auszumachen war. Auch in den hangenden Humushorizonten waren keine Tonbeläge makroskopisch erkennbar.

So kann man den unteren Abschnitt des Bv-Horizonts der Unteren Mosbach-Humuszone auch als Btv-Horizont ansprechen, so wie es bereits von BIBUS et al. (1996: 30) vorgeschlagen wurde. Weiter ins Hangende nimmt der Humusanteil deutlich zu, so dass oberhalb von 4,90 m ein BvAh-Horizont vorliegt. In dieser Humuszone treten hellbraune kalkfreie und bis zu faustgrosse Aufhellungen auf, die im Sinne ROHDENBURGS (1964) auf Humusentfärbung entlang von Wurzelbahnen zurückzuführen wären. Die Flecken sind aber deutlich verbraunt, so dass die Verbraunung möglicherweise später entstanden ist.

Im Gegensatz zur Profilaufnahme BIBUS et al. (1996: 28; vgl. Abb. 64) folgt in dieser Profilaufnahme oberhalb der Unteren Mosbach-Humuszone noch eine verbrauchte Fließerde. Ob die Verbraunung autochthon ist, kann an dieser Stelle nicht beantwortet werden. In diesem Horizont gab es wohl immer wieder kurze Ruhephasen, in denen sich dünne Humuslagen bilden konnten.

Ein Gradient innerhalb der Verbraunung in diesem Abschnitt konnte im Gelände nicht erkannt werden. Spätestens bei 3,40 m endet die Untere Mosbach-Humuszone und bis etwa 2,95 m steht stark kalkhaltiger Löss an.

Oberhalb dieses Lössabschnittes beginnt die **Mittlere Mosbach-Humuszone**. Sie beginnt an der Basis mit einem humusreichen, kalkhaltigen und deutlich tonreicheren Horizont, der vereinzelt auch wieder von kalkfreien, verbrauchten Bv-Flecken durchsetzt ist. An dieser Stelle wurde die Schwierigkeit deutlich, gleitende Übergänge von Ah- in Bv-Horizonte eindeutig voneinander abzugrenzen. Die Basis der Mittleren Mosbach-Humuszone war bei dieser Profilaufnahme jedoch eindeutig eine Humuszone, die weiter zum Top hin langsam in eine Braunerde überging. Etwa bei 2,20 m Profiltiefe folgt wieder ein Übergang in einen Horizont, der eher als Humuszone anzusprechen ist. Dieser BvAh-Horizont ist intensiv dunkelgraubraun gefärbt und von bis zu 20 cm Durchmesser großen Bv-Flecken durchsetzt. Die Bv-Flecken sind hier allerdings noch kalkhaltig, was im Gegensatz zur Basis der Mittleren Mosbach-Humuszone eindeutig für eine sekundäre Aufkalkung dieses Horizontes spricht. In diesem BvAh-Horizont war eine leichte Schichtung erkennbar, die einen kolluvialen Aufwuchs in der Dellenposition kennzeichnen könnte (BIBUS et al. 1996: 46).

Der Top der Mittleren Mosbach-Humuszone wird durch eine Braunerde gebildet, die jedoch nicht autochthon erscheint. Vielmehr sind vor allem zum Top hin immer wieder Humusfetzen eingearbeitet, zum Teil konnten auch einzelne cm-mächtige Humuszone innerhalb dieses Abschnittes erkannt werden. Die Umlagerung nahm zum Top bei 1,5 m Profiltiefe deutlich zu. Trotzdem schien das Material im AhBv-Horizont im Top der Mittleren Mosbach-Humuszone verbraunt zu sein. Die Cc-Vorkommen in diesem Horizont schienen ihren Ursprung in der Oberen Mosbach-Humuszone zu haben. Der Ausfällungshorizont war in diesem Fall der Top der Mittleren Mosbach-Humuszone.

Über der Mittleren Mosbach-Humuszone folgt Löss, der durchgehend kalkhaltig ist. Dieser die Mittlere und Obere Mosbach-Humuszone trennende Löss zeigt lagenhaft sehr schwache Bv-Entwicklung, sowie einzelne Cc-Vorkommen. Zum Hangenden des Lössabschnittes zeigen sich immer mehr Ah-Flecken, die bioturbat von der Oberen Mosbach-Humuszone in diesen Löss eingearbeitet wurden.

Die **Obere Mosbach-Humuszone** beginnt an der Basis mit einer 40 cm-mächtigen Humuszone. Die Intensität dieser Humuszone erschien schon im Gelände deutlich schwächer als die der Mittleren und Unteren Humuszone.

Im Profiltop steht ein AhM-Horizont an, in dem sich sowohl eindeutig verschwemmtes Humusmaterial, als auch autochthone Ah-Horizontlagen befanden. Diese Schwemmlagen zeigten immer wieder Holzkohlevorkommen und Mollusken. Mit diesem hier 60 cm-mächtigen AhM-Horizont endet die paläomagnetische Probenahme. Auf einer Profilstrecke von 6,40 m wurden 209 Proben genommen, was einem Probeabstand von 3 cm entspricht.

### 5.6.3 Suszeptibilitätsmessungen

Alle Mosbach-Humuszone sind durch Maxima in der Suszeptibilitätskurve wiedergegeben. Die gemessenen Suszeptibilitätswerte sind in den Humuszone im Durchschnitt doppelt so hoch wie in den dazwischen geschalteten Lösshorizonten. Es fällt auf, dass sowohl die Untere als auch die Mittlere Mosbach-Humuszone zweigeteilt ist (vgl. Abb. 66).

Die starke Fluktuation der Suszeptibilitätswerte an der Profilbasis zwischen 6,40 und 5,30 m hat ihre Ursache in der Lithologie. Hier wechseln horizontal Ah-, Löss- und Kalkkonkretionslagen untereinander ab. Auch schien es in diesem Abschnitt zu einigen autochthonen Bildungen von Humuslagen gekommen zu sein, möglicherweise erleichtert dadurch, dass das Ausgangssubstrat bereits vorverwittert war. Die niedrigsten Suszeptibilitätswerte wurden in Proben gemessen, die in Cc-Horizonten genommen wurden.

Die Messwerte der frequenzabhängigen Suszeptibilität (F-Faktor) laufen über das gesamte Profil hinweg synchron mit der Suszeptibilität. Das signalisiert, dass die Maxima in der Suszeptibilitätskurve von einem hohen Gehalt an superparamagnetischer Teilchen resultieren.

Auch in der F-Faktor-Kurve stellen sich die Untere und die Mittlere Mosbach-Humuszone zweigeteilt dar, so dass eine Unterteilung in Untere Mosbach-Humuszone 1 & 2 sowie in die Mittlere Mosbach-Humuszone 1 & 2 angemessen erscheint.

Die gemessenen Werte decken sich mit bisherigen paläomagnetischen Untersuchungen von BIBUS et al. (1996: 37), die in der Suszeptibilitätskurve für die Mittlere Mosbach-Humuszone ebenfalls schon eine Zweiteilung erkennen konnten. Einen 10 cm mächtigen Löss, der die Untere Humuszone teilte, wurde bei einer Profilaufnahme von SEMMEL (1996: 14) ausgegliedert. Dieser Löss wurde bei dieser Profilaufnahme im Gelände nicht erkannt, bestätigt aber auch die durch paläomagnetische Daten belegte deutliche Zweiteilung der Unteren Mosbach-Humuszone. Die frequenzabhängige Suszeptibilität liegt in den Humuszone zwei bis dreimal so hoch wie in den Lösshorizonten.

Die Obere Mosbach-Humuszone stellt sich sowohl in der Horizontmächtigkeit, als auch in den Messwerten der Suszeptibilität deutlich schwächer dar. Die gemessenen Werte der Suszeptibilität fluktuieren stärker, hervorgerufen durch zum Teil kolluviale Umlagerungen im Top der Oberen Mosbach-Humuszone.

Insgesamt zeigen die Suszeptibilitätskurven über das gesamte Profil hinweg keinen sedimentologisch-, sondern einen klimageprägten Verlauf. Der dabei immer zu erwartende Anstieg des Magnetitanteils in den Proben der Humuszonen kann auch hier bestätigt werden, was auch schon von BIBUS et al. (1996: 38) festgestellt wurde.

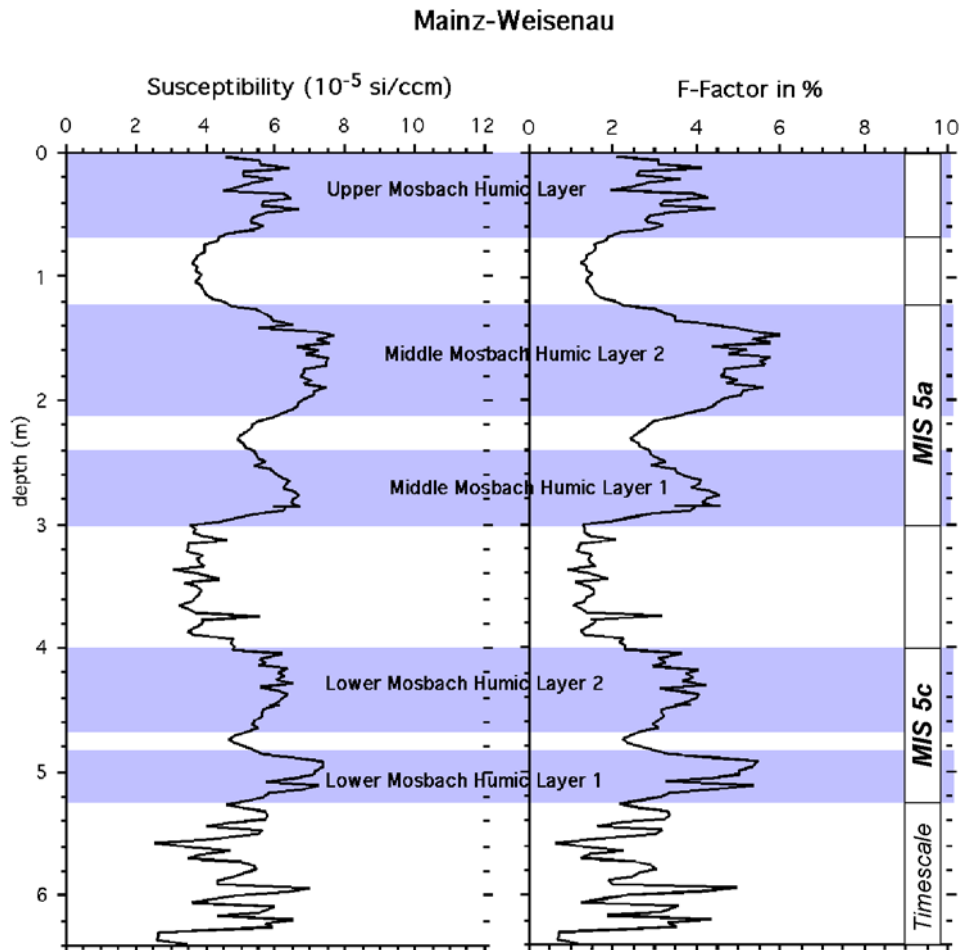


Abb. 66: Volumenssuszeptibilität und frequenzabhängige Suszeptibilität des Lössprofils Mainz-Weisenau. Die stratigraphische Einordnung ist im folgenden Kapitel 5.6.5 näher erläutert.

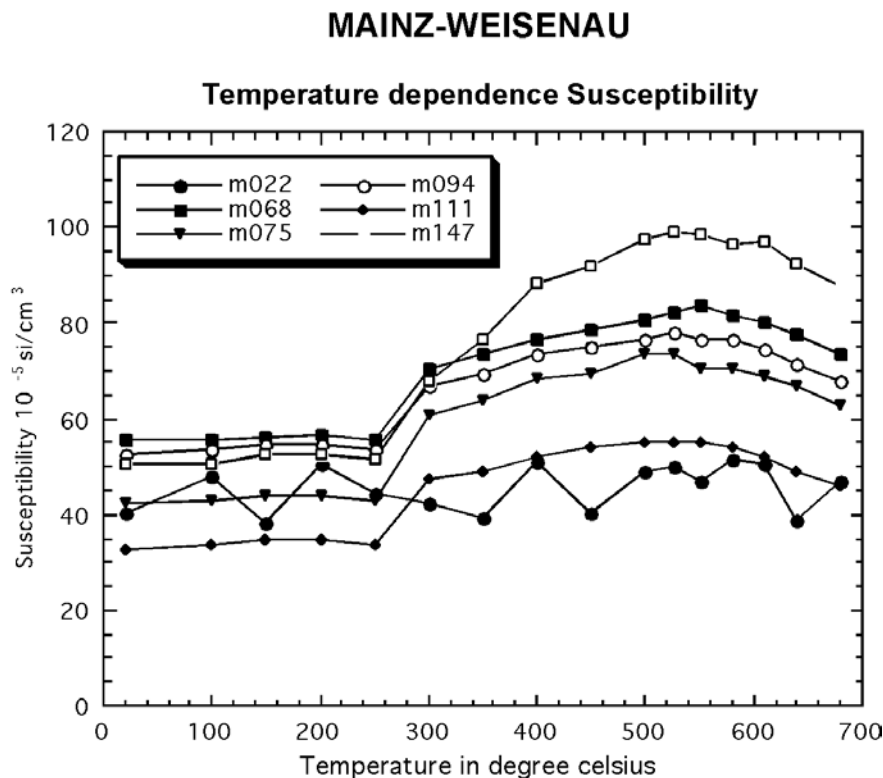
Weitere Aufschlüsse über die magnetischen Mineralien die zur Suszeptibilität beitragen, sollten Messungen der temperaturabhängigen Suszeptibilität an ausgewählten Proben hervorbringen. Probe *m022* stammt aus der Oberen Mosbach-Humuszone, die Proben *m068*, *m075* und *m094* sind aus der Mittleren Mosbach-Humuszone, die Probe *m111* ist aus dem Löss zwischen der Unteren und Mittleren-Humuszone und die Probe *m147* aus der Unteren Mosbach-Humuszone.

Alle Proben wurden Schritt für Schritt erhitzt, wieder abgekühlt und danach die Suszeptibilität gemessen. Alle Proben färbten sich oberhalb von  $250^{\circ}$  C deutlich rot, was nur mit einer Hämatitneubildung, die aus einer Oxidation von Goethit herrührt, erklärt werden kann.

Die Erhöhung der Suszeptibilität oberhalb von 250° C liegt daran, dass Hämatit wesentlich stärker magnetisch ist, beziehungsweise eine höhere spezifische Suszeptibilität besitzt.

Eine Ausnahme bildet Probe *m022*. Hier bleibt die Kurve in etwa auf gleichem Niveau. Entweder ist schon viel Hämatit in den Proben, oder statt Goethit ist wesentlich mehr Maghemit aus der Titanomaghemitreihe enthalten. Ob sich evtl. auch Tephra in der Probe befindet konnte nicht geklärt werden, erscheint aber auch aus anderen Kurvenverläufen heraus, zum Beispiel bei Betrachtung der normalen Suszeptibilitätskurve, eher unwahrscheinlich. Vollständig konnte dieser Sachverhalt noch nicht geklärt werden (vgl. Abb. 67).

Nichts desto Trotz zeigen alle anderen Proben einen erwarteten Verlauf, so dass davon ausgegangen werden darf, dass sich sowohl Magnetit als auch Goethit in den Proben befindet.



**Abb. 67:** Temperaturabhängige Suszeptibilität an ausgewählten Proben des Profils Mainz-Weisenau. Die gewählten Temperaturschritte sind 20°, 100°, 150°, 200°, 250°, 300°, 350°, 400°, 450°, 500°, 525°, 550°, 575°, 600°, 650° und 680°C. Die Probe *m068* ist aus der MMHZ aus 2,05 m Profiltiefe, Probe *m075* aus dem Bv-Horizont der MMHZ in 2,25 m, Probe *m094* ebenfalls aus der MMHZ in 2,82 m Tiefe, Probe *m111* ist aus dem Löss zwischen der MMHZ und der UMHZ in 3,33 m Tiefe sowie Probe *m147* aus der UMHZ in 4,44 m Profiltiefe.

### 5.6.4 NRM-Messungen

Der Kurvenverlauf der NRM-Intensität folgt, wie erwartet, weitgehend der Suszeptibilitätskurve. Alle Humuszonen sind durch Maxima in der NRM-Intensitätskurve ( $0\text{mT}$ -Kurve) wiedergegeben. Die NRM-Intensität im Löss liegt etwa bei  $10\text{ mA/m}$  und in den Humuszonen etwa zwischen  $20$  und  $30\text{ mA/m}$ .

Zur Abschätzung dessen, wie hoch der weichmagnetische Anteil an der NRM-Intensität ist, wurde der NRM-Kurve nach Entmagnetisierung im Wechselfeld eine  $\text{NRM}_{20\text{mT}}$ -Kurve gegenübergestellt. Es kann davon ausgegangen werden, dass die  $\text{NRM}_{20\text{mT}}$ -Kurve nicht mehr von viskosen Komponenten sowie durch Single Domain Magnetit geprägt ist. Der Kurvenverlauf bei  $20\text{ mT}$  ist deutlich flacher, die Humuszonen sind kaum noch markant, so dass postuliert werden darf, dass die Peaks in der  $0\text{mT}$ -Kurve aus erhöhten Anteilen von Magnetit in den Humuszonen resultieren (vgl. Abb.68).

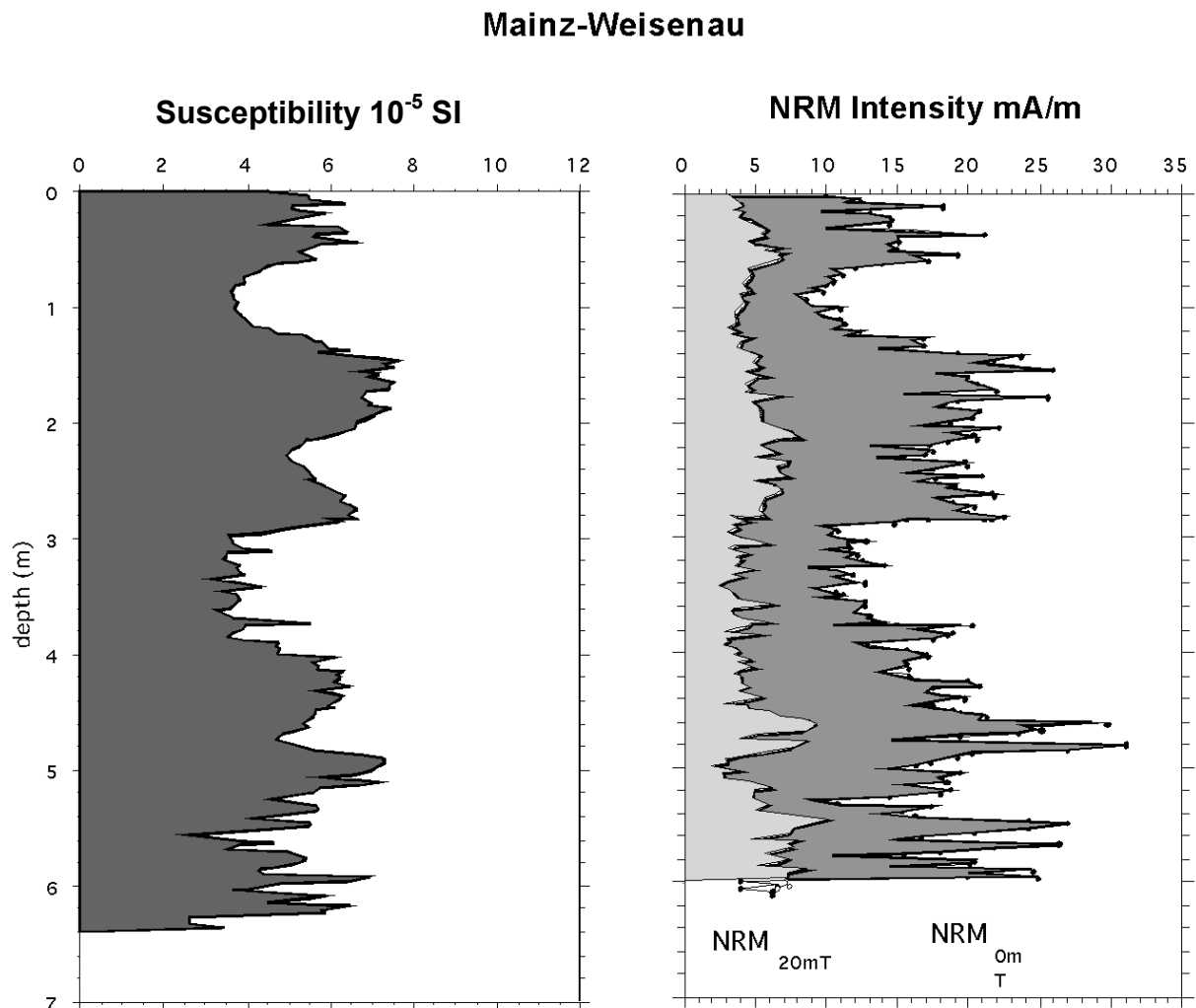


Abb. 68: NRM-Intensitätskurven ohne und nach  $20\text{ mT}$  AF-Entmagnetisierung gegenübergestellt der Suszeptibilitätskurve.

Ausgewählte Proben des Profils wurden auch thermisch entmagnetisiert. Es zeigte sich, dass die Proben aus den Humuszonen (*m068*, *m94* und *m147*) einen deutlich steileren Abfall der NRM-Intensität im Temperaturbereich zwischen 20 und 150°C aufweisen.

Dies spricht für eine erhöhte, von Goethit getragene Remanenz. Zum Teil zeigten die Proben auch noch oberhalb von 580° C eine Remanenz die von Hämatit getragen ist (vgl. Abb. 69).

## MAINZ-WEISENAU

### Thermal demagnetisation

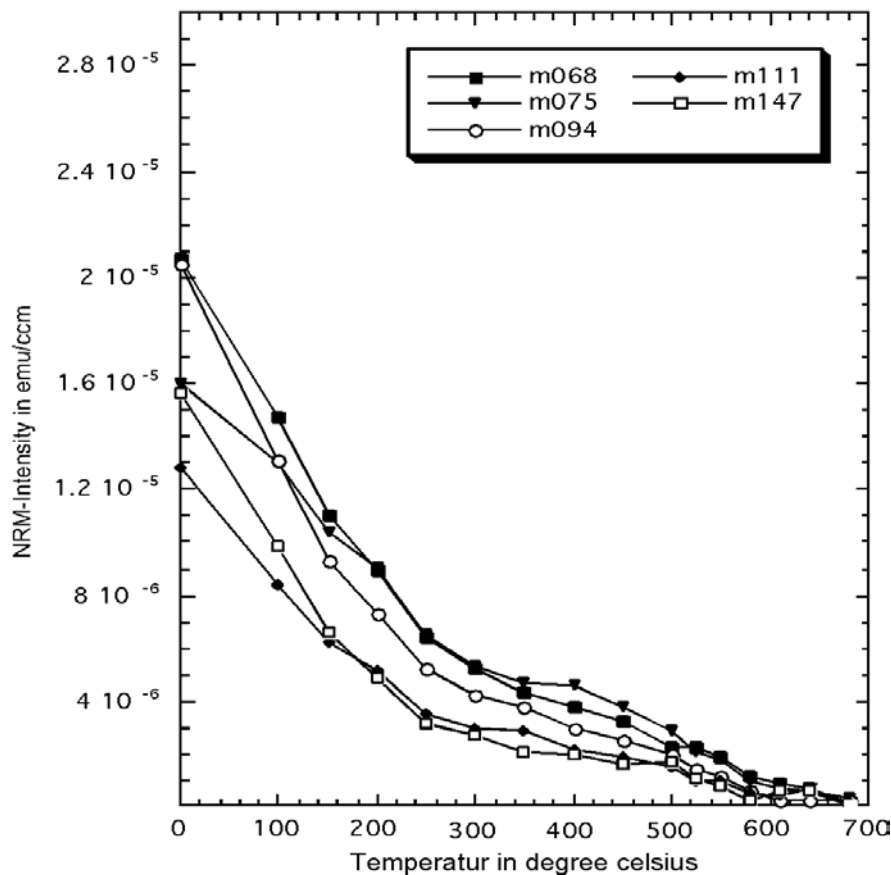


Abb. 69: Thermische Entmagnetisierungskurven des Profils Mainz-Weisenau. Die gewählten Temperaturschritte sind 20°, 100°, 150°, 200°, 250°, 300°, 350°, 400°, 450°, 500°, 525°, 550°, 575°, 600°, 650° und 680°C. Die Probe *m068* ist aus der MMHZ aus 2,05 m Profiltiefe, Probe *m075* aus dem Bv-Horizont der MMHZ in 2,25 m, Probe *m094* ebenfalls aus der MMHZ in 2,82 m Tiefe, Probe *m111* ist aus dem Löss zwischen der MMHZ und der UMHZ in 3,33 m Tiefe sowie Probe *m147* aus der UMHZ in 4,44 m Profiltiefe.

Die gemessene Inklination und Deklination in diesem Profil entspricht in den obersten 3 m des Profil der heute vorherrschenden normalen Magnetisierungsrichtung. Darunter sind vor allem Deklinationsschwankungen gemessen worden. Zwischen 4 m und 5,20 m Profiltiefe treten Deklinationsschwankungen mit zum Teil reversen Richtungen auf, die aber nicht begleitet sind von reversen Inklinationen, im Gegenteil, die Inklination im angesprochenen Abschnitt liegt bei etwa 80° (vgl. Abb. 70).



Die beobachteten Schwankungen liegen weitgehend im BvAh-Horizont der Unteren Mosbach-Humuszone. Eine anfangs angenommene starke viskose Komponente konnte nicht bestätigt werden. Die Proben blieben allesamt sowohl im Wechselfeld bis 100,0 mT als auch thermisch bis in hohe Temperaturbereiche von 580° C stabil.

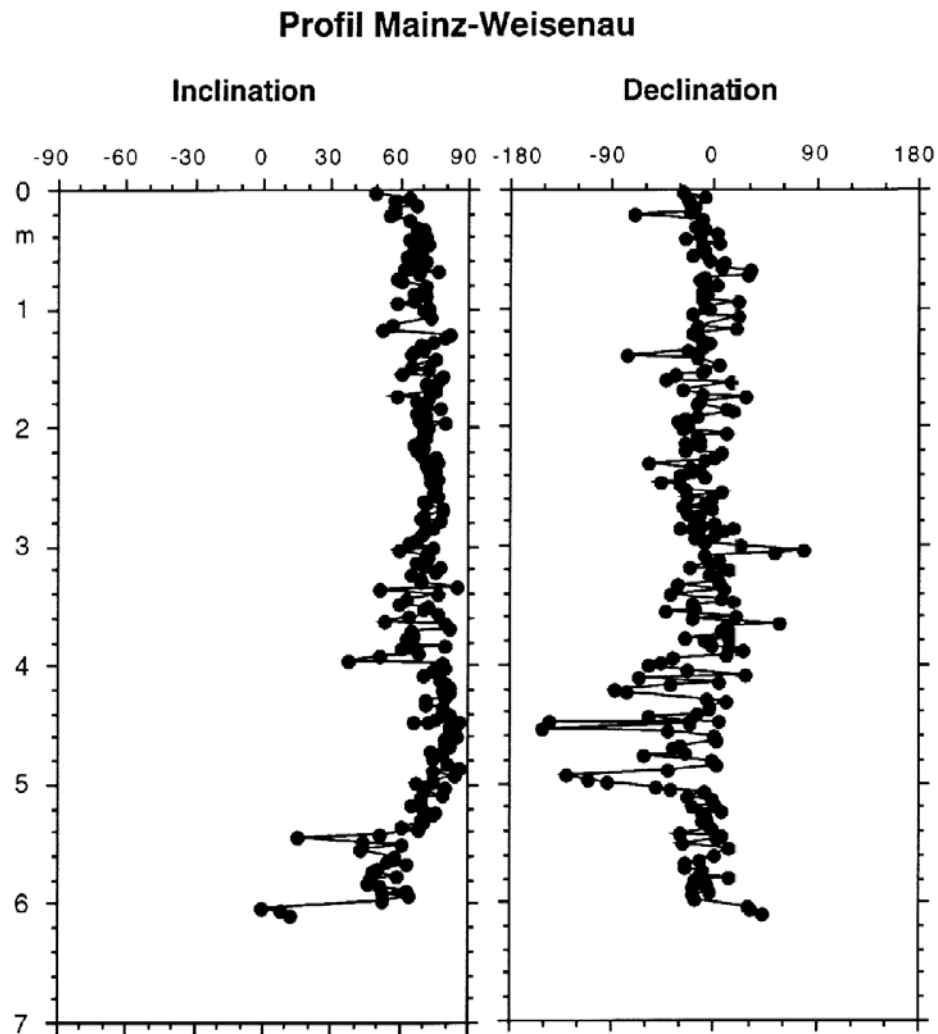


Abb. 70: Charakteristische Deklination und Inklination des Profils Mainz-Weisenau. Die dargestellten Messwerte wurden thermisch bei 300° C und im Wechselfeld bei 20 mT ermittelt.

Charakteristische Richtungen wurden bei 20 mT im Wechselfeld und bei 300° C bei thermischer Entmagnetisierung ermittelt (vgl. Tab. 8 & 9). Dies liegt durchaus im Rahmen bisher üblicher Methoden mit denen der Blake-Event sowohl am Tönchesberg/Deutschland (REINDERS & HAMBACH 1995: 413) als auch im chinesischen Löss (FANG et al. 1997: 76) nachgewiesen werden konnte.

Im Profil Mainz-Weisenau erreicht die Inklination niemals reverse Richtungen, während die Deklination auch in diesem Profil mit der für den Blake-Event charakteristischen Doppelamplitude aufwartet (vgl. JACOBS 1994, WORM 1997). Da es sich bei dem betreffenden BvAh-Horizont um keinen Umlagerungshorizont handelt, auch nicht um eine Fließerde, scheinen bodendynamische Faktoren für die Entstehung dieses Phänomens nicht in Frage zu kommen.

Tab. 8: Deklination und Inklination der Probe *m157* nach Wechselfeldentmagnetisierung. Die Probe wurde in 4,47 m Profiltiefe im BvAh-Horizont der unteren Mosbach-Humuszone entnommen.

AF-Wechselfeld in mT	Deklination in Grad	Inklination in Grad
<i>0,0</i>	235,3	53,7
<i>10,0</i>	276,2	80,1
<i>20,0</i>	214,5	86,2
<i>30,0</i>	186,6	80,3
<i>40,0</i>	196,4	79,4
<i>60,0</i>	174,7	75,5
<i>80,0</i>	192,3	54,6
<i>100,0</i>	190,7	46,3

Tab. 9: Deklination und Inklination der Probe *m147* nach thermischer Entmagnetisierung. Die Probe wurde in 4,26 m Profiltiefe im BvAh-Horizont der unteren Mosbach-Humuszone entnommen.

Heizschritte in ° Celsius	Deklination in Grad	Inklination in Grad
<i>20</i>	252,7	48,3
<i>100</i>	219,4	66,1
<i>150</i>	203,8	64,3
<i>200</i>	194,0	68,3
<i>250</i>	183,4	73,9
<i>300</i>	161,6	79,4
<i>350</i>	144,0	83,8
<i>400</i>	157,8	61,4
<i>450</i>	158,8	80,3
<i>500</i>	147,4	76,5
<i>525</i>	111,7	70,2
<i>550</i>	115,7	73,1
<i>580</i>	96,9	38,9
<i>610</i>	112,0	32,6
<i>640</i>	140,2	34,0
<i>680</i>	123,0	32,2

Sehr wahrscheinlich überlagern sich hier mehrere Richtungskomponenten. Die Proben besitzen auf jeden Fall eine pDRM und eine ChRM (vgl. Kap. 3.2.4). Möglicherweise ist die ChRM durch Ah-Horizontbildung und späterer Bv-Überprägung zweimal erworben.

Bei einer rein bioturbaten Störung dürften nicht nur so massive Deklinationsschwankungen auftreten, hier wäre auch die Inklination deutlich stärker von der normalen Richtung abweichend.

Ohne dass das Erdmagnetfeld zu irgendeiner Zeit der einzelnen Remanenzzerwerbsphasen revers war, ist es schwer vorstellbar, wie es zu diesen reversen Deklinationsrichtungen kommen konnte.

Trotzdem fehlt hier die eindeutig reverse Signatur. Beim Blake-Event war bislang auch immer die Inklination revers, so dass man diese Anomalien erst einmal nicht 1:1 mit dem Blake-Event korrelieren sollte.

### **5.6.5 Ergebnisse und Diskussion**

Das Profil Mainz-Weisenau ist eines der am besten aufgeschlossenen Unterwürmpfprofile Mitteleuropas. Über 6 m Sediment spiegeln hier einen Zeitraum von maximal 40.000 Jahren (105.000 bis 65.000 BP) wider (SEMMELE 1996: 18). So repräsentiert eine der 209 paläomagnetischen Proben durchschnittlich etwa 200 Jahre. Trotz der Ausnahmesituation in diesem Profil gibt es weitere Aufschlüsse im Rheinland mit einer sehr detaillierten Unterwürmgliederung, wie beispielsweise die Profile Koblenz-Metternich (BOENIGK & FRECHEN 1999: 124ff.) und Garzweiler (SCHIRMER 2000: 31ff.). Bei beiden Profilen waren auch oberhalb der eemzeitlichen Parabraunerde noch weitere Parabraunerden und Humuszonen aufgeschlossen. Auch Übergangstypen wie Parabraunerde-Tschernosem gab es im Profil Koblenz-Metternich.

Im Profil Mainz-Weisenau gab es mit Ausnahme der Unteren Mosbach-Humuszone mit Bt-Bildung in der tiefsten Stelle einer Rinne keine Parabraunerdebildungen. Vielmehr gab es mächtige Braunerde-Tschernoseme, die gewöhnlich in deutlich kontinentaleren Lössprofilen wie Novalia Etulia/Moldavien (SPASSOV 1999) oder in Karmaydan/Tadjikistan (BRONGER 1999) auftreten.

Im Profil Mainz-Weisenau repräsentiert nach allen bisherigen Erkenntnissen keine der Humuszonen den Eem-Boden (SEMMELE 1996: 13, BIBUS et al. 2002: 6). Auch pollenanalytisch gibt es keine Anzeichen für Interglazialzeiten innerhalb des Humuszonenskomplexes (vgl. BLUDAU in BIBUS et al. 1996). Somit ist die Untere Mosbach-Humuszone jünger als Eem. Nach IRSL-REGEN ist diese Humuszone etwa 100.000 Jahre alt (FRECHEN & PREUSSER 1996: 60) und nichts liegt näher, als sie mit dem Eem folgenden Interstadial (MIS 5c) zu korrelieren. Sie wäre damit in stratigraphischer Position der GRIP-Interstadialzyklen 23 und 24 (vgl. Abb. 71).

Auch die in der Unteren Mosbach-Humuszone befindlichen Molluskenfaunen sprechen für ein gemäßigtes Klima mit Bewaldung, jedoch nicht zwingend für Laubwald (BIBUS et al. 2002: 11).

In dieser paläomagnetischen Untersuchung wurden im Bereich der Unteren Mosbach-Humuszone Deklinationsanomalien festgestellt. Nur in dem Fall, dass die TL-Daten zu jung sind und das Eem doch mehrphasig ist (vgl. JOHNSEN et al. 1995, THOUVENY et al. 1994), wäre eine Parallelisierung dieser Deklinationsanomalien mit dem Blake Event denkbar. Die untere Mosbach-Humuszone wäre dann etwa 115.000 Jahre alt und würde die marinen Isotopenstufen 5e1 und 5e3 repräsentieren. Das ist aber nach allen zur Verfügung stehenden Daten (BIBUS et al. 2002: 11f.) sehr unwahrscheinlich, so dass die Herkunft der Richtungsanomalien offen bleiben muss.

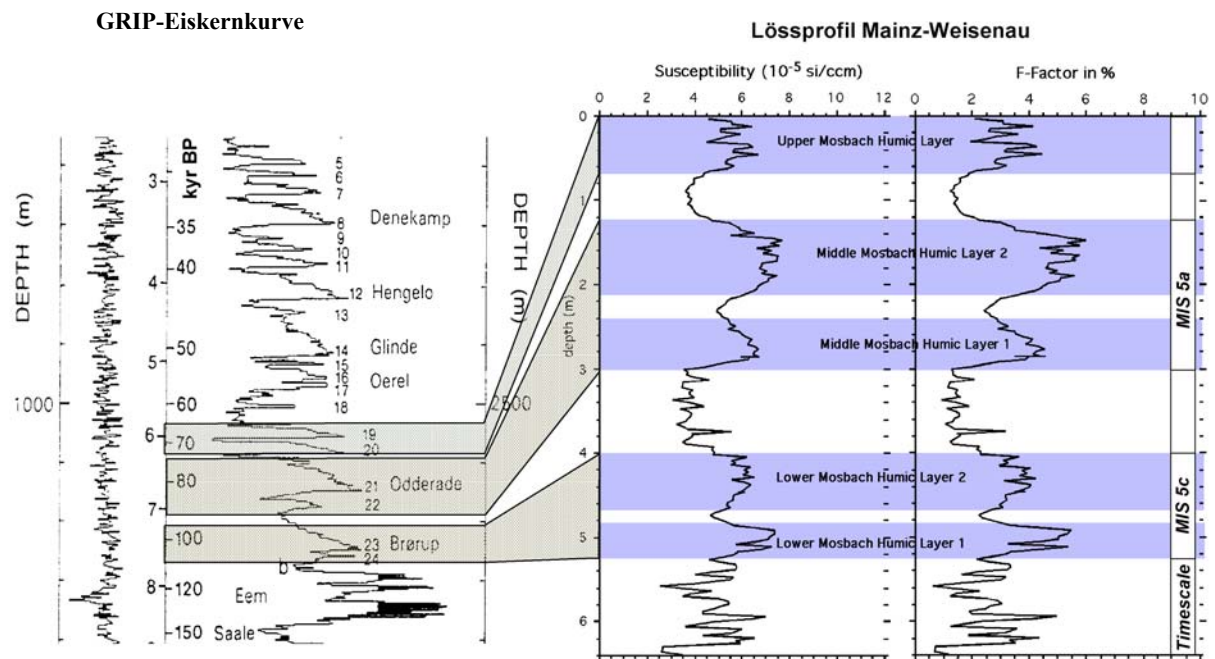


Abb. 71: Stratigraphische Einstufung des Lössprofils Mainz-Weisenau. Linke Seite: Auszug aus der GRIP-Eiskernkurve. - Aus: JOHNSEN et al. 1995: 118. Untere Mosbach-Humuszone 1 entspricht Interstadial 24, Untere Mosbach-Humuszone 2 dem Interstadial 23, Mittlere Mosbach-Humuszone 1 dem Interstadial 22, Mittlere Mosbach-Humuszone 2 dem Interstadial 21, die Obere Mosbach-Humuszone wird hier korreliert mit den Interstadialen der MIS 4 (19 und 20).

Anders als bei bisherigen Untersuchungen konnte eine Zweiteilung der Unteren Mosbach-Humuszone in dieser Arbeit auch durch Suszeptibilitätsmessungen nachgewiesen werden. Diese Zweiteilung spricht auch für eine Einstufung der Unteren Mosbach-Humuszone in die MIS 5c und folgt damit der Einstufung von SCHIRMER (2000: 34) und BIBUS et al. (2002: 11) auf Grundlage des bisherigen Fossilberichts.

Pollenstratigraphisch ist diese Humuszone ebenfalls als das thermisch anspruchsvollste Unterwürm-Interstadial einzustufen und würde damit mit dem St.Germain 1 aus dem Pollenprofil Grand Pile (WOILLARD 1978) zu korrelieren sein. Meines Erachtens ist hier der Catenaeffekt groß genug um die Diskrepanz im Pollenbefund zwischen dem Profil Mainz-Weisenau und Grand Pile erklären zu können.

Alles spricht für diese Einstufung, was aber bedeuten würde, dass es zwischen dem Stage 5e (Eem) und 5c (Interstadial) eine starke Erosionsphase gegeben haben muss, in deren Verlauf der Eemboden in diesem Profil trotz der geschützten Dellenposition vollständig abgetragen wurde (SEMMELE 1996).

Auch in der Umgebung dieses Profils konnte der letztwarmzeitliche Boden nicht gefunden werden, wofür aber durchaus auch spätere Erosionsphasen, beispielsweise an der Grenze MIS 4/3 verantwortlich sein könnten. Nimmt man alle Argumente zusammen, kann man sich dem Schluß der Einstufung der Unteren Mosbach-Humuszone in die MIS 5c nicht entziehen.

Die Einstufung der im Top folgenden Mittleren Mosbach-Humuszone in die MIS 5a ist nicht nur logisch, sondern mit vielen Argumenten untermauert. Durch Suszeptibilitätsmessungen konnte die schon lithologisch erkennbare Zweiteilung eindeutig belegt werden. Diese Zweiteilung korreliert hervorragend mit der ebenfalls zweigeteilten MIS 5a der GRIP-Eiskernkurve. Auch die TL-Daten mit einem Alter von etwa 80.000 Jahren nach IRSL-REGEN (FRECHEN & PREUSSER 1996: 60) sprechen für diese Einstufung (SCHIRMER 2000: 34, BIBUS et al. 2002: 11).

Die Obere Mosbach-Humuszone ist keinesfalls vollständig erhalten. Im oberen Bereich kam es zu Abtragung und Umlagerung, weiter zum Top hin folgt mit der Niedereschbacher Zone eine kräftige Umlagerungsphase an der Grenze Unterwürm/Mittelwürm. In vielen mitteleuropäischen Profilen, so auch in Garzweiler greift eine Oberwürm-Diskordanz, von SCHIRMER (1999: 89) als Eben-Diskordanz bezeichnet, bis in das Unterwürm hinein. Auch an der Grenze MIS 4/5, im Bereich der Niedereschbacher Zone (SEMMELE 1996) kommt es zu starker Abtragung.

So muss klar sein, dass die Obere Mosbach-Humuszone in kaum einem weiteren Profil erhalten ist. Trotz einiger offen bleibender Fragen, scheint doch die Obere Mosbach-Humuszone mit den GRIP-Interstadialzyklen 19 und 20 korrelierbar zu sein (SCHIRMER 2000: 34, BIBUS et al. 2002: 11) Sowohl die Doppelung als auch die TL-Daten sprechen dafür (vgl. Kap. 5.6.2). So ist auch dieses Interstadial noch Bestandteil des letztwarmzeitlichen Pedokomplexes, erst danach setzen kaltzeitliche Bedingungen mit starker Abtragung ein, welche SCHIRMER dann auch als euglaziale Bedingungen bezeichnet (SCHIRMER 2000: 25ff.).

In vielen mitteleuropäischen Profilen befindet sich, oft kondensiert, über einer letztinterglazialen Parabraunerde, die wie in Kesselt (vgl. Kap. 5.4), Veldwezelt-Hezerwater (BRINGMANS et al. 2001) oder in Garzweiler (SCHIRMER 2000: 35f.) durchaus mehrphasig sein kann, eine Humuslage.

Die Mittlere und Untere Humuszone in Mainz-Weisenau bieten im basalen Teil eine Verbraunung, so dass sich die Frage stellt, ob diese Bodenbildungen sich im Niederrheingebiet zeitgleich als Parabraunerden ausbilden konnten. Falls ja, käme man zu einer Korrelation der Unteren Mosbach-Humuszone mit dem Pesch-Boden und der Mittleren Mosbach-Humuszone mit dem Holz-Boden.

Falls nein, hätten wir oberhalb der eemzeitlichen Parabraunerde mindestens 8 Interstadiale (Pesch-Boden, Holz-Boden, Titz-Boden, Untere Mosbach-Humuszone 1 & 2, Mittlere Mosbach-Humuszone 1 & 2 und Obere Mosbach-Humuszone).

Keinesfalls sollte man in Betracht ziehen, manche der Mosbach-Humuszonon seien allochthon entstanden. Alle Kurvenverläufe der magnetischen Messungen dieser Arbeit, als auch der Pollenkurven (BIBUS et al., 1996: 41) belegen eine in situ Bildung der Humuszonon. Lediglich am Top der Oberen Mosbach-Humuszone kam es zu deutlicheren Umlagerungen.

## 5.7 Das Profil Schwalbenberg

### 5.7.1 Forschungsgeschichte

Die Lokalität Schwalbenberg liegt am nördlichen Ufer der Ahr, direkt an der Rheinmündung (vgl. Karte 1). Auf einer Mittelterrasse liegt ein bis zu 22 m mächtiges Lösspaket, das Hauptgegenstand der Untersuchungen ist. Nachdem BIBUS (1980) dieses Profil erstmals beschrieb, viele der aufgeschlossenen Böden jedoch für allochthon hielt, widmete sich seit 1989 vor allem W. SCHIRMER (1990c, 1991 und 1995) diesem Profil.

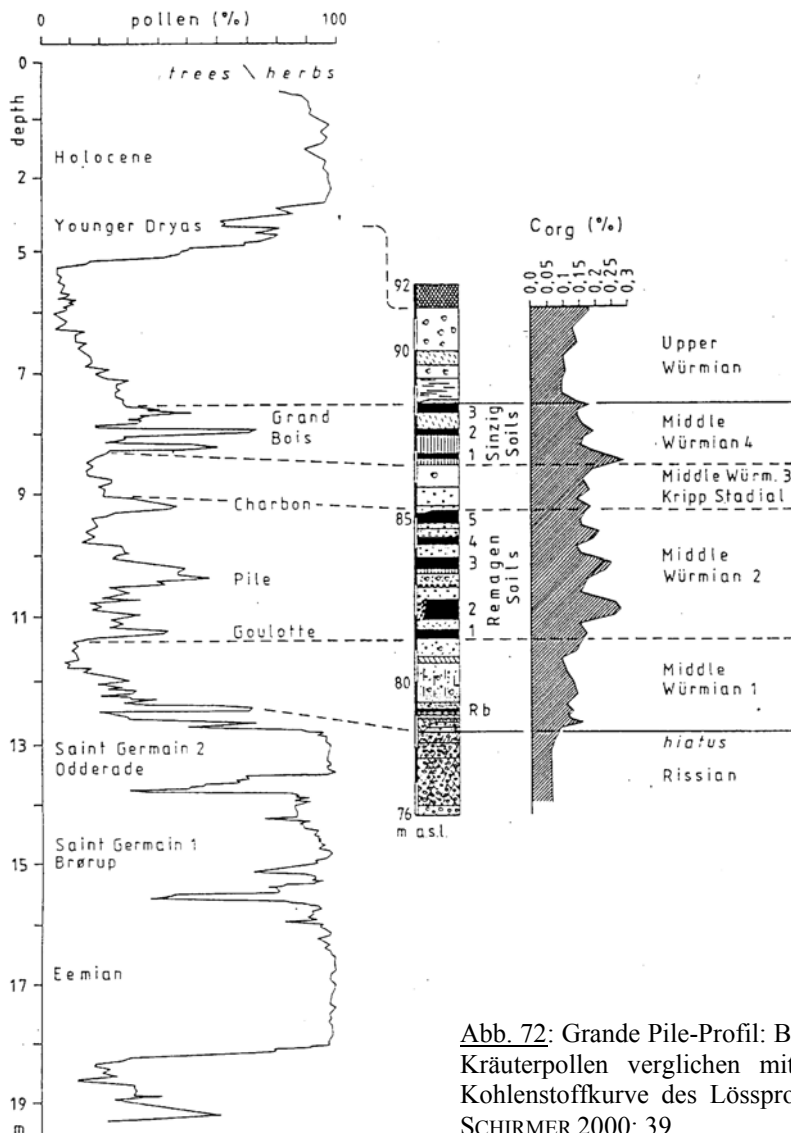


Abb. 72: Grande Pile-Profil: Baum- und Strauchpollen gegen Kräuterpollen verglichen mit der Profilabfolge und der Kohlenstoffkurve des Lössprofils Schwalbenberg I. - Aus: SCHIRMER 2000: 39.

Dieses Profil war fast 11 Jahre lang Forschungsgegenstand der Abteilung Geologie an der Universität Düsseldorf (1989-2000). Immer wieder wurden in diesem Zeitraum neue Profile angelegt um ein möglichst vollständiges Profil zusammensetzen zu können. Für die paläomagnetischen Untersuchungen wurden im Profil Schwalbenberg II im Jahr 1997 insgesamt 323 vollständig orientierte Proben genommen. Sowohl die Anordnung der Böden, als auch die Abnahme der Intensität von der Basis zum Top, sowohl innerhalb der Remagen-Böden, als auch innerhalb der Sinzig-Böden, drängten SCHIRMER (1991: 75, 1995: 531) zu einem Vergleich mit Eiskernkurven aus Grönland (Dye 3 und Camp Century drilling).

Es zeigte sich, dass die Bodenabfolge im Profil Schwalbenberg die im grönländischen Eis (DANSGAARD et al. 1984) gespeicherten Klimaschwankungen hervorragend widerspiegelt. Aber auch Vergleiche mit dem Pollenprofil Grande Pile (WOILLARD 1978) zeigen gute Übereinstimmungen (vgl. Abb. 72). Die acht braunen Böden des Mittelwürmsabschnittes im Profil Schwalbenberg sind als Kalkbraunerden zu bezeichnen. Sowohl die C-Gehalte, als auch der Tongehalt ist in den Böden erhöht (SCHIRMER 2000: 35). Die Molluskenfaunen der braunen Böden zeigen ebenfalls deutliche Anzeichen für wärmere Klimaphasen in diesem Profilabschnitt (SCHIERMEYER 2000) (vgl. Tab. 10). Die untere Gruppe der Remagen-Böden wird von den hangenden Sinzig-Böden durch einen feuchtkalten Lössabschnitt getrennt, der als Kripp-Stadial bezeichnet wird. Aufgrund der Lage des Profils an der Ahrmündung fasst SCHIRMER (2002b: 11) den Komplex bestehend aus Remagen-Böden, Kripp-Stadial und Sinzig-Böden als Ahr-Interstadial-Komplex zusammen.

Tab. 10: Auflistung der durch Molluskenfaunen ermittelten Wärmeschwankungen im Profil Schwalbenberg. Die Ausprägung der Eigenschaften wird durch die Symbole —, x, xx und xxx (sehr gering, gering, mäßig, groß) quantifiziert. - leicht modifiziert nach: SCHIERMEYER, 2000: 88. Die Proben 17/18 sind aus dem R1-Boden, die Proben 20/21 aus dem R2-Boden, die Proben 27/28 aus dem R3-Boden, die Probe 31 aus dem R4-Boden, die Probe 36 aus dem R5-Boden und die Proben 41/42, 44/45 und 49 sind aus den Sinzig-Böden entnommen.

<i>Probe</i>	<i>Dauer</i>	<i>Erwärmung</i>	<i>Feuchtigkeit</i>
<b>Oberwürm</b>			
62	x	x	xx
56	x	x	xx
(52)	(xx)	(xxx)	(xxx)
<b>Mittelwürm</b>			
49	xxx	xxx	xxx
44/45	xxx	xx	xxx
41/42	xxx	xx	xxx
38	xx	x	xxx
36	xxx	x	xxx
31	xx	x	x
27/28	xxx	xx	xxx
26	xx	x	x
24	x	xx	xx
20/21	xxx	xx	x
17/18	xxx	x	—
10	x	x	x
8	x	x	—
5	x	xx	x



TL-Proben, die knapp oberhalb der Sinzig-Böden entnommen wurden ergaben Alter von 29,6 und 31,3 ka BP (ZÖLLER et al. 1991: 409), was ebenfalls für ein mittelwürmzeitliches Alter der acht braunen Böden spricht. Auch die von M. FRECHEN in diesem Profil ermittelten TL-Alter des Ahr-Interstadial-Komplexes lagen zwischen 30 und 50 ka BP (SCHIRMER 2000: 36).

### 5.7.1 Lage und Profillithologie

Die Schotter an der Profilbasis werden bis heute als jüngste Mittelterrasse eingestuft (SCHIRMER 1990: 105). Die Terrassenoberfläche, die Basis des Profils ist, wurde zum Teil erodiert. Ihr fehlt wenigstens das Auensediment und obere Teile des Auenbodens. Innerhalb der obersten Teile des Schotters findet sich, soweit erhalten, eine Schotterparabraunerde, die in das Eem-Interglazial gestellt wird (SCHIRMER 1990, 1995).

An der Basis beginnen die Terrassendeckschichten mit Lössfließerden, die 3-3,5 m Mächtigkeit besitzen. Darüber folgt äolischer Löss mit eingeschalteten braunen Böden als auch Nassböden. Stark vereinfacht kann man das Profil in vier Abschnitte gliedern (SCHIRMER 1990: 105):

<i>Abschnitt</i>	<i>Mächtigkeit in m</i>	<i>Abschnittsbeschreibung</i>
IV	3,5	Äolischer Löss mit Nassböden und rezenter Parabraunerde im Profiltop
III	6,6	Äolischer Löss mit 8 schwachen braunen Böden, dazwischen Nassböden
II	2,7	Lössfließerden mit Nassböden meist vom Gleytyp
I	0,7	Lössfließerden mit starker Aufarbeitung des Liegenden

*Abschnitt I* beginnt an der Basis mit einer rötlichen Fließerde. In diesen Horizont ist eindeutig Bodenmaterial der eemzeitlichen Parabraunerde mit eingearbeitet. Über einem Feinkiesband, in 50-70 cm Höhe über dem Terrassenniveau folgt eine weitere, kräftig braune Fließerde. Diese kräftig verbrauchte Fließerde wird im Folgenden auch als Reisberg-Boden angesprochen.

*Abschnitt II* wird weiterhin durch Lössfließerden aufgebaut. Zum Teil sind die Fließerden verbraunt oder vernässt. Im Falle einer Vernässung handelt es sich durchweg um Nassböden des Gleytyps.

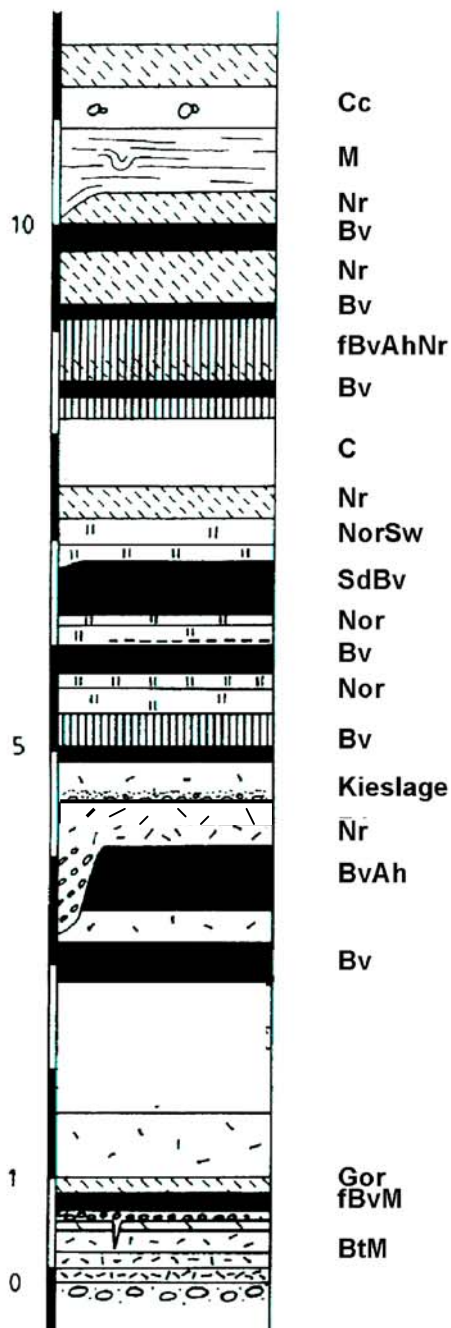
*Abschnitt III* stellt den Mittelwürmabschnitt mit acht Interstadialen Bodenbildungen dar. Grob können zwei zeitliche Abschnitte mit der Bildung von braunen Böden unterschieden werden: Im Liegenden die Remagen-Serie mit fünf braunen Böden, dazwischen geschaltet das Kripp-Stadial mit rein äolischem Löss, darüber die Sinzig-Serie mit drei braunen Böden. In die Serie der braunen Böden sind immer wieder Nassböden integriert.

*Abschnitt IV* beginnt an der Basis mit Schwemmlössen, die nach oben in äolischen Löss übergehen, was als eine Veränderung vom feuchtkalten zum kaltariden Klima gewertet werden kann. Den Profilabschluss im Top bildet die rezente Parabraunerde.

Im Folgenden werden noch einmal alle paläomagnetisch beprobten Horizonte vom Top zur Basis einzeln beschrieben:

<b>Cc</b>	40 cm, L, u, hellgraugelb, kalkhaltig, einzelne Lösskindel
<b>M</b>	65 cm, Schwemmlöss, L, u, hellbraungelb bis hellgraugelb gebändert, kalkhaltig
<b>Nr</b>	30 cm, L, u, hellbraungrau, sehr schwach rostfleckig, kalkhaltig, Kalkpseudomycele, wenige kleine Lösskindel, wenige kleine Fe-Mn-Konkretionen
<b>Bv</b>	25 cm, <i>Sinzig-Boden 3</i> , L, u, hellbraun, kalkhaltig, Kalkpseudomycele
<b>Nr</b>	50 cm, L, u, hellbraungrau, stark kalkhaltig, gelegentlich Lösskindel, sehr wenig Kalkpseudomycele, basal umgelagertes braunes Material des Liegenden
<b>Bv</b>	15 cm <i>Sinzig-Boden 2</i> , L, u, schwach tonig, kalkhaltig, gelegentlich Lösskindel, Fe-Mn-Konkretionen, wenig Kalkpseudomycele
<b>BvNr</b>	60 cm, L, u, hellbraun, kalkhaltig, basal Anzeichen für umgelagertes Humusmaterial, schwache Vernässung
<b>Bv</b>	35 cm, <i>Sinzig-Boden 1</i> , L, u, braun, kalkhaltig,
<b>C</b>	65 cm, Löss, L, u, hellgelbbraun, stark kalkhaltig, Kalkpseudomycele
<b>Nr</b>	30 cm, L, u, hellbraungrau, Kalkpseudomycele
<b>NorSw</b>	40 cm, Fließerde, L, u, hellgraubraun, zur Basis hin immer stärker grau- und rostgefleckt, bräunliche Fließerdeschollen bis 10 cmØ, Kalkpseudomycele, diskordant ins Liegende greifend
<b>SdBv</b>	50 cm, <i>Remagen-Boden 5</i> , Fließerde, L, u, hellbraun, kalkhaltig, vertikale rostgeränderte typische Pseudogleybahnen, Klakpseudomycele
<b>Nor</b>	30 cm, leichte Fließerdeerscheinungen, L, u, hellgraubraun, kalkhaltig, ins Liegende hinein immer schwächer rost- und graufleckig, an der Basis existieren zum Teil mm-feingeschichtete Schwemmlagen
<b>Bv</b>	25 cm, <i>Remagen-Boden 4</i> , schwache Fließerde, L, u, hellbraun, Kalkpseudomycele, kalkhaltig, vereinzelt feine Mittelkieslagen, vertikale bioturbate Gänge
<b>Nor</b>	40 cm, L, u, sehr schwach feinkiesig, hellgraubraun, stark grau- und rostfleckig
<b>Bv</b>	45 cm, <i>Remagen-Boden 3</i> , L, u, sehr schwach feinkiesig, leichte Fließerdestrukturen, kalkhaltig, Verbraunung hat im hangenden eine leichte Graukomponente, im Liegenden ist die Verbraunung deutlich stärker
<b>C</b>	40 cm, L, u, schwach feinkiesig, hellgelbbraun, kalkhaltig, Lösskindel, Fe-Mn-Konkretionen, an der Basis befindet sich ein bis zu 5 cm mächtiges Kiesband
<b>Nor</b>	20 cm, <i>Remagen-Boden 2a</i> , umgelagertes Bodenmaterial, im Top durch die Kieslage diskordant abgeschnitten, L, u, schwach feinsandig und feinkiesig, Fe-Mn-Konkretionen
<b>Nor</b>	20 cm, L, u, schwach feinkiesig, grau- und rostfleckig, Fe-Mn-Konkretionen
<b>AhBv</b>	60 cm, <i>Remagen-Boden 2</i> , L, u, graubraun, schwach humos, kalkhaltig, viele Fe-Mn-Konkretionen
<b>BvC</b>	30 cm, L, u, Fließerde, hellgraubraun, kalkhaltig
<b>Bv</b>	40 cm, <i>Remagen-Boden 1</i> , L, u, hellbraun, kalkhaltig
<b>Cc</b>	120 cm, L, u, hellbraun, einzelne Fließerdeschollen von 5- 20 cm Ø vor allem im Top und an der Basis eingelagert, Lösskindel
<b>Cc</b>	60 cm, L, u, schwach feinkiesig, kleine Mn-Flecken
<b>Gor</b>	20 cm, L, u, fs, hellbraungrau, kalkhaltig, Lösskindel, Mn-fleckig,
<b>fBvM</b>	20 cm, <i>Reisberg-Boden</i> , Fließerde, L, u, fs, braun, stark Mn-fleckig, kalkhaltig
<b>Nor</b>	30 cm, L, u, fs, hellgrau, hellgraubraune Flecken, rostfleckig, kalkhaltig
<b>BtM</b>	30 cm, L, fs, u, hellrötlichbraun, kalkhaltig, Bt-Schollen aus dem Liegenden zum Teil fließerdeartig eingearbeitet

## Profil Schwalbenberg II



Für das hier dargestellte Gesamtprofil wurden nicht alle Horizonte bodentypologisch differenziert. Das Profil wurde vereinfacht dargestellt, soweit dies sinnvoll war. Schon im Gelände war deutlich sichtbar, dass die Remagen-Böden eine stärkere Verbraunung zeigten als die Sinzig-Böden (vgl. Abb. 73).

Der Abschnitt der Sinzig-Böden war relativ oft von Tundrennassböden durchsetzt oder überprägt. Im Abschnitt der Remagen-Böden traten vor allen Geflechte Nassböden auf. Auch wenn die braunen Böden zum Teil als Fließerden vorlagen, so waren sie doch deutlich abgesetzt vom zum Teil äolischen Löss, der die Zwischenschichten bildete.

Für die paläomagnetische Probenahme war vor allem der Mittelwürmabschnitt interessant. Das Oberwürm, mit der rezenten Parabraunerde wurde nicht beprobt. Insgesamt kann das Gesamtprofil, gemessen von der Schotterkante bis zur heutigen Oberfläche eine Mächtigkeit von bis zu 22 m erreichen (BIBUS 1980, SCHIRMER 1990, 1991).

Abb. 73: Vereinfachte Profillithologie des Lössprofils Schwalbenberg II auf Grundlage der Profilaufnahme SCHIRMERS (unveröff.); die Abweichung von der Aufnahme Schwalbenberg I (SCHIRMER 1991: 72) ist gering.

### 5.7.2 Suszeptibilitätsmessungen

Die bereits durch C-Gehalts-Kurven und Phosphorkurven gesammelten Daten zu der Profilaufnahme des Schwalbenbergs sollten auch durch Suszeptibilitätsdaten des Profils komplettiert werden. Der erste optische Eindruck des Profils, in denen die Remagen-Böden deutlich kräftiger ausgebildet sind als die Sinzig-Böden, konnte auch durch Suszeptibilitätsmessungen bestätigt werden (vgl. Abb. 74).

An der Basis des Profils erscheint 60 cm oberhalb der Terrassenkante eine braune Fließerde mit hohen Suszeptibilitätswerten. Der hangende Abschnitt bis zu den Remagen-Böden ist durch Lössfließerden und schwachen Nassböden aufgebaut. Erwartungsgemäß ist die gemessene Suszeptibilität relativ konstant, aber mit Werten um  $25 * 10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$  liegt sie immer noch deutlich über dem Niveau der hangenden Horizonte.

Bei 2,80 m über dem Terrassenschotter beginnen die Remagen-Böden. Insgesamt nehmen die Suszeptibilitätswerte ins Hangende hinein immer mehr ab, das gilt auch für die Abfolge der Remagen-Böden. Die Lössfließerde, die zwischen dem R1-Boden und dem R2-Boden liegt, beinhaltet möglicherweise doch noch mehr Bodenmaterial als angenommen, jedenfalls erfolgt der Einschnitt in den Messwerten zwischen dem R1- und dem R2-Boden deutlich höher.

Das Low zwischen R1 und R2 entstammt einer schwachen Vernässung im unteren Bereich des R2-Bodens. Vergleichend betrachtet stellen R1- und R2-Boden gemessen an den Suszeptibilitätswerten die intensivsten Bodenbildungen im Ahr-Interstadial-Komplex dar. Innerhalb einer vernässten Fließerde, oberhalb des R2-Bodens scheint es noch eine weitere Bodenbildung zu geben, die in einer bisherigen Profilaufnahme nicht auffiel. Diese Lage wird im Weiteren als R2a-Boden bezeichnet. Dieser Boden befindet sich direkt unterhalb einer Kieslage, 4,50 m über der Terrasse.

Während die weiter nach oben folgenden Böden R3 und R4 durch deutliche Peaks in der Suszeptibilitätskurve gekennzeichnet sind, gehen die Messwerte im R5-Boden stark zurück. Dieser Boden ist vom Top her von einem Nassboden überprägt worden. Der R5-Boden liegt so auch als SdBv-Horizont vor.

Weiter zum Top treten die Sinzig-Böden in der Suszeptibilitätskurve kaum noch in Erscheinung. Zu stark scheint aus paläomagnetischer Sicht in diesem Profilabschnitt die Überprägung durch Nassböden zu sein. Viele magnetische Minerale wurden unter reduktivem Milieu abgebaut (vgl. Kap. 3.2.5.3). Lediglich der S2-Boden tritt noch mit einem Maximum in der Suszeptibilitätskurve auf. Dies verwundert umso mehr, als dass im Abschnitt der Sinzig-Böden kaum mehr und intensivere Nassböden lithologisch erfasst werden konnten als im liegenden Remagen-Abschnitt. Bei der Profilaufnahme als auch in der Kohlenstoffkurve (SCHIRMER 1990: 106) scheint doch der S1-Boden die intensivste Bodenbildung im Abschnitt der Sinzig-Böden darzustellen.

Im Vergleich zu anderen Lössprofilen ist die Suszeptibilität eher durchschnittlich. Die Messwerte liegen etwa zwischen  $15$  und  $35 * 10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$  und damit ziemlich genau im Bereich der Messwerte aus dem Profil Erkelenz, wo hingegen die Messwerte im Profil Mainz-Weisenau mit  $35$ -  $70 * 10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$  etwa doppelt so hoch ausfielen.

## Profil Schwalbenberg II

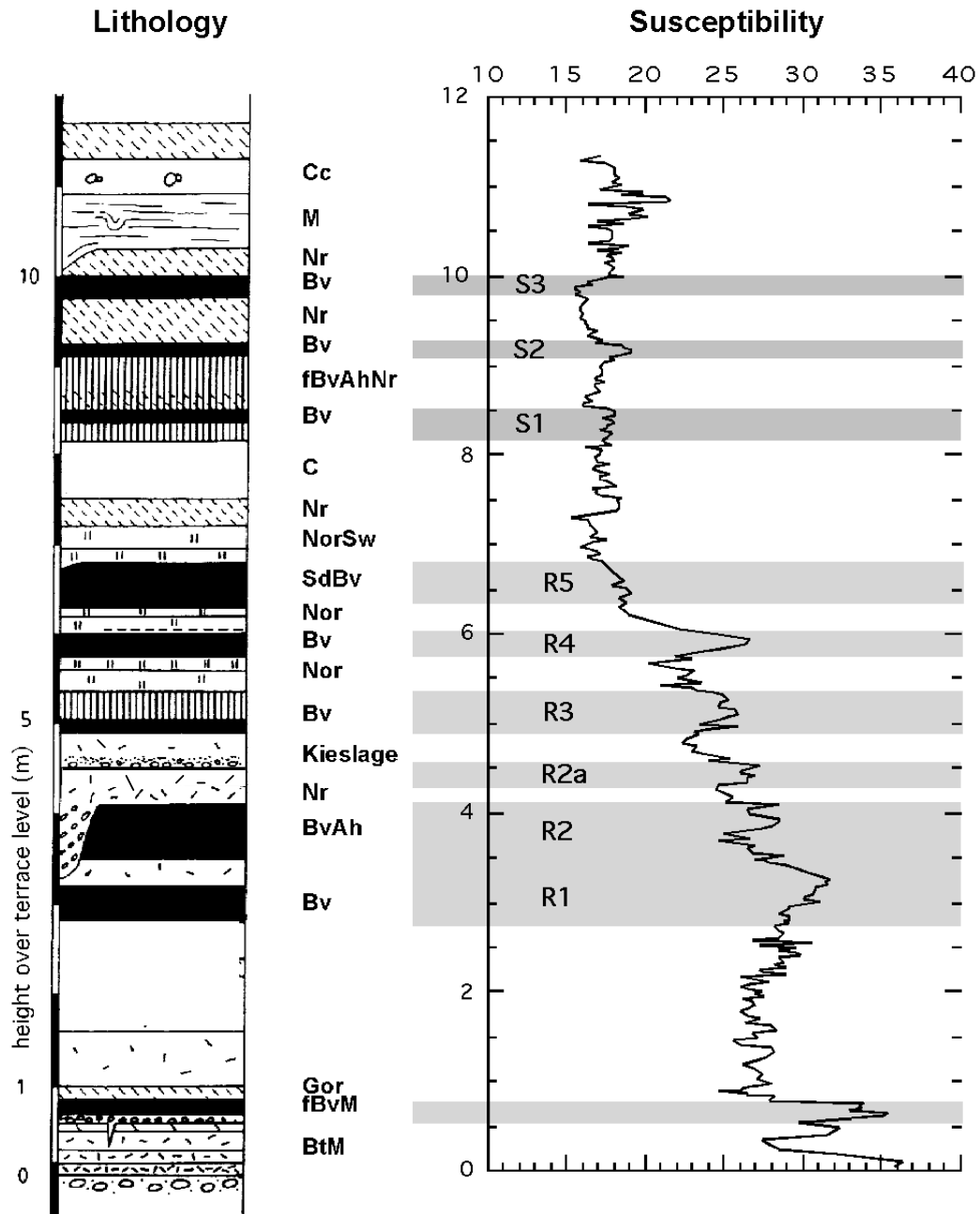


Abb. 74: Suszeptibilitätskurve des Lössprofils Schwalbenberg II. Die Suszeptibilität ist in  $10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$  angegeben.

Messungen der frequenzabhängigen Suszeptibilität brachten keine klaren Ergebnisse. Der gemessene Anteil an superparamagnetischen Mineralen schwankte etwa zwischen 0 und 5%. Oftmals lagen die Messwerte allerdings im Bereich der Fehlergrenze.

Auch die gemittelte Kurve zeigte keinerlei Tendenzen, nicht einmal eine vermutete Erhöhung der Werte im Bereich der Remagen-Böden. Auch drei getrennte Messreihen und ein Filtern der Daten und anschließende Mittelung der Werte brachten keine besseren Ergebnisse, womit hier eine Einschätzung des superparamagnetischen Anteils erst einmal offen bleiben muss.

### Profil Schwalbenberg II

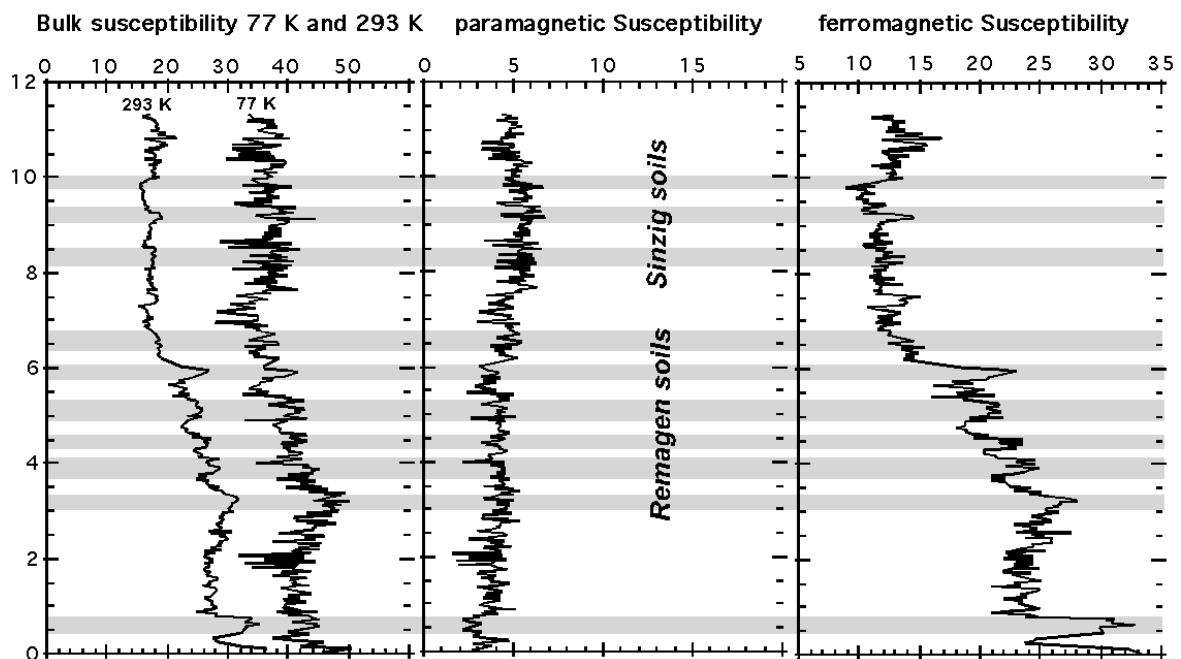


Abb. 75: Suszeptibilität des Profils Schwalbenberg II bei 77° und bei 293° Kelvin. Die Volumensuszeptibilität, die paramagnetische und die ferromagnetische Suszeptibilität sind in  $10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$  angegeben.

So wurden in diesem Profil, unter Berücksichtigung des *Curie-Weiß-Gesetzes*, das besagt, dass sich paramagnetische Teilchen bei Temperaturänderungen anders verhalten als ferromagnetische Minerale, Messungen der Suszeptibilität bei 293° und bei 77° Kelvin durchgeführt (vgl. Ab

Es zeigte sich, dass 6 m über dem Terrassenniveau, direkt oberhalb des R4-Bodens ein starker Rückgang der ferromagnetischen Suszeptibilität zu beobachten ist. Oberhalb des R4-Bodens endeten die Fließerden und es wurde verstärkt Schwemmlöss als auch äolischer Löss sedimentiert. Auch Nassböden treten in dem Abschnitt der Sinzig-Böden auf, so dass mit dem beginnenden Kripp-Stadial, möglicherweise ein Übergang zu einem länger andauernden feuchteren Mittelwürmklima eingeleitet wird, das sich mit weiterer Temperaturabnahme bis in das Oberwürm durchzieht. Im Bereich der Remagen-Böden kann gezeigt werden, dass die Böden R1 bis R4 durch kräftige Peaks in der Kurve der ferromagnetischen Suszeptibilität gekennzeichnet sind. Dadurch, dass hier der paramagnetische Anteil herausgefiltert wurde, ist die Abhängigkeit von Klima und der Bildung ferromagnetischer Minerale noch deutlicher sichtbar.

Der Anteil der paramagnetischen Minerale an der Volumenssuszeptibilität liegt im Basisabschnitt bis oberhalb des R4-Bodens bei 10-15%, im Abschnitt darüber, bis an die Obergrenze des S3-Bodens bei etwa 20-40 %. Der paramagnetische Anteil geht dann im hangenden Oberwürmlöss wieder leicht zurück.

### 5.7.3 NRM-Messungen

NRM-Messungen am Profil Schwalbenberg brachten keine Deklinations- oder Inklinationsschwankungen zu Tage. Die NRM-Intensität, über das gesamte Profil gesehen, lag im Bereich zwischen 1 und  $3 \cdot 10^{-5} \text{Am}^2/\text{kg}$  und damit am niedrigsten bei allen bisher gemessenen Profilen (vgl. Kap. 5.2 bis 5.6; Abb. 76).

### Profil Schwalbenberg II

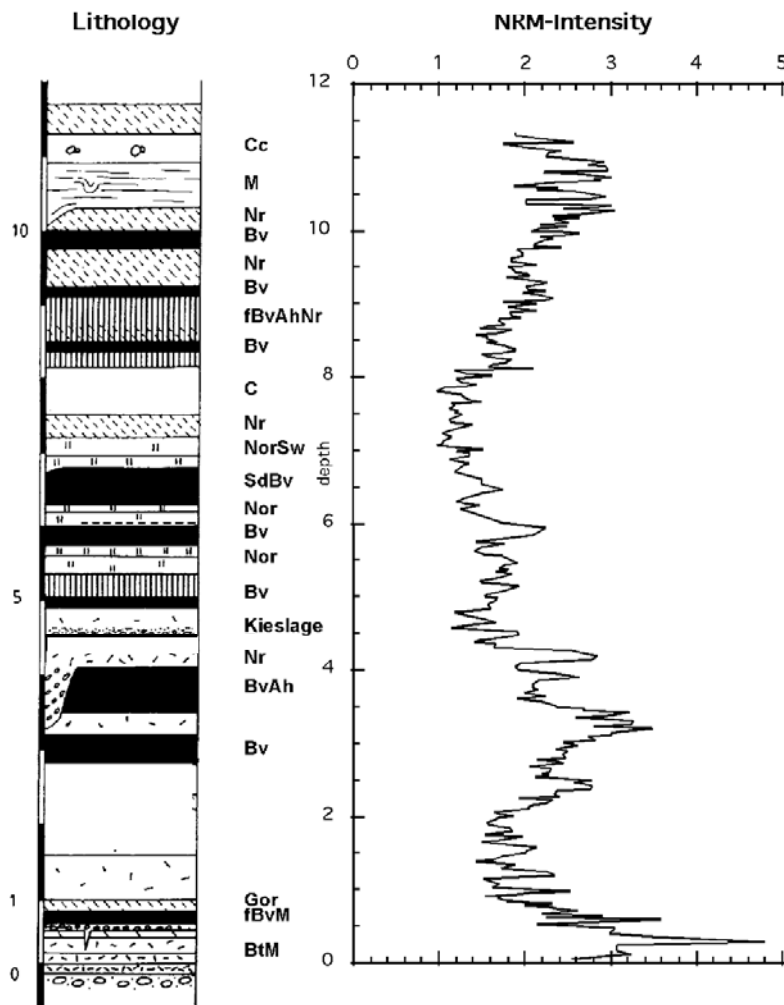


Abb. 76: NRM-Intensitätskurve des Profils Schwalbenberg II. Die NRM ist in  $10^{-5} \text{Am}^2/\text{kg}$  angegeben.

Eine direkte Analogie zwischen hohen NRM-Intensitäten und Bodenbildungshorizonten, wie dies beispielsweise am Profil Mainz-Weisenau möglich war ist an diesem Profil nicht erkennbar (vgl. Abb.74). Lediglich der R4- und der R1/R2-Boden erscheinen auch in der NRM-Intensitätskurve als deutliches Maximum.

Im Bereich zwischen 4,50 m und 8 m über dem Terrassenniveau erscheinen die Messwerte deutlich niedriger, mit Minima bei 4,50 und 7,50 m. Die Intensität der NRM ist in diesem Niveau deutlich schwächer, was nicht nur auf lithologische Änderungen innerhalb des Profils zurückzuführen sein kann. Richtungsanomalien in diesem Abschnitt bleiben allerdings aus (Abb. 77).

### Profil Schwalbenberg II

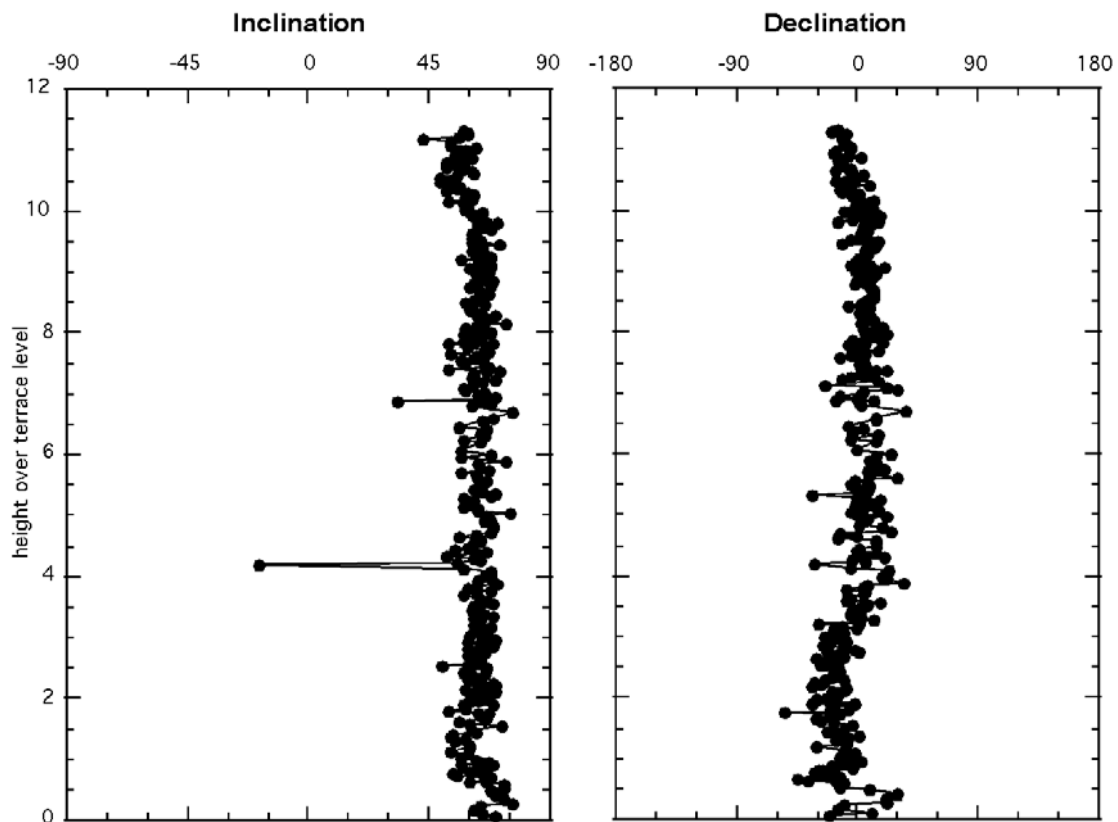


Abb. 77: Deklination und Inklination des Profils Schwalbenberg II.

Bei zwei Proben treten zwar Inklinationsschwankungen auf, doch die Deklination dieser Proben bleibt im normalen Bereich, so dass diese beiden Proben sicher nicht als ein paläomagnetisches Ereignis anzusprechen sind.



### 5.7.4 Relative Paläointensität

Das Profil Schwalbenberg ist wie alle vorhergehenden Profile dieser Arbeit durch ganz unterschiedliche lithologische Einheiten geprägt. Braune Bodenhorizonte wechseln mit Lössfließerden und Nassböden ab. Eine Normalisierung der NRM ist nötig um in den Proben enthaltene Signale von Schwankungen der Intensität des Erdmagnetfeldes freizulegen.

Neben einer Normalisierung mit der Suszeptibilität wurde bei diesem Profil auch eine Normalisierung mit  $NRM/\chi_{\text{ferro}}$  durchgeführt, da auch nur die ferromagnetischen Minerale einen Beitrag zur NRM liefern, womit die paramagnetische Komponente der Proben so weit wie nur möglich ausgeschaltet werden sollte. Pilotproben ergaben, dass auch nach Entmagnetisierung der Proben im Wechselfeld mit 100 mT immer noch durchweg mehr als 40% der Anfangsmagnetisierung der NRM enthalten war.

Eine Normalisierung der NRM mit  $\chi$  als auch mit  $\chi_{\text{ferro}}$  brachte ähnliche Ergebnisse. Das schon in der NRM-Intensitätskurve zu sehende Minimum zwischen 4,50 und 8 m ist auch in den Kurven  $NRM/\chi$  und  $NRM/\chi_{\text{ferro}}$  dokumentiert (vgl. Abb. 78). Es zeichneten sich zwei Minima bei 4,50 und bei 7,50 m ab, innerhalb eines Bereiches niedriger Paläointensität zwischen 4 und 8 m.

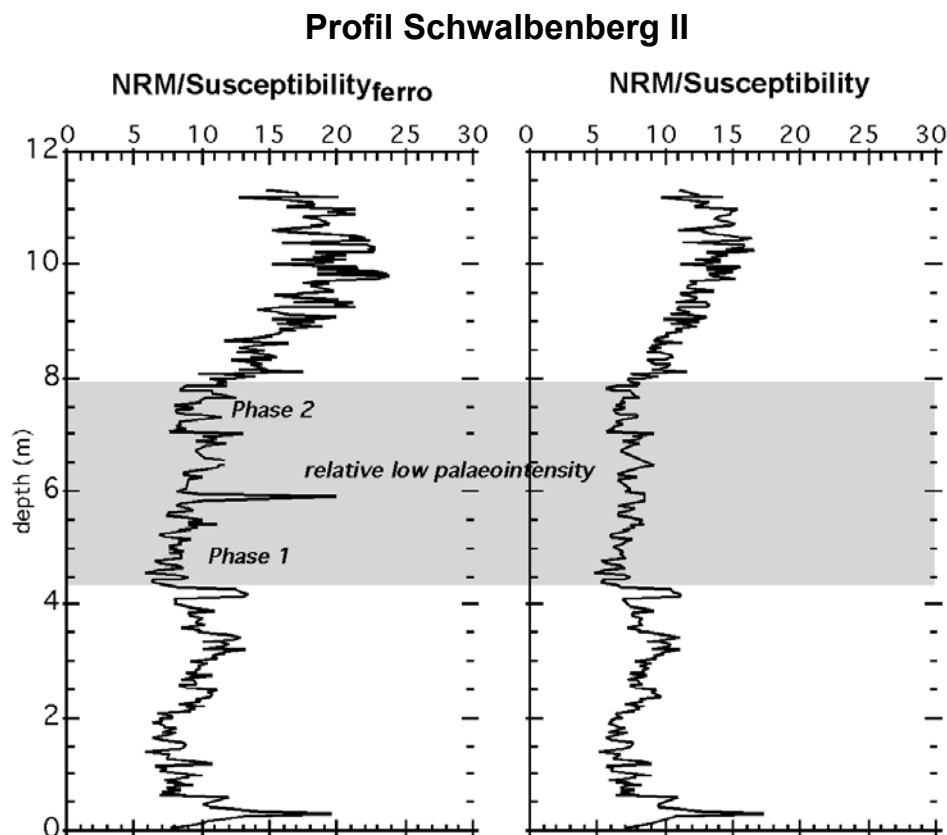


Abb. 78: Relative Paläointensität des Profils Schwalbenberg II, dargestellt mit den Kurven  $NRM/\chi$  und  $NRM/\chi_{\text{ferro}}$ .

Dieser Profilabschnitt mit niedrigen Paläointensitäten beinhaltet die Oberen Remagen-Böden R3 bis R5 sowie das Kripp-Stadial bis an die Untergrenze des S1-Bodens. Folgt man der bisherigen Einstufung SCHIRMERS (2000: 43) umfasst dieser Abschnitt des Profils Schwalbenberg dem Zeitraum vom Interstadial 12 bis unterhalb des Interstadials 8 in der GRIP-Eiskernkurve (45.000 bis 35.000 BP) (vgl. Abb. 79).

Dieses Alter korreliert mit dem Laschamp-Ereignis, dessen Alter bei etwa 40.000 a BP liegt (vgl. Kap. 3.1.2.1). Die maximale Zeitspanne des Laschamp-Ereignisses beträgt etwa 10.000 Jahre (THOUVENY & CREER 1992).

Ein eindeutiges Indiz für die Aufzeichnung des Laschamp-Ereignisses in diesem Profil gibt es nicht. Hierfür fehlt eine eindeutige Polaritätsumkehr. Das Profil Schwalbenberg besitzt eine sehr hohe Probandichte. Im Zeitraum des Mittelwürms, MIS 3, wurden in diesem Profil 185 Proben genommen, so repräsentiert eine Probe in etwa 170 Jahre. Es ist eher auszuschließen, dass der entsprechende stratigraphische Abschnitt des Laschamp-Ereignisses nicht durch zahlreiche Proben erfasst worden ist. So kann doch mit einiger Wahrscheinlichkeit angenommen werden, dass der Abschnitt niedriger Paläointensität in diesem Profil dem Laschamp-Ereignis entspricht.

### **5.7.5 Ergebnisse und Diskussion**

Ziel der paläomagnetischen Untersuchungen war es auch hier, weitere Anhaltspunkte für eine stratigraphische Korrelation der Böden zu finden. Die von SCHIRMER (1991, 1995) bereits postulierte Einstufung des gesamten Ahr-Interstadial-Komplexes in die MIS 3 konnte auch durch paläomagnetische Befunde bestätigt werden.

Zum einen ist innerhalb des Bodenkomplexes ein deutliches Minimum der Paläointensität des Erdmagnetfeldes aufgezeichnet, welches mit dem Laschamp-Event korreliert werden kann, dessen Alter grob bei 40.000 a BP anzusetzen ist. Die Phase niedriger Paläointensität im Profil Schwalbenberg zeigt jeweils am Beginn und an dessen Ende ein Minimum, welche hier auch als Phase 1 und Phase 2 bezeichnet werden (vgl. Abb. 78). Nach bisherigem Forschungsstand ist es möglich, das Laschamp-Ereignis mit Kurven relativer Paläointensität zu korrelieren. Während bei der sint-800-Kurve ein Minimum bei 36.000 a BP zu erkennen ist (GUYODO & VALET 1999: 250, vgl. Abb. 6), erstreckt sich das Minimum relativer Paläointensität in der synthetischen Kurve von SCHNEIDER & MELLO (1996) von 45.000 a BP bis 28.000 a BP (vgl. Abb. 7), womit ein maximaler Zeitrahmen dargestellt wäre. Dieses Indiz unterstützt die Einstufung des Ahr-Interglazial-Komplexes in das Mittelwürm (MIS 3).

Zum anderen konnte schon SCHIRMER (1991 & 1995) zeigen, dass die Abfolge der Böden im Profil Schwalbenberg und ihre Abständen zueinander, auch hervorragend mit der Folge der Warm/Kalt-Zyklen aus dem grönländischen Eis (DYE 3, GRIP, Camp Century) und aus marinen Bohrkernen (KET 8004, DSDB 609) passen (SCHIRMER 2000: 36f.).

Auch die spezifische Abnahme der Bodenintensität innerhalb der beiden Remagen-Zyklen und im Sinzig-Zyklus, sprechen für eine Altersstellung des Ahr-Interstadial-Komplexes in die MIS 3.

## MIS3 Korrelation Schwalbenberg Suszeptibilität/GRIP-Kurve

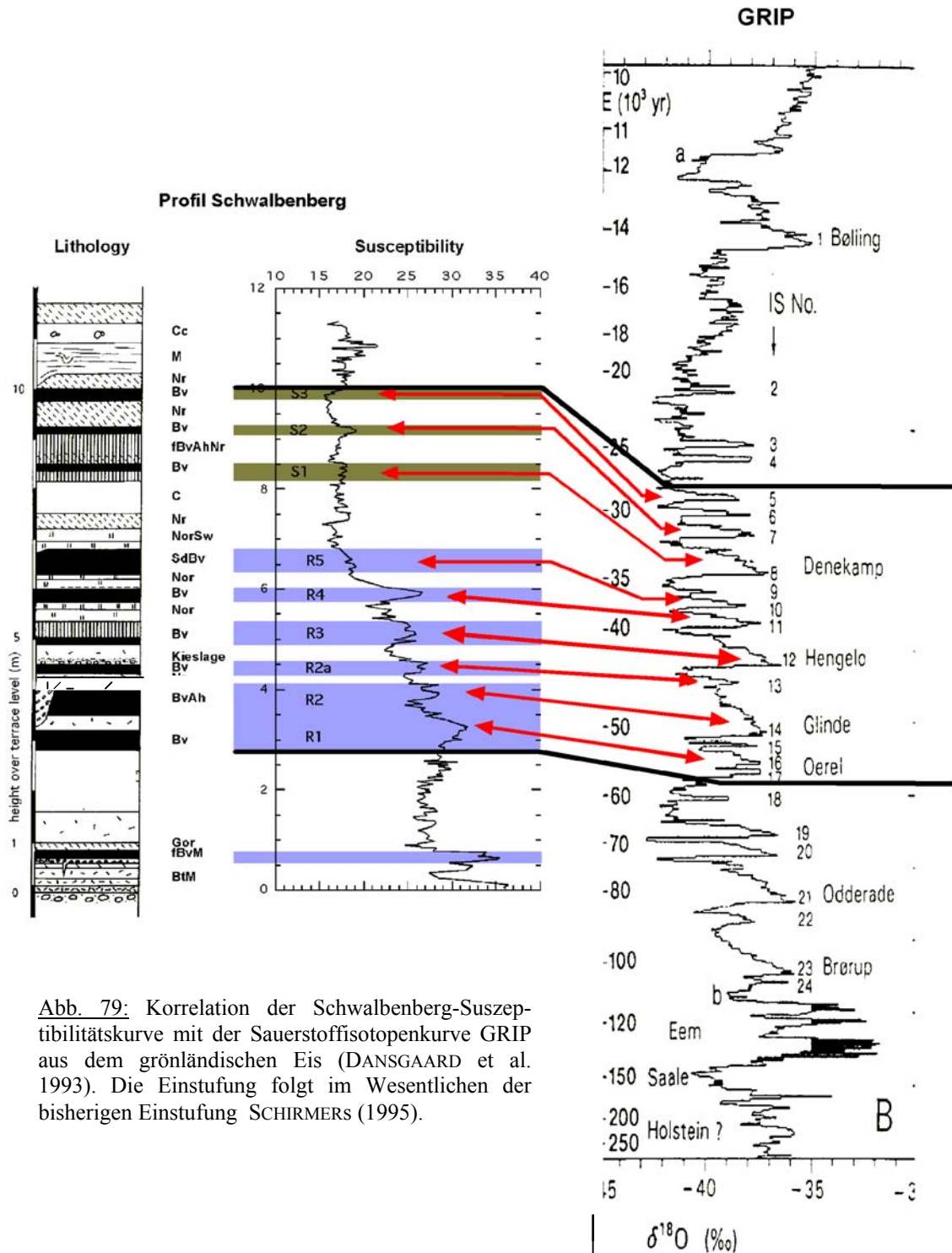


Abb. 79: Korrelation der Schwalbenberg-Suszeptibilitätskurve mit der Sauerstoffisotopenkurve GRIP aus dem grönländischen Eis (DANSGAARD et al. 1993). Die Einstufung folgt im Wesentlichen der bisherigen Einstufung SCHIRMERS (1995).

Auch ein Vergleich der Suszeptibilitätskurve des Profils Schwalbenberg mit der GRIP-Eiskernkurve brachte vor allem im Abschnitt der Remagen-Böden hervorragende Ergebnisse. R1- und R2-Böden entsprechen den Interstadialen 17-14, der R2a-Gipfel entspricht dem Wärmegipfel IS 13. Dieser Klimaabschnitt wäre mit dem Abschluss des Heinrich 5-Events ein kompletter Bond-Zyklus (vgl. BOND et al. 1993) (vgl. Abb. 79).

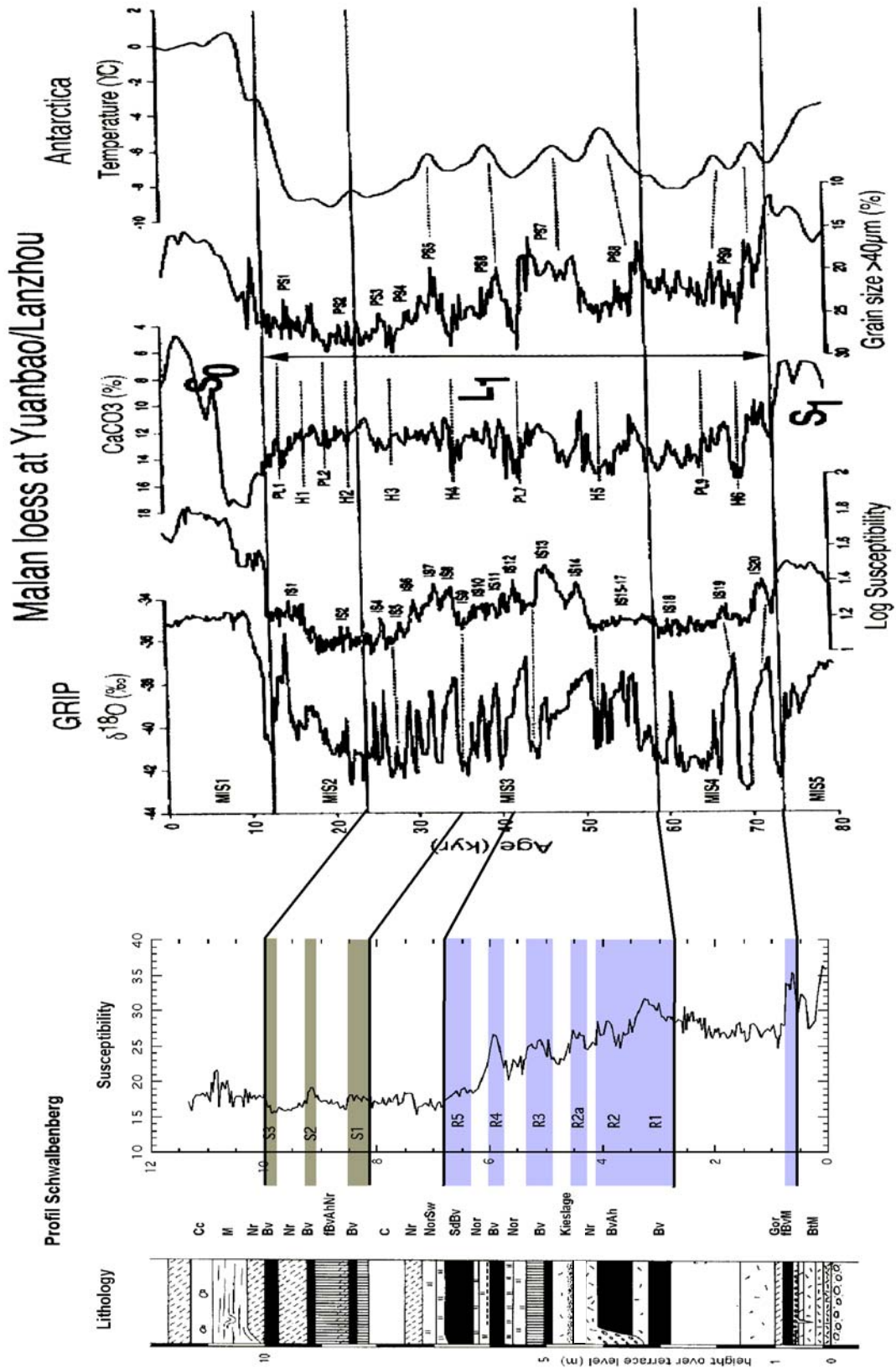


Abb. 80: Korrelation der Suszeptibilitätskurve des Profils Schwalbenberg II mit der Suszeptibilitätskurve des Profils Lanzhou/China (FANG et al. 1999: 222). Die Suszeptibilität im Profil Schwalbenberg ist in  $10^{-9} \text{m}^3/\text{kg}$  und im Profil Lanzhou mit  $10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ , also um den Faktor 10 höher angegeben.

Weiter im Top entspricht der R3-Boden dem IS12, der R4-Boden dem IS 11, der R5-Boden wohl eher dem IS 10, da bei dem IS 9 aus der GRIP-Kurve kaum noch von einem wirklichen Wärmegipfel gesprochen werden kann. Die stratigraphische Einstufung der Remagen-Böden deckt sich im Wesentlichen mit den Ergebnissen der Kohlenstoff-Kurve SCHIRMERS, mit Ausnahme des Bodens R2a, der in dieser intensiven Form in der Kohlenstoffkurve nicht in Erscheinung trat (SCHIRMER 2000: 39).

Das Kripp-Stadial, das die Remagen-Bodenserie von der Sinzig-Bodenserie trennt, korreliert mit dem Heinrich 4-Event und die im Top folgenden Sinzig-Böden sind mit den GRIP-Interstadialen 8-5 zu parallelisieren.

In Mitteleuropa gibt es keine annähernd so detaillierte Mittelwürm-Abfolge, sehr wohl aber in China. Im Profil Lanzhou/China brachten Suszeptibilitätsmessungen an einem 22 m mächtigen, letztglazialen Malan-Löss-Profil (FANG et al. 1999) ganz ähnliche Ergebnisse wie der Schwalbenberg (vgl. Abb. 80). Das Profil Lanzhou zeigt im Mittelwürmabschnitt (MIS 3) eine Vielzahl von Böden und ist mit 12 Suszeptibilitätspeaks innerhalb der MIS 3 ähnlich stark differenziert wie das Profil Schwalbenberg.

Auch wenn das Profil in Mitteleuropa durch besondere Erhaltungsbedingungen so bestehen blieb, gibt es im weltweiten Vergleich doch einige Parallelen, die für eine derart detaillierte Gliederung der MIS 3 sprechen und zwar in einer Form, wie sie vom Profil Schwalbenberg annähernd vorgegeben wird.

Der Anstieg des paramagnetischen Anteils der Suszeptibilität im Profil Schwalbenberg oberhalb des R4-Bodens und die starke Abnahme der ferromagnetischen Suszeptibilität, einhergehend mit zahlreichen Nassböden, sprechen für einen länger andauernden Klimawechsel zu einem feuchtkälteren Klima im ausgehenden Remagen-Zyklus. Auch die Molluskenfaunen im Profil Schwalbenberg sprechen für ein zunehmendes Feuchteregeime ab dem Kripp-Stadial bis zum Ende des Mittelwürms (SCHIERMEYER 2000, vgl. Tab. 10).

## 6. Zusammenfassung

An sechs rheinischen Lösslokalitäten wurden insgesamt 1897 vollständig orientierte paläomagnetische Proben entnommen. Sowohl Messungen der Volumenssuszeptibilität, als auch Messungen der frequenzabhängigen Suszeptibilität wurden an allen Profilen durchgeführt. Es konnte generell gezeigt werden, dass das Klimasignal von Böden auch in der Suszeptibilität rheinischer Löss wiedergegeben wird. Auch in Mitteleuropa, genau wie im chinesischen Löss, führen bodenbildende Prozesse zur Mineralneubildung magnetischer Minerale.

Bei einer Gesamtbetrachtung der paläomagnetischen Eigenschaften rheinischer Löss fallen die deutlich niedrigeren Suszeptibilitätswerte im Vergleich mit China oder anderen kontinentalen Lössgebieten auf. Die Suszeptibilität ist zum Teil im rheinischen Löss um den Faktor 10 niedriger als in China. Im chinesischen Löss erreicht die Suszeptibilität in den Paläoböden so fast das 10-fache gegenüber dem unverwitterten Löss. Im rheinischen Löss erreicht die Suszeptibilität der Paläoböden nur noch etwa den doppelten Wert gegenüber dem Löss (z. B. Humuszone im Profil Mainz-Weisenau, Erft-Solkomplex im Profil Erkelenz). Mitteleuropa hat hier eine Übergangstellung. In noch feuchteren und kälteren Lössgebieten wie beispielsweise Alaska oder Polen (vgl. Kap. 3.2.5.3) ist die Suszeptibilität in Paläoböden sogar deutlich niedriger als im Ausgangssubstrat.

Nur im beprobten Abschnitt des Profils Mainz-Weisenau ist die Suszeptibilität weitgehend unbeeinflusst geblieben gegenüber dem reduktiven Abbau magnetischer Minerale in einem feuchten Milieu. In allen anderen Profilen wurden braune Bodenhorizonte durch Nassböden überprägt. Dies geht zum Teil soweit, dass die Messwerte in Parabraunerden denen des unverwitterten Lösses entsprechen. Sowohl durch Staunässe beeinflusste Nassböden, als auch Gleyböden im Grundwasserbereich erscheinen in allen Profilen als deutliches Minimum, so dass im Profil Kesselt eine Korrelation der vorletztzeitlichen Nassböden mit bereits bekannten Nassbodensequenzen aus dem MIS 6 möglich wird.

Der Erkelenz-Boden, jüngster Boden des Erft-Solkomplexes, zeigte in den Suszeptibilitätskurven der Profile Rheindahlen und Erkelenz einen nahezu identischen Verlauf der Suszeptibilitätskurve. Diesen gleichartigen Kurvenverlauf zeigen keine anderen Bodenhorizonte der in dieser Arbeit untersuchten Profile. Auch die absolut gemessenen Suszeptibilitätswerte sind in beiden Profilen gleich, so dass dies als ein weiterer Beleg für die Parallelisierung beider Bodenhorizonte gelten kann.

Erstmals finden hier Methoden eine Anwendung, die Aufschlüsse über die relative Paläointensität in Lösssedimenten ermöglicht. Durch verschiedene Normalisierungsmethoden wurde versucht, pedologische und lithologische Einflüsse auf die die NRM-Intensität herauszufiltern.

Eine Bestätigung, dass der Erft-Solkomplex in die MIS 7 einzustufen ist, wurde in den Paläointensitätskurven der Profile Erkelenz und Rheindahlen dokumentiert. In beiden Profilen zeigt die Kurve der relativen Paläointensität am Beginn der MIS 7 ein Minimum, welches mit dem Jamaica-Event (190.000 a BP) korreliert wird.

Deklination und Inklination wurde in allen Profilen gemessen. Durch Wechselfeldentmagnetisierung als auch durch thermische Entmagnetisierung wurden charakteristische Magnetisierungsrichtungen ermittelt. Wenn Richtungsanomalien auftreten, dann meist in Humuszonen. In ihnen führen starke viskose Komponenten zu Anomalien, die jedoch keine charakteristische Remanenz der Probe darstellen.

Nur im Profil Rheindahlen ist ein echtes paläomagnetisches Ereignis aufgezeichnet. Drei Proben im Top des Lössprofils, innerhalb eines Horizontes intensiverer Parabraunerdeentwicklung (Bt-Intensiv-Horizont), zeigen sowohl thermisch als auch im Wechselfeld stabile Abweichungen von der heutigen normalen Magnetisierungsrichtung. Dieser Rheindahlen-Event ließe eine Korrelation mit dem Blake-Event (110.000 a BP) zu. Dies gibt Anlass den Bt-Intensiv-Horizont als Rest einer reliktschen eemzeitlichen Parabraunerde zu betrachten und würde so zusätzlich die zeitliche Stellung des Erft-Solkomplexes in die MIS 7 bestätigen.

Im Profil Mainz-Weisenau konnte durch Suszeptibilitätsmessungen nochmals eine Zweiphasigkeit sowohl der Unteren Mosbach Humuszone als auch der Mittleren Mosbach Humuszone nachgewiesen werden. Die andere Lössfazies dieses Profils wird in deutlich höheren Gehalten an magnetischen Mineralen, sowohl in Löss als auch in Böden, verifiziert. Sowohl die Suszeptibilitätswerte als auch die NRM-Intensitätswerte sind in Mainz-Weisenau wesentlich höher als in den niederrheinischen Lössprofilen Erkelenz, Rheindahlen und Garzweiler.

Im Profil Schwalbenberg wurden zusätzlich Suszeptibilitätsmessungen bei 77° Kelvin durchgeführt. Es zeigte sich, dass der paramagnetische Anteil an der Suszeptibilität etwa zwischen 10 und 40% liegt, im Mittel bei 20%. Ein ähnlicher Wert wurde auch an Curie-Balance-Messungen am Profil Rheindahlen ermittelt, so dass dies als Anhaltspunkt für einen relativ hohen Anteil paramagnetischer Minerale an der Suszeptibilität in rheinischen Lösssedimenten gelten darf.

Im Profil Schwalbenberg konnte auch die Einstufung und Korrelation SCHIRMERS (1995) mit den Wärmegipfeln aus grönländischen Eiskernkurven mit Hilfe der Suszeptibilitätskurven zum Teil bestätigt oder sogar im Bereich der Remagen-Böden noch detaillierter dargestellt werden. Der gleichmäßige Verlauf der Suszeptibilitätskurven im Bereich der Bodenhorizonte mit geringen Amplitudenschwankungen spricht für eine autochthone Genese der Böden.

In der Kurve der relativen Paläointensität erstreckt sich eine Phase niedriger Intensitäten vom Top der Remagen-Böden bis zum Beginn der Sinzig-Böden. Dieses Low der relativen Paläointensität kann mit dem Laschamp-Event ( $35.000 \pm 15.600$  a BP) parallelisiert werden. Die Einstufung des Ahr-Interstadial-Komplexes in die MIS 3 kann also auch durch die Kurve der relativen Paläointensität bekräftigt werden.

## 7. Literatur

- ABRAHAMSEN, N. & KNUDSEN, K. (1979): Indication of a geomagnetic low-inclination excursion in supposed Middle Weichselian Interstadial marine clay at Rubjerg, Denmark. - *Physics Earth Planetary Interiors*, **18**: 238-246; Amsterdam.
- AKSU, A. (1983): Short-period geomagnetic excursion recorded in Pleistocene sediments of Baffin Bay and Davis Strait. - *Geology*, **11**: 537-541; Boulder, Colorado.
- ANDERSON, R. & HALLET, B. (1996): Simulating magnetic susceptibility profiles in loess as an aid in quantifying rates of dust deposition and pedogenic development. - *Quatern. Res.*, **45**: 1-16; Washington.
- BANERJEE, S., LUND, S. & LEVI, S. (1979): Geomagnetic record in Minnesota lake sediments - absence of the Gothenburg and Erieau excursions. - *Geology*, **7**: 588-591; Boulder, Colorado.
- BARBETTI, M. & MCELHINNY, M. (1972): Evidence of a geomagnetic excursion 30,000 yr BP. - *Nature*, **239**: 327-330; Washington.
- BARBETTI, M. & FLUDE, K. (1979): Palaeomagnetic field strengths from sediments baked by lava flows of the Chaîne des Puys, France. - *Nature*, **278**: 153-156; Washington.
- BECKER, U., BOENIGK, W. & HENTZSCH, B. (1989): Reverse Magnetisierung in den frühwürmzeitlichen Deckschichten am Tönchesberg/Osteifel. - *Mainzer Naturw. Archiv*, **27**: 1-22; Mainz.
- BEER, J., SHEN, C., HELLER, F., LIU, T., BONANI, G., DITTRICH, B., SUTER, M. & KUBIK, P. (1993):  $^{10}\text{Be}$  and magnetic susceptibility in Chinese loess. - *Geophys. Res. Lett.*, **20**: 57-60; Washington.
- BEGET, J. (1996): Tephrochronology and paleoclimatology of the last interglacial-glacial cycle recorded in Alaskan loess deposits. - *Quatern. Int.*, **34-36**: 121-126; Oxford.
- BEGET, J., STONE, D. & HAWKINS, D. (1990): Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary. - *Geology*, **18**: 40-43; Boulder, Colorado.
- BENDER, M., SOWERS, T., DICKSON, M.-L., ORCHARDO, J., GROOTES, P., MAYEWSKI, P. & MEESE, D. (1994): Climate correlation between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years. - *Nature*, **372**: 663-666; Washington.
- BIBUS, E. (1974): Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Risslöss. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **25**: 166-182; Öhringen /Württ.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. - *Frankfurter Geowiss. Arb.*, **D 1**: 1-295; Frankfurt.



- BIBUS, E. (1995): Brickyard Böckingen in the Heilbronner Becken. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Quaternary field trips in Central Europe, **1**: 459-460; München (F. Pfeil).
- BIBUS, E., BLUDAU, W., BROSS, C. & RÄHLE, W. (1996): Der Altwürm- und Rißabschnitt im Profil Mainz-Weisenau und die Eigenschaften der Mosbacher Humuszonen. - Frankfurter Geowiss. Arb., D **20**: 21-52; Frankfurt a. M.
- BIBUS, E., RÄHLE, W. & WEDEL, J. (2002): Profilaufbau, Molluskenführung und Parallelisierungsmöglichkeiten des Altwürmabschnittes im Lössprofil Mainz-Weisenau. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **51**: 1-14; Hannover.
- BLEICH, K. (1998): Zur Deutung und Bedeutung von Paläoböden im (süddeutschen) Löß. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **48**: 50-56; Hannover.
- BLEIL, U. & DOBENECK, T. VON (1999): Geomagnetic events and relative paleointensity records - clues to high-resolution paleomagnetic chronostratigraphies of Late Quaternary marine sediments. - In: FISCHER, G. & WEFER, G. [eds.]: Use of proxies in paleoceanography: examples from the South Atlantic: 635-654; Berlin (Springer).
- BLOW, R. & HAMILTON, N. (1978): Effect of compaction on the acquisition of a detrital remanent magnetisation in fine-grained sediments. - Geophys. J. R. astr. Soc., **52**: 13-23; Oxford.
- BOENIGK, W. (1990): Kiesgrube Weilerswist. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - Deuqua-Führer, **1**: 125-130; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (1998): Zur Geologie der Deckschichten von Kärlich/Mittelrhein. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **48**: 38-49; Hannover.
- BOENIGK, W. & FRECHEN, M. (1999): Klimaschwankungen im Frühweichsel der Lößabfolgen des Mittelrheingebiets. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **49**: 124-131; Hannover.
- BOGAARD, P. VAN DEN & SCHMINCKE, H.-U. (1988): Aschenlagen als quartäre Zeitmarken in Mitteleuropa. - Die Geowiss., **6**: 75-84; Weinheim.
- BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S. MCMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J. & BONANI, G. (1993): Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. - Nature, **365**: 143-147; Washington.
- BONHOMMET, N. & BABKINE, J. (1967): Sur la presence d'aimantations inversées dans la Chaîne des Puys. - C. R. Acad. Sci. Paris, **264**: 92;
- BONHOMMET, N. & ZÄHRINGER, J. (1969): Paleomagnetism and Potassium Argon Age determinations of the Laschamp geomagnetic polarity event. - Earth Planet. Sc. Lett., **6**: 43-46; Amsterdam.

- BRINGMANS, P., VERMEERSCH, P., GROENENDIJK, A., MEIJS, E., WARRIMONT, J.-P. DE & GULLENTOPS, F. (2001): Preliminary Report on the Excavations of the Middle Palaeolithic valley settlements at Veldwezelt-Hezerwater (Belgium). - In: BRINGMANS, P. M. [ed.]: Stratigraphy and prehistory of the River Maas Valley in Limburg – Belgium. – XIVth Congress of the Int. Union of Prehis. and Protohis. Sc. - U.I.S.P.P., 2. -8. Sept. 2001: 21-31; Liège.
- BRONGER, A. (1999): Löss-Paläoboden-Sequenzen Zentralasiens als Indikatoren einer globalen Klimageschichte des Quartärs? - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **49**: 35-54; Öhringen/Württ.
- BRUNHES, B. (1906): Reserches sur la direction d'aimentation des roches volcaniques. - *Journ. Phys.*, **5**: 1-705; Paris.
- BRUNNACKER, K. (1967): Grundzüge einer Löss- und Bodenstratigraphie am Niederrhein. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **18**: 142-151; Öhringen/Württ.
- BUTLER, R. (1992): *Paleomagnetism: Magnetic domains to geologic terranes*. - 1st. ed., 319 p.; Cambridge (Blackwell Scientific).
- CHAMPION, D., DALRYMPLE, G. & KUNTZ, M. (1981): Radiometric and paleomagnetic evidence for the Emperor Reversed Polarity Event at  $0.46 \pm 0.05$  m.y. in basalt lava flows from the eastern Snake River Plain, Idaho. - *Geophys. Res. Lett.*, **8**: 1055-1058; Washington.
- CHANNELL, J., HODELL, D. & LEHMAN, B. (1997): Relative geomagnetic paleointensity and  $\delta^{18}\text{O}$  at ODP Site 983 (Gardar Drift, North Atlantic) since 350 ka. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **153**: 103-118; Amsterdam.
- CHAUVIN, A., DUNCAN, R., BONHOMMET, N. & LEVI, S. (1989): Paleointensity of the earth's magnetic field and K-Ar dating of the Louchadiere volcanic flow (Central France): New evidence for the Laschamp excursion. - *Geophys. Res. Lett.*, **16**: 1189-1192; Washington.
- CHEN, F., BLOEMENDAL, J., WANG, J., LI, J. & OLDFIELD, F. (1997): High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the past 75 kyr. - *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **130**: 323-335; Amsterdam.
- CHEN, F., BLOEMENDAL, J., FENG, Z., WANG, J., PARKER, E. & GUO, Z. (1999): East Asian monsoon variations during Isotope Stage 5: evidence from the northwestern margin of the Chinese loess plateau. - *Quatern. Sc. Rev.*, **18**: 1127-1135; Amsterdam.
- CHLACHULA, J., EVANS, M. & RUTTER, N. (1998): A magnetic investigation of a Late Quaternary loess/paleosol record in Siberia. - *Geophys. J. Int.*, **132**: 128-132; Belfast.
- CLARK, H. & KENNETT, J. (1973): Paleomagnetic excursion recorded in latest Pleistocene deep-sea sediments, Gulf of Mexico. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **19**: 267-274; Amsterdam.

- CLEMENT, B. M. & KENT, D. (1986): Short polarity intervals within the Matuyama: transitional field records from hydraulic piston cored sediments from the North Atlantic. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **32**: 81-92; Amsterdam.
- COE, R. (1977): Source models to account for Lake Mungo palaeomagnetic excursion and their implications. - *Nature*, **269**: 49-51; Washington.
- COE, R., PREVOT, M. & CAMPS, P. (1995): New evidence for extraordinarily rapid change of the geomagnetic field during a reversal. - *Nature*, **374**: 687-692; Washington.
- COFFLET, L. (2002): Paläomagnetik des Lössprofils Rheindahlen. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: *Lösse und Böden in Rheindahlen: mit Beiträgen von LARS COFFLET, ALEXANDER IKINGER, EVA-MARIA IKINGER, WOLFGANG SCHIRMER*. - *GeoArcheoRhein*, **5**: 61-78; Münster (Lit).
- COFFLET, L. & SCHIRMER, W. (2002): Palaeomagnetic investigations in Erkelenz and Rheindahlen. - In: IKINGER, A. & SCHIRMER, W. [eds.]: *Loess units and solcomplexes in the Niederrhein and Maas area*. - *Terra Nostra*, **2002** (1): 51-55, 102-104; Berlin.
- COLIN, C., KISSEL, C., BLAMART, D. & TURPIN, L. (1998): Magnetic properties of sediments in the Bay of Bengal and the Andaman Sea: impact of rapid North Atlantic Ocean climatic events on the strength of the Indian monsoon. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **160**: 623-635; Amsterdam.
- COLLINSON, D. (1983): *Methods in rock magnetism and paleomagnetism. Techniques and instrumentation*. - 503 p.; New York (Chapmann & Hall).
- COX, A. (1968): Lengths of Geomagnetic Polarity Intervals. - *J. Quatern. Res.*, **73**: 3247-3260; Washington.
- CREER, K., ANDERSON, T. & LEWIS, C. (1976): Late Quaternary geomagnetic stratigraphy recorded in Lake Erie sediments. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **31**: 37-47; Amsterdam.
- CREER, K., THOUVENY, N. & BLUNK, I. (1990): Climatic and geomagnetic influences of the Lac du Bouchet paleomagnetic SV record through the last 110.000 years. - *Physics Earth Planetary Interiors*, **64**: 314-341; Amsterdam.
- CREER, K. & MORRIS, A. (1996): Proxy-climate and geomagnetic paleointensity records extending back to ca. 75,000 BP derived from sediments cored from Lago Grande Di Monticchio, Southern Italy. - *Quatern. Sc. Rev.*, **15**: 167-188; Oxford.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S., CLAUSEN, H., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. & OESCHGER, H. (1984): North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. - *Geophys. Monogr.*, **29**: 288-298, Washington .

- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S., CLAUSEN, H., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C., HVIDBERG, C., STEFFENSEN, J., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A., JOUZEL, J. & BOND, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. - *Nature*, **364**: 218-220; Washington.
- EVANS, M. & HELLER, F. (1994): Magnetic enhancement and palaeoclimate: study of a loess/palaeosol couplet across the Loess Plateau of China. - *Geophys. J. Int.*, **117**: 257-264; Belfast.
- EVANS, M. & HELLER, F. (2001): Magnetism of loess/palaeosol sequences: recent developments. - *Earth Sc. Rev.*, **54**: 129-144; Washington.
- EVANS, M., HELLER, F., BLOEMENDAL, J. & THOUVENY, N. (1997): Natural magnetic archives of past global change. - *Surv. in Geophys.*, **18**: 183-196; Amsterdam.
- FASSBINDER, J. W. E., STANJEK, H. & VALI, H. (1990): Occurrence of magnetic bacteria in soil. - *Nature*, **343**: 161-163; Washington.
- FANG, X.-M., LI, J.-J., VOO, R. VAN DER, MACNOICAILL, C., DAI, X.-R., KEMP, R., DERBYSHIRE, E., CAO, J.-X., WANG, J.-M. & WANG, G. (1997): A record of the Blake Event during the last interglacial paleosol in the western Loess Plateau of China. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **146**: 73-82; Amsterdam.
- FANG, X.-M., ONO, Y., FUKUSAWA, H., BAO-TIAN, P., LI, J.-J., DONG-HONG, G., OI, K., TSUKAMOTO, S., TORII, M. & MISHIMA, T. (1999): Asian summer monsoon instability during the past 60,000 years: magnetic susceptibility and pedogenic evidence from the western Chinese Loess Plateau. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **168**: 219-232; Amsterdam.
- FIELD, M., HUNTLEY, B. & MÜLLER, H. (1994): Eemian climate fluctuations observed in a European pollen record. - *Nature*, **371**: 779-783; Washington.
- FORSTER, T., EVANS, M. & HELLER, F. (1994): The frequency dependence of low field susceptibility in loess sediments. - *Geophys. J. Int.*, **118**: 636-642; Belfast.
- FORSTER, T. & HELLER, F. (1997): Magnetic enhancement paths in loess sediments from Tajikistan, China and Hungary. - *Geophys. Res. Lett.*, **24**: 17-20;
- FORSTER, T., HELLER, F., EVANS, M. & HAVLICEK, P. (1996): Loess in the Czech Republic: Magnetic properties and paleoclimate. - *Studia geoph. et geod.*, **40**: 262-275; Prague.
- FRECHEN, M. (1991): Thermolumineszenz-Datierungen an Lössen des Mittelrheingebietes. - *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, **79**: 1-137; Köln.
- FRECHEN, M. (1999): Luminescence dating of loessic sediments from the Loess Plateau, China. - *Geol. Rundsch.*, **87**: 675-684; Berlin.
- FRECHEN, M. & PREUSSER, F. (1996): Kombinierte Lumineszenz-Datierungen am Beispiel des Lössprofils Rheindahlen. - *Frankfurter Geowiss. Arb.*, **D 20**: 53-66; Frankfurt a. M.

- FULLER, M., WILLIAMS, I. & HOFFMANN, K. (1979): Paleomagnetic records of geomagnetic field reversals and the morphology of transitional fields. - *Rev. Geophys. Space Phys.*, **17**: 179-203; Amsterdam.
- FULLER, M., LAJ, C. & HERRERO-BERVERA, E. (1996): The reversal of the Earth's magnetic field. - *American Scientist*, **84**: 552-563; New York.
- FUKUMA, K. & TORII, M. (1998): Variable shape of magnetic hysteresis loops in the Chinese loess-paleosol sequence. - *Earth Planets Space*, **50**: 9-14; Tokyo.
- GILLOT, P., LABEYRIE, J., LAJ, C., VALLADAS, G., GUÉRIN, G., POUPEAU, G. & DELIBRIAS, G. (1979): Age of the Laschamp paleomagnetic excursion revisited. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **42**: 444-450; Amsterdam.
- GLATZMAIER, G., COE, R., HONGRE, L. & ROBERTS, P. (1999): The role of the Earth's mantle in controlling the frequency of geomagnetic reversals. - *Nature*, **401**: 885-890; Washington.
- GRAHMANN, R. (1951): Eiszeitalter und der Übergang zur Gegenwart. - *Erdkundl. Wiss.*, **1**: 1-62; Remagen.
- GULLENTOPS, F. (1954): Contribution a la chronologie du Pleistocène et des formes du relief en Belgique. - *Mem. de Inst. Géol. de Univers. de Louvain*, **18**: 125-252; Liège.
- GULLENTOPS, F. & MEIJS, E. P. M. (2002): Loess sequences in Northern Haspengouw, Belgian Limburg. - In: IKINGER, A. & SCHIRMER, W. [eds.]: *Loess units and solcomplexes in the Niederrhein and Maas area*. - *Terra Nostra*, **2002** (1): 80-91; Berlin.
- GROENENDIJK, A. J., MEIJS, E. P. M., GULLENTOPS, F., BRINGMANS, P. M. & VERMEERSCH, M. (2001): Overview of the stratigraphy and the archaeological levels in the Nelissen Brickyard Quarry at Kesselt (Belgium). - In: BRINGMANS, P. M. [ed.]: *Stratigraphy and prehistory of the River Maas Valley in Limburg – Belgium*. - XIVth Congress of the Int. Union of Prehis. and Protohis. Sc. - U.I.S.P.P., 2.-8. Sept. 2001: 15-20; Liège.
- GUYODO, Y. & VALET, J.-P. (1996): Relative variations in geomagnetic intensity from sedimentary records: the past 200,000 years. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **143**: 23-36; Amsterdam.
- GUYODO, Y. & VALET, J.-P. (1999): Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800 kyr. - *Nature*, **399**: 249-252; Washington.
- HAILWOOD, E. (1989): *Magnetostratigraphy*. - Geol. Soc. London, Spec. Rep., **19**: 1-84; London.
- HANESCH, M. & PETERSEN, N. (1999): Magnetic properties of a recent parabrown-earth from Southern Germany. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **169**: 85-97; Amsterdam.

- HELLER, F. (1980): Self-reversal of natural remanent magnetisation in the Olby-Laschamp lavas. - *Nature*, **284**: 334-335; Washington.
- HELLER, F. & LIU, T. (1982): Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. - *Nature*, **300**: 431-433; Washington.
- HELLER, F. & EVANS, M. (1995): Loess magnetism. - *Rev. Geophys.*, **33**: 211-240; Washington.
- HELLER, F., FORSTER, T., EVANS, M., BLOEMENDAL, J. & THOUVENY, N. (1998): Gesteinsmagnetische Archive globaler Umweltänderungen. – In: IKINGER, A. [Hrsg.]: Festschrift Wolfgang Schirmer: Geschichte aus der Erde. *Geo ArchaeoRhein*, **2**: 151-162; Münster (Lit).
- HENZE, N. (1998): Kennzeichnung des Oberwürmlösses der Niederrheinischen Bucht. - *Kölner Forum Geol. Paläont.*, **1**: 1-212; Köln.
- HERRERO-BERVERA, E., HELSLEY, C., HAMMOND, S. & CHITWOOD, L. (1989): A possible lacustrine paleomagnetic record of the Blake episode from Pringle Falls, Oregon, U.S.A. - *Physics Earth Planetary Interiors*, **56**: 112-123; Amsterdam.
- HOFMANN, K. (1977): Polarity transition records and the geomagnetic dynamo. - *Science*, **196**: 1329-1332; London.
- HUS, J. & GEERAERTS, R. (1986): Palaeomagnetic and rock magnetic investigation of Late Pleistocene loess deposits in Belgium. - *Phys. Earth Plant. Int.*, **44**: 21-40; Amsterdam.
- HUS, J., PAEPE, R. & GEERAERTS, R. (1993): The influence of periglacial activity on the remanent magnetization of sediments. - *Geologie en Mijnbouw*, **72**: 225-235; Amsterdam.
- HUXTABLE, J. & AITKEN, M. (1977): Thermoluminescent dating of Lake Mungo geomagnetic polarity excursion. - *Nature*, **265**: 40-41; Washington.
- IKINGER, A. (1996): Bodentypen unter Laacher See-Tephra im Mittelrheinischen Becken und ihre Deutung. - *Mainzer geowiss. Mitt.*, **25**: 223-284; Mainz.
- IKINGER, A. (2002): Mikropedologische Untersuchungen rheinischer Lössprofile und ihre Aussagen für das Profil Rheindahlen. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Löss und Böden in Rheindahlen: mit Beiträgen von LARS COFFLET, ALEXANDER IKINGER, EVA-MARIA IKINGER, WOLFGANG SCHIRMER. - *GeoArcheoRhein*, **5**: 49-60; Münster (Lit).
- IKINGER, E. -M. (2002): Zur formenkundlich-chronologischen Stellung der Rheindahlener Funde: Micoquien, Rheindahlen, MTA? – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Löss und Böden in Rheindahlen: mit Beiträgen von LARS COFFLET, ALEXANDER IKINGER, EVA-MARIA IKINGER, WOLFGANG SCHIRMER. - *GeoArcheoRhein*, **5**: 79-138; Münster (Lit).
- JACOBS, J. (1989): *Geomagnetism*. - Vol. **3**, 1<sup>st</sup> ed.: 538 p.; London (Academic Press).

- JACOBS, J. (1994): Reversals of the earth's magnetic field. - 2.ed.: 346 p.; Cambridge (University).
- JOHNSEN, S., CLAUSEN, H., DANSGAARD, W., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. & TAUBER, H. (1995): The Eem Stable Isotope Record along the GRIP Ice Core and its interpretation. - *Quatern. Res.*, **43**: 117-124; Washington.
- JUVIGNE, E. (1974): Un perfectionnement de la méthode de séparation des minéraux denses des loess. - *Ann. d. la Soc. Géol. de Belgique*, **97**: 287-288; Liège.
- JUVIGNE, E. (1977): Zone de dispersion et age des poussières volcaniques du Tuf de Rocourt. - *Ann. d. la Soc. Géol. de Belgique*, **100**: 13-22; Liège.
- JUVIGNE, E. (1993): Contribution à la tephrostratigraphie du quaternaire et son application à la géomorphologie. - *Mem. pour servir Expl. d. Cartes Géol. et Min. de la Belgique*, **36**: 41-46; Bruxelles.
- JUVIGNE, E. (1999): Tephrostratigraphie du Quaternaire en Belgique. – *Geologica Belgica*, **1999** (2/3-4): 73-87; Bruxelles.
- KAHRS, E. (1951): Die Gliederung des Lösses an Ruhr und Niederrhein und die Stratigraphie der Fundstelle Rheindahlen. - *Bonner Jb.*, **151**: 47-49; Bonn.
- KENNETT, J. (1980): Magnetic stratigraphy of sediments. - 439 p.; Stroudsburg (Hutchinson & Ross).
- KLOSTERMANN, J. & THISSEN, J. (1995): Die stratigraphische Stellung des Lössprofils von Mönchengladbach-Rheindahlen (Niederrhein). - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **45**: 42-58; Hannover.
- KOČI, A., SCHIRMER, W. & BRUNNACKER, K. (1973): Paläomagnetische Daten aus dem mittleren Pleistozän des Rhein-Main-Raumes. - *N. Jahrbuch f. Geol. u. Paläontol., Monatshefte*, **1973** (9): 545-554; Stuttgart.
- KOK, Y. (1999): Climatic influence in NRM and <sup>10</sup>Be-derived geomagnetic paleointensity data. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **166**: 105-119; Amsterdam.
- KUKLA, G. & BRISKIN, M. (1983): The age of the 4/5 isotopic stage boundary on land and in the oceans. - *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **42**: 35-45; Amsterdam.
- LOWRIE, W. (1997): Fundamentals of geophysics. – 1<sup>st</sup> ed.: 354 p.; Washington (Woodrow Wilson Center Press).
- MAHER, B. (1999): Comments on " Origin of magnetic susceptibility signal in Chinese loess". - *Quaternary Sc. Rev.*, **18**: 865-869; Amsterdam.

- MAHER, B. & THOMPSON, R. (1995): Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. - *Quatern. Res.*, **44**: 383-391; New York.
- MARINO, R. & ELLWOOD, B. (1978): Anomalous magnetic fabric in sediments which record an apparent geomagnetic field record. - *Nature*, **274**: 581-582; Washington.
- MEIJS, E. (2002): Loess stratigraphy in Dutch and Belgian Limburg. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **51**: 114-130; Hannover.
- MERRILL, R. & MCELHINNY, M. (1983): The earth's magnetic field. Its history, origin and planetary perspective. - 401 p.; London (Academic).
- MEYNADIER, L., VALET, J.-P., WEEKS, R., SHACKLETON, N. & HAGEE, V. (1992): Relative geomagnetic intensity of the field during the last 140 ka. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **114**: 39-57; Amsterdam.
- NAWROCKI, J., WOJCIK, A. & BOGUCKI, A. (1996): The magnetic susceptibility record in the Polish and western Ukrainian loess-palaeosol sequences conditioned by palaeoclimate. - *Boreas*, **25**: 161-169; Oslo.
- OPDYKE, N., KENT, D. & LOWRIE, W. (1973): Details of magnetic polarity transitions recorded in a high deposition rate deep-sea core. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **20**: 315-324; Amsterdam.
- PAAS, W. (1961): Rezente und fossile Böden auf niederrheinischen Terrassen und deren Deckschichten. - *Eiszeitalter und Gegenwart*, **12**: 165-230; Öhringen/Württ.
- PAAS, W. (1982): Fossile Böden auf den Rhein-Terrassen und deren Deckschichten in der Niederrheinischen Bucht. - *Geol. Jb., F* **14**: 228-239; Hannover.
- PÉSCI, M. (1978): Paläogeographische Forschung und Vergleich der ungarischen und europäischen Lössse. - In: NAGL, H. [Hrsg.]: Beiträge zur Quartär und Landschaftsforschung. Festschrift zum 60. Geburtstag von Julius Fink: 413-433; Wien (Ferdinand Hirt).
- PÉCSI, M. (1990): Loess is not just the accumulation of dust. - *Quatern. Int.*, **7/8**: 1-21; Oxford.
- PETROVA, G. & POSPELOVA, G. (1990): Excursions of the magnetic field during the Brunhes chron. - *Physics Earth Planetary Interiors*, **63**: 135-143; Amsterdam.
- PETIT, J., JOUZEL, J., RAYNAUD, D., BARKOV, N., BARNOLA, J.-M., BASILE, I., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., DAVIS, M., DELMOTTE, M., KOTLYAKOV, V., LEGRAND, M., LIPENKOV, V., LORIS, C., PEPIN, L., RITZ, C. & STIEVENARD, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the vostock ice core, Antarctica. - *Nature*, **399**: 429-436; Washington.



- QUIDELLEUR, X., HOLT, J. & VALET, J.-P. (1995): Confounding influence of magnetic fabric on sedimentary records of a field reversal. - *Nature*, **374**: 246-249; Washington.
- REINDERS, J. & HAMBACH, U. (1995): A geomagnetic event recorded in loess deposits of the Tönchesberg (Germany): identification of the Blake magnetic polarity episode. - *Geophys. J. Int.*, **122**: 407-418; Belfast.
- ROHDENBURG, H. (1964): Ein Beitrag zur Deutung des "Gefleckten Horizontes". - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **15**: 66-71; Öhringen/Württ.
- ROPERCH, P., BONHOMMET, N. & LEVI, S. (1988): Paleointensity of the earth's magnetic field during the Laschamp excursion and its geomagnetic implications. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **88**: 209-219; Amsterdam.
- ROUSSEAU, D.-D. & WU, N. (1997): A new molluscan record in the monsoon variability over the past 130 000 yr in the Louchuan loess sequence, China. - *Geology*, **25**: 275-278; Boulder, Colorado.
- ROUSSEAU, D.-D., ZÖLLER, L. & VALET, J.-P. (1998): Late Pleistocene climatic variations at Achenheim, France, based on a magnetic susceptibility and TL chronology of loess. - *Quaternary Research*, **49**: 255-263; Washington.
- SARTORI, M., HELLER, F., FORSTER, T., BORKOVEC, M., HAMMANN, J. & VINCENT, E. (1999): Magnetic properties of loess grain size fractions from the section at Paks (Hungary). - *Phys. Earth Planet. Int.*, **116**: 53-64; Amsterdam.
- SCHÄFER, J., RANOV, V. A. & SOSIN, P. M. (1998): The "Cultural Evolution" of man and the chronostratigraphical background of changing environments in the loess palaeosoil sequences of Obi-Mazar and Khonako (Tadjikistan). - *Anthropologie*, **36**(1): 121-135; Amsterdam.
- SCHIERMEYER, J. (2000): Würmzeitliche Lössmollusken aus der Eifel. - Inaug. -Diss. Univ. Düsseldorf: 125 S.; Düsseldorf. (Veröffentlicht unter: <http://www.ulb.uni-duesseldorf.de/diss/mathnat/2000/schiermeyer.html>).
- SCHIRMER, W. (1990a): Kärlich - Forschungsstand 1990. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - *Deuqua-Führer*, **1**: 60-67; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- SCHIRMER, W. (1990b): Löss und Paläoböden in Erkelenz. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - *Deuqua-Führer*, **1**: 144-147; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- SCHIRMER, W. (1990c) [Hrsg.]: Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. - *Deuqua-Führer*, **1**: 1-295; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).

- SCHIRMER, W. (1991): Würmzeitliche Paläoböden am Mittelrhein. - 10. Tagung des Arbeitskreises Paläoböden der Deutschen Bodenkundl. Ges. vom 30.5 – 1.6.1991 in Bonn, Programm u. Exkursionsführer: 70-83; Münster.
- SCHIRMER, W. (1992): Doppelbodenkomplexe in Erkelenz und Rheindahlen. - In: Arbeitskreis Paläopedologie [Hrsg.]: Bodenstratigraphie im Gebiet von Maas und Niederrhein: 86-94; Kiel (Dt. Bodenkdl. Ges.).
- SCHIRMER, W. (1995): Mittelrhein Basin & Lower Mittelrhein. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Quaternary field trips in Central Europe, **1**: 524-537; München (F. Pfeil).
- SCHIRMER, W. (1999): Kaltzeiten und Warmzeiten im Löss. - Terrestrische Quartärgeol., **1999**: 81-100; Köln.
- SCHIRMER, W. (2000): Eine Klimakurve des Oberpleistozäns aus dem rheinischen Löss. - Eiszeitalter u. Gegenwart, **50**: 25-50; Hannover.
- SCHIRMER, W. (2002a) [Hrsg.]: Löss und Böden in Rheindahlen: mit Beiträgen von LARS COFFLET, ALEXANDER IKINGER, EVA-MARIA IKINGER, WOLFGANG SCHIRMER. - GeoArcheoRhein, **5**: 138 S.; Münster (Litt).
- SCHIRMER, W. (2002b): Compendium of the Rhein loess sequence. - In: IKINGER, A. & SCHIRMER, W. [eds.]: Loess units and solkomplexes in the Niederrhein and Maas area. - Terra Nostra, **2002** (1): 8-24; Berlin.
- SCHIRMER, W. (2002c): Loess localities of the Niederrhein area. - In: IKINGER, A. & SCHIRMER, W. [eds.]: Loess units and solkomplexes in the Niederrhein and Maas area. - Terra Nostra, **2002** (1): 24-50, 56, 102-104; Berlin.
- SCHIRMER, W. (2002d): Die Eben-Zone im Oberwürmlöss zwischen Maas und Rhein. - GeoArchaeoRhein, **4**, im Druck; Münster (Lit).
- SCHIRMER, W. (2003): Stadien der Rheingeschichte. – In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: Landschaftsgeschichte im Europäischen Rheinland. GeoArchaeoRhein, **4**: 21-80; Münster (Lit).
- SCHIRMER, W. & STREIT, R. (1967): Die Deckschichten der niederrheinischen Hauptterrasse bei Erkelenz. - Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln, **13**: 81-94; Köln.
- SCHIRMER, W. & FELDMANN, L. (1992): Das Lößprofil von Rheindahlen/Niederrhein. - In: ARBEITSKREIS PALÄOPEDOLOGIE [Hrsg.]: Bodenstratigraphie im Gebiet von Maas und Niederrhein: 76-85; Kiel.
- SCHIRMER, W. & KELS, H. (2002): Browncoal opencast mine Garzweiler. - In: IKINGER, A. & SCHIRMER, W. [eds.]: Loess units and solkomplexes in the Niederrhein and Maas area. - Terra nostra, **02/1**: 8-24; Berlin 2002.

- SCHNEIDER, D. & MELLO, G. (1996): A high-resolution marine sedimentary record of geomagnetic intensity during the Brunhes Chron. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **144**: 297-314; Amsterdam.
- SCHNÜTGEN, A. (1990): Holzweiler - Stratigraphie und flussgeschichtliche Entwicklung in der Westlichen Niederrheinischen Bucht nach den Befunden von Schotteranalysen. - In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas*. - Deuqua-Führer, **1**: 138-143; Hannover (Deutsche Quartärvereinigung).
- SHAW, J. & WILSON, R. (1977): The magnitude of the paleomagnetic field during a polarity transition: A new technique and its application. - *Physics Earth Planetary Interiors*, **31**: 339-341; Amsterdam.
- SEMMEL, A. (1995): 8. Weser-Bodensee Traverse.- In: SCHIRMER, W. [Hrsg.]: *Quaternary field trips in Central Europe*, **1**: 435-474; München (F. Pfeil).
- SEMMEL, A. (1996): Paläoböden im Würmlöss, insbesondere im Altwürmlöss des Steinbruchs Mainz-Weisenau – Problemstellung und Übersicht über die Forschungsergebnisse. - *Frankfurter Geowiss. Arb.*, **D 20**: 11-20; Frankfurt a. M.
- SINGER, M., VEROSUB, K., FINE, P. & TENPAS, J. (1996): A conceptual model for the enhancement of magnetic susceptibility in soils. - *Quatern. Int.*, **34-36**: 243-248; Oxford.
- SOFFEL, H. (1991): *Paläomagnetismus und Archäomagnetismus*. - 276 S.; Berlin (Springer).
- SPASSOV, S., HELLER, F., GENDLER, T., BAGIN, V., VIRINA, E., FAUSTOV, S., HUS, J., HAILWOOD, E. & TSATKIN, A. (1999): Magnetism of the loess/palaeosol sequence at Novalia Etuliya, Moldavia. - *Geophys. Res. Abstr.*, **1**: 139; Washington.
- STEUSLOFF, U. (1951): Periglaziale Böden aus zwei Eiszeiten im niederrheinischen Löss bei Rheindahlen. - *Niederrhein. Jb.*, **3** (Steeger-Festschrift): 18-19; Krefeld.
- STIGLER, S. (1987): Aperiodicity of magnetic reversals? - *Nature*, **330**: 26; Washington.
- STRANGWAY, D. (1970): *History of the earth's magnetic field*. - 1st. ed., 168 p.; Caledonia (Maple print Comp.).
- SUN, J., ZHANG, J., LI, T., LU, Y., LI, P. & ZHOU, M. (1997): A climate proxy index for Chinese loess: total iron content and its climate transforming equation. - *Proc. 30th Int. Geol. Congr.*, **21**: 93-104; Utrecht.
- TARLING, D. (1983): *Paleomagnetism. Principles and applications in geology, geophysics and archaeology*. - 379 p.; London (Chapman & Hall).
- THIEME, H., BRUNNACKER, K. & JUVIGNÉ, E. (1981): Petrographische und urgeschichtliche Untersuchungen im Lössprofil von Rheindahlen/Niederrheinische Bucht. - *Quartär*, **31/32**: 41-67; Bonn.

- THOMPSON, R. & OLDFIELD, F. (1986): Environmental magnetism. - 1st. ed.: 227 p.; London (Allen & Unwin).
- THOUVENY, N. & CREER, K. (1992): Geomagnetic excursions in the past 60 ka: Ephemeral secular variation features. - *Geology*, **20**: 399-402; Boulder, Colorado.
- THOUVENY, N., BEAULIEU, J.-L. DE, BONIFAY, E., CREER, K., GUIOT, J., ICOLE, M., JOHNSEN, S., JOUZEL, J., REILLE, M., WILLIAMS, T. & WILLIAMSON, D. (1994): Climate variations in Europe over the past 140 kyr deduced from rock magnetism. - *Nature*, **371**: 503-506; Washington.
- TRIC, E., LAJ, C., VALET, J.-P., TUCHOLKA, P., PATERNE, M., & GUICHARD, F. (1991): The Blake geomagnetic event: transition geometry, dynamical characteristics and geomagnetic significance. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **102**: 1-13; Amsterdam.
- VALOCH, K. (1996): Das Mittelwurm in den Lössen Südmährens und seine paläolithischen Kulturen. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **46**: 54-64; Hannover.
- VEROSUB; K. L., FINE, P., SINGER, M. J. & TENPAS, J. (1993): Pedogenesis and paleoclimate: Interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences. - *Geology*, **21**: 1011-1014; Boulder, Colorado.
- VITORELLO, I. & VOO, R. VAN DER (1977): Magnetic stratigraphy of Lake Michigan sediments obtained from cores of lacustrine clay. - *Quatern. Res.*, **7**: 398-412; New York.
- VLAG, P., THOUVENY, N., WILLIAMSON, D., ROCHETTE, P. & BEN-ATIG, F. (1996): Evidence for a geomagnetic excursion recorded in the sediments of Lac St. Front, France: A link with the Laschamp excursion. - *J. Geophys. Res.*, **101**: 28211-28230; Washington.
- VOGEL, J. & ZAGWIJN, W. (1967): Groningen radiocarbon dates VI. - *Radiocarbon*, **9**: 63-106; New Haven/USA.
- VOO, R. VAN DER (1993): Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. - 411 p.; Cambridge (University).
- WILLIAMS, T., THOUVENY, N. & CREER, K. (1998): A normalised intensity record from Lac du Bouchet: geomagnetic paleointensity for the last 300 kyr? - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **156**: 33-46; Amsterdam.
- WOILLARD, G. (1978): Grande Pile Peat Bog: A continuous pollen record for the last 140,000 years. - *Quatern. Res.*, **9**: 1-21; New York.
- WORM, H. -U. (1997): A link between geomagnetic reversals and events and glaciations. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **147**: 55-67; Amsterdam.
- ZAGWIJN, W. & PAEPE, R. (1968): Die Stratigraphie der weichselzeitlichen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. - *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**: 129-146; Öhringen/Württ.

- 
- ZHOU, L. P., OLDFIELD, F., WINTLE, A. G., ROBINSON, S. G. & WANG, J. T. (1990): Partly pedogenic variations in Chinese loess. - *Nature*, **346**: 737-739; Washington.
- ZHOU, L. P. & SHACKLETON, N. J. (1999): Misleading positions of geomagnetic reversal boundaries in Eurasian loess and implications for correlation between continental and marine sedimentary sequences. - *Earth Planet. Sc. Lett.*, **168**: 117-130; Amsterdam.
- ZÖLLER, L., STREMME, H. & WAGNER, G. (1988): Thermolumineszenz-Datierung an Löss-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein/Bundesrepublik Deutschland. - *Bayreuther geowiss. Arb.*, **14**: 103-112; Bayreuth.
- ZÖLLER, L., CONARD, N. & HAHN, J. (1991): Thermoluminescence Dating of Middle Palaeolithic Open Air Sites in the Middle Rhine Valley/Germany. - *Naturwissenschaften*, **78**: 408-410; Berlin.
- ZÖLLER, L., OCHES, E. & MCCOY, W. (1994): Towards a revised chronostratigraphy of loess in Austria with respect to key sections in the Czech Republic and in Hungary. - *Quatern. Sc. Rev.*, **13**: 465-472; Oxford.

## 8. Abkürzungsverzeichnis

ARM	Anhysteretische remanente Magnetisierung
AF-Entmagnetisierung	Wechselfeldentmagnetisierung
BP	Before present
CRM	Chemisch remanente Magnetisierung
DRM	Detritisch remanente Magnetisierung
F-Faktor	Abschätzung des superparamagnetischen Anteils
HT	Hauptterrasse
IRM	Isothermale remanente Magnetisierung
kHz	Kilohertz
Kyr BP	Kilo years before present
M	Magnetisierung
MIS	Marine isotopic stage
MD	Multi Domain (magnetische Korngröße)
MDF	Medium destruction field
mT	Millitesla
NRM	Natürlich remanente Magnetisierung
SD	Single Domain (magnetische Korngröße)
SP	Superparamagnetisch
TL	Thermolumineszenz
TRM	Thermoremanente Magnetisierung
VGP	Virtueller geomagnetischer Pol
VRM	Viskose remanente Magnetisierung
$\chi$	Volumenssuszeptibilität

## 9. Abbildungs- und Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Die erdmagnetischen Elemente	8
Tab. 2: Zeiten geringer und hoher Paläointensitäten	15
Tab. 3: Spezifische Suszeptibilität einiger paramagnetischer Minerale	18
Tab. 4: Einige magnetische Eigenschaften der wichtigsten natürl. Ferrite	19
Tab. 5: Umrechnung von Suszeptibilitätswerten	27
Tab. 6: Daten von Suszeptibilitätsmessungen	32
Tab. 7: NRM-Intensität nach therm. Entmagnetisierung (Probe <i>Rdl 027a</i> )	75
Tab. 8: Deklination und Inklinaton der Probe <i>m157</i>	113
Tab. 9: Deklination und Inklinaton der Probe <i>m147</i>	113
Tab.10: Durch Molluskenfaunen ermittelte Wärmeschwankungen	119
Abb. 1: Die charakteristischen Feldlinien des magnetischen Dipols	7
Abb. 2: Definition und Verknüpfung der erdmagnetischen Elemente	8
Abb. 3: Polaritätszeitskala der letzten fünf Millionen Jahre	9
Abb. 4: Schnittpunkte der VGP-Transitionspfade über dem Äquator	10
Abb. 5: VGP-Pfade des Blake-Events	12
Abb. 6: Synthetische Kurve (sint-800)	14
Abb. 7: Synthetische Kurve des virtuellen axialen Dipolmoments	16
Abb. 8: Die Wirkung eines äußeren magnetischen Feldes	17
Abb. 9: Ordnungszustände magnetischer Momente	18
Abb. 10: Ternäres System der Fe-Ti-Oxide	20
Abb. 11: Magnetische Domänenbereiche in Multidömän-Teilchen	22
Abb. 12: Hypothetische Änderung der Relaxationszeit	22
Abb. 13: Entstehung einer detritisch remanenten Magnetisierung	25
Abb. 14: Darstellung des VRM-Erwerbs eines SD-Teilchens	26
Abb. 15: Versch. Modelle für die Entst. magnetischer Suszeptibilitätsprofile	28
Abb. 16: Stark vereinfachtes Modell für die Entstehung von Suszeptibilität	30
Abb. 17: Diagramm der Genese von Lösssedimenten	36
Abb. 18: Verbreitung des Lösses in Europa	37
Abb. 19: Löss-Boden-Sequenz des Niederrheins	38
Abb. 20: Korrelation der Löss-/Paläoboden-Abfolgen des Tönchesberges	40
Abb. 21: Lage der im folgenden Text behandelten Profillokalitäten	43
Abb. 22: Grobe stratigraphische Einordnung aller untersuchten Profile	44
Abb. 23: Schematischer Schnitt aus dem Lössprofil Erkelenz	46
Abb. 24: Erkelenz 19 (Basisprofil über der Hauptterrasse)	47
Abb. 25: Profilbeschreibung des Teilprofils Erkelenz 19 a	48

Abb. 26: Profilbeschreibung des Teilprofils Erkelenz 15	49
Abb. 27: Profilbeschreibung des Teilprofils Erkelenz 18	50
Abb. 28: Hauptprofil Erkelenz	51
Abb. 29: Erkelenz 3	52
Abb. 30: Suszeptibilitäts- und NRM-Intensitätskurve	54
Abb. 31: Profil Erkelenz 3 (Rocourt-Solkomplex)	55
Abb. 32: Deklinations- und Inklinationskurven des Hauptprofils Erkelenz	57
Abb. 33: Deklination und Inklination des Erkelenzer Rocourt-Solkomplexes	57
Abb. 34: Relative Paläointensität im Profil Erkelenz	58
Abb. 35: TL-Datierungen und Archäologische Fundhorizonte	63
Abb. 36: Vergleich der stratigraphischen Einstufung des Profils Rheindahlen	64
Abb. 37: Lithologie und Bodentypisierung des Lössprofils Rheindahlen	67
Abb. 38: Suszeptibilitäts- und NRM-Intensitätskurve des Profils Rheindahlen	68
Abb. 39: Curie Balance Messungen	69
Abb. 40: Suszeptibilität vom 1. und 2. Profil Rheindahlen	70
Abb. 41: Charakteristische Deklination und Inklination im Profil Rheindahlen	72
Abb. 42: NRM0mT/NRM40mT-Kurve des 1. Profils Rheindahlen	73
Abb. 43: Wechselfeldentmagnetisierungskurve des Profils Rheindahlen.	74
Abb. 44: Inklination und Deklination im 2. Profil Rheindahlen	75
Abb. 45: Magnetisches Moment der NRM bei 0 und 40 mT	76
Abb. 46: ARM-Erwerbsskurven von ausgewählten Löss- und Bodenproben	77
Abb. 47: NRM-Intensitätskurve im Profil Rheindahlen	78
Abb. 48: Synthetische Kurve (sint-800) mit Angabe des Standardfehlers	79
Abb. 49: Zusammensetzung der Pyroxene der Tephra de Rocourt	82
Abb. 50: Lithologie und Bodentypisierung des Lössprofils Kesselt	84
Abb. 51: Kurven der spezifischen Suszeptibilität	86
Abb. 52: Niederfrequenz-(lf) und Hochfrequenzsuszeptibilität (hf).	87
Abb. 53: NRM-Intensitätskurve des Profils Kesselt	88
Abb. 54: Inklination und Deklination des Profils Kesselt	89
Abb. 55: Kurve der NRM (0 mT und nach 20 mT starkem Wechselfeld)	90
Abb. 56: Stratigraphische Korrelation der Nassböden des Profils Kesselt	91
Abb. 57: Das Profil Garzweiler 4	93
Abb. 58: Profilbeschreibung des Teilprofils Garzweiler 4-2	94
Abb. 59: Garzweiler-Teilprofil 4-1 nach SCHIRMER	95
Abb. 60: Suszeptibilität, Frequenzabhängigkeit und NRM-Intensität	97
Abb. 61: Suszeptibilität im Teilprofil Garzweiler 4-1	98
Abb. 62: NRM-Intensität des Teilprofils Garzweiler 4-1	99
Abb. 63: Analysediagramm der drei Mosbach-Humuszone	102
Abb. 64: Pollendiagramm der drei Mosbach-Humuszone	103
Abb. 65: Das Profil Mainz-Weisenau; lithologische Profilbeschreibung	105



---

Abb. 66: Volumenssuszeptibilität des Lössprofils Mainz-Weisenau	108
Abb. 67: Temperaturabhängige Suszeptibilität an ausgewählten Proben	109
Abb. 68: NRM-Intensitätskurven im Profil Mainz-Weisenau	110
Abb. 69: Thermische Entmagnetisierungskurven des Profils Mainz-Weisenau	111
Abb. 70: Charakteristische Deklination und Inklinaton in Mainz-Weisenau	112
Abb. 71: Statigraphische Einstufung des Lössprofils Mainz-Weisenau	115
Abb. 72: Grande Pile-Profil	118
Abb. 73: Vereinfachte Profillithologie des Lössprofils Schwalbenberg	122
Abb. 74: Suszeptibilitätskurve des Lössprofils Schwalbenberg	124
Abb. 75: Suszeptibilität des Profils Schwalbenberg bei 77° und 293° Kelvin	125
Abb. 76: NRM-Intensitätskurve des Profils Schwalbenberg	126
Abb. 77: Deklination und Inklinaton des Profils Schwalbenberg	127
Abb. 78: Relative Paläointensität des Profils Schwalbenberg	128
Abb. 79: Korrelation der Schwalbenberg-Suszeptibilitätskurve mit der Sauerstoffisotopenkurve GRIP aus dem grönländischen Eis	130
Abb. 80: Korrelation der Suszeptibilitätskurve des Profils Schwalbenberg II mit der Suszeptibilitätskurve des Profils Lanzhou/China	131