

**AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE**

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde
Nr. 113

**Magnetostratigraphisch-geochronologische Untersuchungen
zur Geschichte des Plio-Pleistozäns in Mitteleuropa
und ihrer Beziehungen
zur globalen geologischen, paläoklimatischen
und paläoökologischen Entwicklung**

von
Friedrich Wiegank



1990. 741

Herausgeber: Der Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde
Potsdam

Als Manuskript gedruckt
Potsdam 1990



Inhaltsverzeichnis

1.	Voraussetzungen und Zielstellung	5
2.	Physikalische und methodische Grundlagen der Magnetostratigraphie	13
2.1.	Die Magnetisierung natürlicher mineralischer Substanzen	13
2.2.	Magnetische Minerale	17
2.3.	Die Magnetisierung der Gesteine	23
2.4.	Die paläomagnetische Polaritätszeitskala PZS	25
3.	Methodik	29
3.1.	Vorbemerkungen	29
3.2.	Probenpräparation und Aufbereitung	29
3.3.	Untersuchung der petromagnetischen Charakteristik	30
3.3.1.	Bestimmung der magnetischen Minerale	30
3.3.1.1.	Röntgenphasenanalyse RPA (Röntgendiffraktometrie)	30
3.3.1.2.	Auflichtmikroskopie ALM	31
3.3.1.3.	Thermomagnetische Analyse TMA	32
3.3.2.	Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität und der magnetischen Suszeptibilitäts-Anisotropie	33
3.3.2.1.	Magnetische Suszeptibilität	33
3.3.2.2.	Magnetische Suszeptibilitäts-Anisotropie	34
3.4.	Bestimmung der paläomagnetischen Charakteristik	35
3.4.1.	Wechselfeld-Entmagnetisierung und Remanenzmessung	35
3.4.2.	Komponentenanalyse	36
3.5.	Magnetostratigraphische Interpretation der petro- und paläomagnetischen Daten	36
4.	Petro- und paläomagnetische Charakteristik des Untersuchungsmaterials	37
4.1.	Petromagnetische Charakteristik	37
4.1.1.	Magnetische Minerale	37
4.1.2.	Magnetische Suszeptibilität	42
4.1.3.	Magnetische Suszeptibilitäts-Anisotropie	47
4.2.	Paläomagnetische Charakteristik des Untersuchungsmaterials	48
4.3.	Magnetostratigraphische Interpretation der petro- und paläomagnetischen Merkmale der untersuchten Ablagerungen	61

5.	Magnetostratigraphische Charakteristik der untersuchten Profile	61
5.1.	Untersuchte Aufschlüsse in der DDR	62
5.2.	Untersuchte Aufschlüsse in der VR Bulgarien	82
5.3.	Untersuchte Probenserien von Aufschlüssen in der SFR Jugoslawien	91
6.	Stratigraphisch-geochronologische Folgerungen aus den magnetostratigraphischen Befunden der bearbeiteten Profile für die Rekonstruktion der Entwicklung des höheren Känozoikums in den untersuchten Regionen	93
6.1.	Grundmuster der Magnetisierung in den untersuchten Ablagerungen	93
6.2.	Interpretation registrierter Anomalien der Deklination und Inklination	95
6.3.	Geochronologische Präzisierung der klimastratigraphischen Ereignisfolge des höheren Känozoikums der DDR auf der Grundlage der paläomagnetischen Polartätszeitskala und der Sauerstoffisotopenskala SISK	103
6.3.1.	Oberes Pliozän und Frühpleistozän	104
6.3.2.	Cromer-Komplex	112
6.3.3.	Elster-Kaltzeit bis Saale-Kaltzeit	119
7.	Vergleichende geochronologische Untersuchungen zur paläoklimatischen Entwicklung im höheren Känozoikum	123
7.1.	Methodische Grundlagen	123
7.1.1.	Biostratigraphie	123
7.1.2.	Isotopen-Geochronologie	125
7.1.3.	Lithostratigraphie	127
7.1.4.	Morphostratigraphie	128
7.1.5.	Geochronologische Korrelation regionaler stratigraphischer Gliederungen	128
7.2.	Europa	129
7.2.1.	Mittelmeergebiet	129
7.2.2.	Niederlande	135
7.2.3.	Britische Inseln	138
7.2.4.	Nördliches Frankreich	139
7.2.5.	Bundesrepublik Deutschland	140
7.2.6.	VR Polen	160
7.2.7.	Pannonisches Becken, Republik Ungarn	167
7.2.8.	Sowjetunion	169
7.2.8.1.	Südukraine, Schwarzmeer-Kaukasus-Gebiet	169
7.2.8.2.	Lößzone und Vereisungsgebiet des europäischen Teils der Sowjetunion	174

7.3.	Asien	180
7.3.1.	Sowjetunion, Kaspi-Gebiet	180
7.3.2.	Sibirien	183
7.3.3.	Mittelasien	187
7.3.4.	Westliche Mongolei	189
7.3.5.	VR China	190
7.3.6.	Japan	193
7.3.7.	Indischer Subkontinent (Potwar, Kashmir)	196
7.3.8.	Java	199
7.4.	Afrika	201
7.4.1.	Ostafrika	201
7.4.2.	Marokko	209
7.5.	Nordamerika	210
7.5.1.	Nordamerikanische Atlantikküste	210
7.5.2.	Stratigraphie und Geochronologie wichtiger Säugerfaunen von Nordamerika	212
7.5.3.	High Plains und Great Plains	216
7.5.4.	Die Vereisungsgebiete in den USA	218
7.6.	Südamerika	221
7.6.1.	Vegetationsentwicklung und Klimageschichte der Hochebene von Bogotá	221
7.6.2.	Chronologie der Säugerfaunen von Südamerika	225
7.6.3.	Die Vergletscherung der Anden	226
7.7.	Neuseeland	228
7.8.	Australien	231
7.9.	Antarktika	234
8.	Ergebnisse zur regionalen und globalen paläoklimatischen Entwicklung im höheren Känozoikum	235
9.	Zusammenfassung und Ausblick	256
	Literatur	260
	Tabellen 31 - 33	302
	Tabellen 34 - 37	Anhang

1. Voraussetzungen und Zielstellung.

Das höhere Känozoikum (etwa die letzten 5 Ma) als Zeit tiefgreifender geologisch-tektonischer, paläoklimatisch-geoökologischer und stammesgeschichtlicher Veränderungen und Umwälzungen ist seit langem Forschungsgegenstand unterschiedlichster geowissenschaftlicher, biowissenschaftlicher und anthropologisch-archäologischer Fachdisziplinen, die in den überlieferten Sachzeugen dieser Zeit Antworten auf Fragen nach Ablauf, treibenden Kräften und letzten Ursachen der bis in die Gegenwart wirkenden geodynamischen, paläoklimatischen und entwicklungsgeschichtlichen Prozesse suchen. In den letzten etwa 20 Jahren wurden in der Analyse der Ereignisfolge und der Untersuchung kausaler Zusammenhänge dieser Zeit auf der Grundlage neuer methodischer Möglichkeiten wichtige Erkenntnisfortschritte erreicht, die zumindest partiell bereits detaillierte Beschreibungen der Phänomenologie von Teilprozessen (i. S. von Ereignisfolgen) erlauben:

Durch Anwendung der paläomagnetischen Bewegungs- und Zeitanalyse konnten auf der Basis der Konzeption der Plattentektonik die Kinetik des Lithosphären-Mosaiks und die damit verbundenen tektogenetisch-geologischen, paläogeographischen und paläoozeanologischen Veränderungen in den Grundzügen geklärt werden. Die Einführung der paläomagnetischen Polaritätszeitskala PZS durch COX (1969) ermöglichte eine präzise Datierung dieses Prozesses und eröffnete zugleich neue Möglichkeiten zur Analyse des Zeitverhaltens der die Gesamtentwicklung des höheren Känozoikums bestimmenden Teilprozesse, wodurch zwischen diesen bestehende Zusammenhänge verdeutlicht werden können. Durch die Anwendung der paläomagnetischen Datierung auf kontinentale Serien (BUCHA u. a. 1968; PEVZNER 1970, VAN MONTFRANS 1971) wurden neue Voraussetzungen für interregionale und interfazielle Korrelationen zwischen marinen und terrestrischen Bildungen geschaffen.

Für die Rekonstruktion der paläoklimatischen Entwicklung war die Anwendung der klima-indikativen Sauerstoffisotopen-Analyse in der Paläoozeanologie von grundlegender Bedeutung, die erstmals eine vollständige Erfassung der Klimaänderungen des gesamten Känozoikums ermöglichte. Durch die Eichung der $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Variationskurve der Tiefseesedimente mit Hilfe der PZS konnten zunächst die Folge und die Frequenz der globalen Klimaschwankungen des höheren Känozoikums bis zu einem Zeitraum von etwa 2 Ma v. h. bestimmt und eine physikalisch datierte Sauerstoffisotopenskala ($\delta^{18}\text{O}$ -Skala, SISK) aufgestellt werden, die ihrerseits zur Korrelation und Altersbestimmung der zumeist lückenhaft überlieferten und nur unter günstigen Bedingungen radiometrisch datierbaren paläoklima-

tischen Ereignisfolgen auf den Kontinenten genutzt werden kann. In den letzten Jahren sind auch durch weitere methodische Verbesserungen einiger radiometrischer und die Einführung neuer kernphysikalischer Datierungsverfahren (Elektronenspinresonanz ESR, Thermolumineszenz TL) Genauigkeit und Anwendungsbereiche der physikalischen Altersbestimmung vergrößert worden, wodurch die Sicherheit der indirekten physikalischen Datierungsverfahren der PZS und der SISK weiter erhöht werden kann.

Die neuen methodischen Voraussetzungen und die wachsende Nachfrage der Geoindustrie sowie anderer Wirtschafts- und Wissenschaftszweige nach stratigraphischen und lithofaziellen Informationen haben in den letzten etwa 10 Jahren zu einer deutlichen Vermehrung und Verdichtung des Datenmaterials über die Ereignisfolge und die entwicklungsbestimmenden Faktoren und Prozesse des höheren Känozoikums insgesamt geführt, aus denen nach den Untersuchungen von KENNETT (1977), SCHNITKER (1980), BERGGREN, HOLLISTER (1977) und LEGETT (1985) in den Grundzügen folgender Ablauf der tektonisch-geologischen, paläogeographischen und paläoklimatischen Entwicklung abgeleitet werden kann:

1. Die seit dem Aufbrechen Gondwanas im Mesozoikum überwiegend nord-südwärts gerichteten Plattenbewegungen der östlichen Hemisphäre führen im Känozoikum durch das Wegdriften Afrikas, Indiens und später Australiens von Antarktika im Westen zur Schließung, im Osten zur Einengung der äquatorial-zonal verlaufenden Neotethys bei einhergehender Öffnung und Ausweitung des Atlantiks und der zirkumantarktischen Tiefseegebiete.
2. Im Raum des östlichen Mittelatlantiks und des östlichen Pazifiks dominieren im Tertiär ost-west- bzw. nordost-südwestwärts gerichtete Plattenbewegungen, die zu folgenschweren paläogeographischen Veränderungen führen: Mit der Öffnung der nördlichen Labrador-Passage und der Bildung der Norwegisch-Grönländischen See im Eozän-Oligozän hält der Trend zur Weitung der meridional verlaufenden Meeresstraße des Atlantiks an, mit dem Auseinanderdriften von Südamerika und Antarktika öffnet sich im Oligozän die Drakestraße, und im mittleren Pliozän wird der Isthmus von Panama geschlossen.
3. Mit dieser paläogeographischen Umgestaltung ist eine sukzessive Umstellung des globalen ozeanischen Zirkulationssystems verbunden, die durch die Sperrung der äquatorialen Meeresstraßen, die Schaffung eines zweiten meridional geöffneten Ozeans zwischen den Polargebieten und die Entstehung eines ausgedehnten zirkumantarktischen Meeresgebietes gekennzeichnet ist.
4. Mit der Änderung der Land-See-Verteilung und der ozeanischen Zirkulation korrespondiert eine stufenweise Abnahme der Tempe-

raturen des Oberflächen- und des Tiefenwassers polarer und gemäßigter Breiten.

5. Gleichzeitig mit der Änderung der paläogeographisch-ozeanographischen Bedingungen erfolgt eine fortschreitende Umstellung des Globalklimas. Nach einer stufenweisen Abnahme der Globaltemperatur im Oligozän-Miozän, während der ab Miozän auf Antarktika kontinuierlich eine Inlandeiskalotte heranwächst, werden im obersten Pliozän die Klimabedingungen des Eiszeitalters erreicht, in dem in mittleren Breiten subarktisch-arktische mit warm-gemäßigten Klimaten wechseln in Korrespondenz mit einem periodischen Auf- und Abbau mächtiger Inlandvergletscherungen auf der Nordhalbkugel und einer persistierenden Eiskalotte auf Antarktika.
6. Diese zyklischen Klimavariationen bewirken nun im Rhythmus der von ihnen gesteuerten eustatischen Meeresspiegelschwankungen durch Fluten und Trockenlegen weiter Schelf- und Küstengebiete, durch das damit verbundene Öffnen und Schließen von Meeresstraßen und Landengen rasche, großflächig wirksame paläogeographische Wandlungen, und die Überlagerung der globalen zyklischen paläoklimatischen und paläogeographischen Änderungen hat weitreichende, in der Frequenz der Klimaschwankungen wiederkehrende Verschiebungen der paläobiogeographisch-ökologischen Bedingungen zur Folge.
7. Im Zusammenwirken der zyklischen Variationen der Temperatur- und Feuchtigkeitsregimes mit denen der paläogeographischen Bedingungen - besonders der Öffnung und Sperrung von Migrationsbahnen - vollzogen sich im Rahmen weiträumiger Arealverschiebungen tiefgreifende Deformationen in allen Biogeozönosen von den Polargebieten bis in die Tropen, in deren Ergebnis ein dramatischer Anstieg der intra- und interspezifischen Konkurrenz und über die damit verbundene Anhebung der Selektion insgesamt eine Erhöhung der Evolutionsrate angenommen werden muß.
8. Am Ende dieser Entwicklung steht der Mensch, der schließlich in der Industriegesellschaft durch die gesellschaftliche Produktion und deren Auswirkungen selbst zu einem die exogenen geologischen Prozesse beeinflussenden, die geoökologischen Verhältnisse verändernden und damit in die Struktur und Funktion der Biogeosphäre tief eingreifenden Faktor geworden ist.

Der erreichte Kenntnisstand läßt anhand des Zeitverhaltens der Ereignisfolgen Zusammenhänge zwischen den geotektonisch-paläogeographischen und paläoklimatisch-geoökologisch-stammesgeschichtlichen Prozessen erkennen. Er reicht aber keinesfalls aus, um bereits ein hinreichendes Modell für die Beschreibung der Gesamtentwicklung des höheren Känozoikums aufzustellen.

Das gilt auch für die Untersysteme des sich fortentwickelnden Gesamtsystems der Erde im höheren Känozoikum. So kann die Kinematik der Lithosphärenplatten bisher noch nicht durch ein allgemeines und einheitliches geodynamisches Modell beschrieben werden.

Die noch bestehenden Kenntnislücken in der paläoklimatischen Entwicklung lassen noch immer weiten Raum für divergierende Auffassungen über den Verlauf, Charakter und die Ursachen des Wechsels von einem global ausgeglichenen warm-humiden Klima der Oberkreide zu dem des Eiszeitalters. Nach wie vor sind Anzahl, Dauer und Intensitäten der Kaltzeit-Warmzeit-Zyklen des Quartärs Gegenstand kontroverser Diskussion, ist dessen Abgrenzung gegen das Tertiär strittig, ist die Korrelation der skandinavischen mit den alpinen, der eurasiatischen mit den nordamerikanischen Vereisungen unklar, bestehen Widersprüche hinsichtlich der Gleichzeitigkeit der paläoklimatischen Ereignisfolge auf der Nord- und Südhalbkugel, ist auch die für die Begründung realistischer globaler Klimamodelle wichtige Frage der Auswirkungen der pleistozänen Kalt- und Warmzeiten in subtropischen und tropischen Regionen noch nicht eindeutig zu beantworten.

Die Gründe hierfür liegen in einer Reihe unterschiedlicher Probleme, die sich aus dem komplexen Zusammenwirken der die Entwicklung des höheren Känozoikums bestimmenden Prozesse selbst ergeben:

1. In der vorwiegend lückenhaften Überlieferung der stratigraphisch zumeist nur regional aussagefähigen fossilen Informationsträger der terrestrischen Fazies, auf die sich die stratigraphische wie die ökologische Analyse bei der Rekonstruktion der Entwicklung stützt, die auf den Kontinenten i. allg. differenzierter verläuft als in mariner Fazies;
2. im verbreiteten Mangel an echten Leitfossilien, insbesondere in terrestrischer Fazies, wodurch die stratigraphische Definition von Referenzprofilen und -horizonten und deren Korrelation erschwert wird;
3. im zyklischen Verlauf der im späten Känozoikum weitgehend paläoklimatisch gesteuerten geologisch-geoökologischen Entwicklung als eine Folge wiederkehrender Phasen mit ähnlichen lithostratigraphischen, biostratigraphischen und paläoklimatischen Merkmalen, die daher schwer zu unterscheiden sind;
4. in den vom globalen Trend abweichenden spezifischen Ereignisfolgen unterschiedlicher (paläoklimatischer) Regionen, wodurch interregionale Korrelationen auf der Grundlage paläoklimatischer Indikationen allein eingeschränkt werden;
5. in der zeitlich begrenzten Reichweite und Unschärfe vieler physikalischer Datierungsverfahren, wodurch stützende parastratigraphische und lokale Gliederungen und Korrelationen abgesi-

chert werden könnten.

Angesichts der mit dem fortschreitenden Anstieg der gesellschaftlichen Produktion in den letzten Jahrzehnten zunehmenden anthropotechnogenen Wirkung auf das empfindliche, nur begrenzt pufferungsfähige Bedingungsgefüge der Geobiosphäre und damit zugleich in die natürlichen Lebensgrundlagen wie die allgemeine Lebensqualität des überwiegenden Teils der Erdbevölkerung ist die Umweltbelastbarkeit zu einer der entscheidenden limitierenden Bedingungen aller progressiven ökonomischen Strategien geworden, die sich ein kontinuierliches Wachstum der Wirtschaft und des Nationaleinkommens bei nachhaltig stabiler Sicherung der natürlichen Lebensgrundlagen zum Ziel gestellt haben. Die hieraus folgende Forderung nach einer bereits mittelfristigen Optimierung des Stoff- und Energieaustauschs zwischen Gesellschaft und Natur verlangt für den Lösungsansatz dieses Problems zunächst eine umfassende Beschreibung des derzeitigen Zustands und der Stabilität der Geobiosphäre, woraus dann Modelle der künftigen möglichen Entwicklungen unter den Bedingungen technogener Wirkungen abzuleiten sind.

Diese Zielstellung ist ohne detaillierte Kenntnis der seit dem höheren Känozoikum wirksamen geologischen, paläogeographischen und paläoklimatischen Bedingungen und Prozesse, deren Ergebnis der Zustand der rezenten Biogeosphäre letztlich ist, nicht hinreichend zu lösen. Die Bedeutung dieser Aufgabe wird durch die Zusammenfassung und Koordinierung internationaler Forschungskapazität in dem von der ICSU getragenen multidisziplinären Langzeit-Projekt "International Geosphere/Biosphere Program on Global Changes" unterstrichen (PRICE 1986).

Im Hinblick auf die neuen zu lösenden Aufgaben, insbesondere zur Analyse global gesteuerter fundamentaler Stoffkreisläufe und Energieumsätze, wie sie in den Wechselwirkungen zwischen Litho-, Hydro- und Atmosphäre verlaufen, ihrer Steuermechanismen, Randbedingungen und letzten Ursachen, erhält die geologische Prozeßforschung eine weit über ihre bisherige Rolle als Methodenkomplex für die Modellierung begrenzter geologischer Teilsysteme hinausgehende Bedeutung. Die Rekonstruktion der entwicklungsbestimmenden Bedingungen und Prozesse ist nur über die Bestimmung ihrer in den geologischen Sachzeugen (geologische Bildungen s. l.) dokumentierten Wirkungen und deren zeitlicher Beziehungen zueinander auf der Grundlage des aktualistischen Prinzips möglich. Für die weitere Charakterisierung der Prozesse ist neben Informationen über spezifische Realisierungsbedingungen eine detaillierte Kenntnis des Zeitverhaltens, insbesondere der Dauer, Variationen und Fluktuationen, Änderungsgeschwindigkeiten, Verweilzeiten sowie der Grenzwerte unterhalb und oberhalb irreversibler Änderungen erforder-

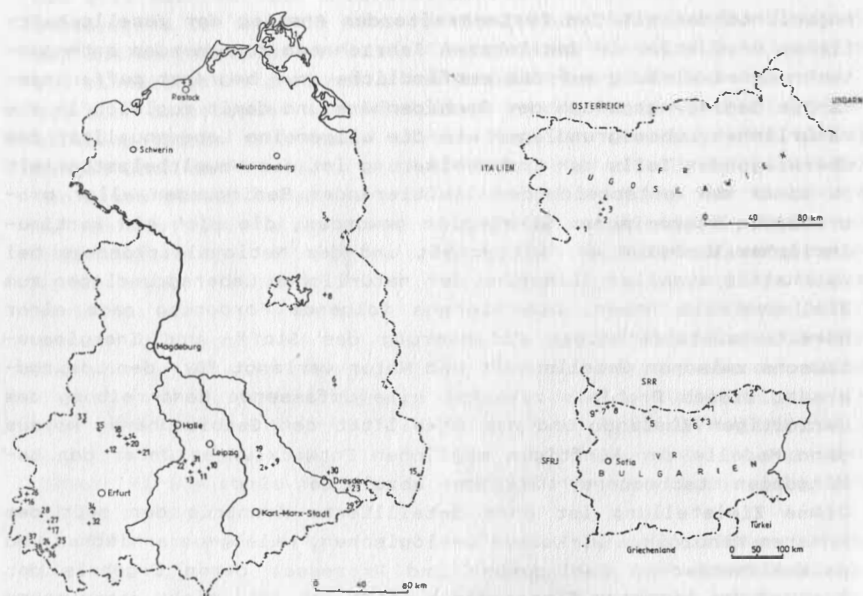


Abb. 1. Lage der untersuchten Profile

<u>DDR:</u>	1 - Neu Muckran	20 - Kalbsrieth	<u>VR Bulgarien:</u>
	2 - Klosterbuch	21 - Wendelstein	1 - Russe
	3 - Stoltera	22 - Pörsten	2 - Silistra
	4 - Stolpe	23 - Wehlen	3 - Kosar Belene
	5 - Steinhöfel	24 - M.-U.maßfeld	4 - Tutrakan
	6 - Schönfeld	25 - Mtl. Tonkopf	5 - Bregare
	7 - Weißagk	26 - Gerstungen	6 - Bosilkovski
	8 - Rüdersdorf	27 - Breitungn	7 - Stanevo
	9 - Rittmitz	28 - Dänischer Berg	8 - Lom
	10 - Peres	29 - Kl.gießhübel	9 - Smirnenski
	11 - Profen	30 - Klotzsche	
	12 - Bilzingsleben	31 - Domsen	<u>SFR Jugoslawien:</u>
	13 - Pirkau	32 - Rippersroda	1 - Divaska Jama
	14 - Voigtstedt	33 - N.-Petersdorf	2 - Postojnska Jama
	15 - Berzdorf	34 - Bittstedt	3 - Planinska Jama
	16 - Horschlitt	35 - Berga	4 - Logatec
	17 - N.schmalkalden	36 - Sülzfeld	
	18 - Rieth-N.hausen	37 - K.sundheim	
	19 - Mahlis	38 - Haselbach	

derlich. Es ist offensichtlich, daß hierzu eine hochauflösende Datierung des geologischen Geschehens insgesamt unerlässlich ist. Ausgehend von den gesamtgesellschaftlichen Forderungen nach umfassenden Informationen zur Lösung von Schlüsselproblemen, den Anforderungen der geowissenschaftlichen angewandten und Grundlagenforschung nach Datenmaterial zur zeitlich schärferen Kennzeichnung lithostratigraphischer Einheiten des höheren Känozoikums für die Lösung praxisbezogener Aufgaben (Optimierung der Abraumtechnologie, Erschließung und Bewirtschaftung von Wasservorräten, Suche und Erkundung von Lagerstätten für die Baustoffindustrie, Ausweisung von Deponiestandorten, Bereitstellung von Datenfonds für die Territorialplanung) und in Übereinstimmung mit dem internationalen Forschungstrend zur Klärung des Zustands, der Stabilität und der künftigen Entwicklung der Geobiosphäre stellt sich die vorliegende Untersuchung das Ziel, durch die magnetostratigraphische Analyse petro-paläomagnetischer Merkmale stratigraphisch wichtiger Profile des Plio-Pleistozäns der DDR und von Vergleichsgebieten in SE-Europa zu einer genaueren Datierung der Ereignisfolge des höheren Känozoikums in Mitteleuropa beizutragen, auf diese Weise die Möglichkeiten interregionaler und globaler Korrelationen von stratigraphischen Schlüsselprofilen zu erweitern und damit die Voraussetzungen zur Charakterisierung des entwicklungsbestimmenden globalen und regionalen geologisch-paläoklimatischen Bedingungsgefüges und der aus diesem resultierenden Prozeßabläufe zu verbessern.

Hierzu waren folgende Teilaufgaben zu lösen:

1. Petro-paläomagnetische Untersuchungen
 - 1.1. Bestimmung der petro-paläomagnetischen Merkmale von Leitprofilen des höheren Känozoikums und Analyse ihrer magnetostratigraphischen Charakteristik
 - 1.2. Ableitung der paläomagnetischen Polaritätsfolge der untersuchten Profile anhand ihres petro-paläomagnetischen Merkmalsinventars und Korrelation mit der PZS.
2. Vergleichende chronostratigraphische Untersuchungen
 - 2.1. Klimastratigraphische Korrelation der kontinentalen Bildungen des mitteleuropäischen Periglazial- und Glazialgebietes im zeitlichen Rahmen der PZS mit der Sauerstoffisotopenskala SISK.
 - 2.2. Interregionaler Vergleich der paläoklimatisch-geoökologischen Entwicklung auf der Grundlage der PZS und der SISK.
 - 2.3. Schlußfolgerungen zur globalen und regionalen Entwicklung des höheren Känozoikums.

Die Auswahl und Bearbeitung der Profile aus dem Territorium der DDR erfolgte in enger Abstimmung mit den für die Quartärforschung in der DDR zuständigen Einrichtungen (Zentrales Geologisches Institut, Berlin; Institut für Quartärpaläontologie, Weimar; Paläontologisches Museum der Humboldt-Universität, Berlin; VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg; Abteilung Geologie, Rat des Bezirkes Leipzig; Landesmuseum für Vorgeschichte, Halle). Darüber hinaus konnten auf der Grundlage bilateraler Akademievereinbarungen magnetostratigraphische Untersuchungen an Profilen des höheren Känozoikums in der VR Bulgarien und an Probenseerien aus dem Karstgebiet der SFR Jugoslawien durchgeführt werden. Die Lage der bearbeiteten Profile zeigt Abb. 1.

Danksagung

Für die Auswahl von aussagefähigen Profilen als Grundlage der Untersuchungen sowie für Erörterungen lokaler und regionaler stratigraphischer Basisprobleme bin ich Herrn Dipl.-Geol. A. G. CEPEK, Berlin, sowie den Herren Dres. G. BÖHME, Berlin, L. EISSMANN, Leipzig, J. ELLENBERG, Jena, K. ERD, Berlin, R. FUHRMANN, Leipzig, K.-D. JÄGER, Halle, D. MANIA, Bilzingsleben, D. STEDING, Freiberg, A. LUDWIG, Potsdam, A. STEINMÜLLER, Jena, H. ULLRICH, Berlin, K. P. UNGER, Jena, L. WOLF, Freiberg, P. NOŽAROV, Sofia, zu besonderem Dank verpflichtet. Herrn Prof. P. BANKWITZ danke ich für die Vermittlung der Untersuchungen an jugoslawischen Karstsedimenten. Besonderer Dank gebührt Herrn Prof. H.-J. BAUTSCH, Berlin, und Herrn Dr. G. ANDREHS, Potsdam, für die mikroskopische Bestimmung der magnetischen Minerale und Herrn Dipl.-Geol. H.-J. LUCKERT, Potsdam, für die röntgenphasenanalytische Mineraldiagnose.

Für die Diskussion von Problemen der petro-paläomagnetischen Methodik und der Dateninterpretation danke ich den Herren Dres. V. DAMM, M. MENNING und K. ROTHER, Potsdam.

Als von besonderem Wert für eine realistische Interpretation der petro-paläomagnetischen Daten wie für die Korrelation der regionalen Gliederungsschemata erwiesen sich kritische Diskussionen mit führenden Quartärstratigraphen. Mein Dank gilt insbesondere Herrn Dr. W.-D. HEINRICH, Berlin, und den Herren Prof. K. BRUNNACKER, Köln, H.-D. KAHLKE, Weimar, M. KRETZOI, Budapest, J. MANGERUD, Bergen, M. MINKOV, Sofia, J. E. MOJSKI, Warschau, H. NAKAGAWA, Tokyo, Dr. A. A. NIKONOV, Moskau, Dr. V. SIBRAVA, Paris, Prof. A. A. VELICKO, Moskau, Prof. V. A. ZUBAKOV, Leningrad, und Dr. W. H. ZAGWIJN, Haarlem, für förderliche methodische Anregungen sowie für Hinweise und Empfehlungen zur Beachtung spezifischer regionaler stratigraphischer Probleme.

Nicht zuletzt möchte ich den Herren K. HILBERT und A. HENDRICH

Dank sagen, die die präparativen und meßtechnischen Laborarbeiten und die zeichnerische Darstellung der Arbeitsergebnisse in vorzüglicher Qualität besorgten.

2. Physikalische und methodische Grundlagen der Magnetostratigraphie

2.1. Die Magnetisierung natürlicher mineralischer Substanzen

Die Magnetostratigraphie als Zweig des Paläomagnetismus beruht auf zwei Grundvoraussetzungen:

1. Auf der Möglichkeit der Bildung einer remanenten Magnetisierung in den Gesteinen während ihrer Genese und deren Erhaltung über Zeiträume von mehr als 10^9 a,
2. auf den Variationen des Erdmagnetfeldes EMF mit global isochronen Umpolungen, die mit Frequenzen zwischen 10^5 - 10^7 a erfolgen, sowie quasiperiodischen Änderungen seiner Deklination, Inklination und Intensität, die aufgrund der ersten Voraussetzung in den Gesteinen fixiert und reproduziert werden können.

Träger der remanenten Magnetisierung der Gesteine sind die in ihnen als Akzessorien enthaltenen magnetischen Minerale, vor allem Magnetit, Titanomagnetit, Hämatit, untergeordnet Maghemit und Goethit. Dementsprechend können Gesteine im Prozeß der Lithogenese als schwache Lösungen ferromagnetischer Partikeln in vorwiegend paramagnetischer und diamagnetischer Matrix betrachtet werden. Im folgenden wird der Begriff Magnetisierung auf das Phänomen des Ferromagnetismus s. l. bezogen.

Unter natürlichen Bedingungen besteht die Magnetisierung eines Gesteins aus zwei genetisch verschiedenen Anteilen:

$$M = M_i + M_r \quad (1)$$

M_i ist die induktive Magnetisierung durch die Wirkung des derzeitigen Erdmagnetfeldes auf die magnetisierbaren Mineralphasen; M_r ist die natürliche remanente Magnetisierung NRM eines Gesteins als Ergebnis des mit seiner Bildung und seiner postgenetischen Entwicklung verbundenen Magnetisierungsprozesses infolge der Wirkung des paläomagnetischen Feldes.

Die magnetische Suszeptibilität eines Gesteins ist definiert durch

$$J_i = kH \quad (2)$$

(J_i - Magnetisierung pro Einheitsvolumen; k - Volumensuszepti-

bilität, H - äußeres Magnetfeld)
oder

$$M_i = \chi H \quad (3)$$

(M_i - Magnetisierung pro Einheitsmasse; χ - Massensuszeptibilität in m^3kg^{-1}).

Die Magnetisierung ferromagnetischer Minerale s. l. wird durch die Theorie der Ein-, Pseudoein- und Mehrbereichsteilchen beschrieben (NEEL 1949; VERHOOGEN 1959; STACEY 1962; EVERITT 1962): Bei konstanter Temperatur ist die Richtung der spontanen Magnetisierung in einem Mineralkorn oder einer Mineralphase gleich einer der Richtungen, in denen die Gesamtheit der freien Energie der Mineralphase ein Minimum aufweist (Richtung leichter Magnetisierbarkeit). Diese setzt sich aus den Termen

$$1. \text{ Austauschenergie } E_{\text{ex}} = -2JS_1S_2 \quad (4)$$

(J - Austauschenergie-Konstante; S_1, S_2 - totale Elektronenspin-Quantenzahlen; Minimum bei kollinearer Spinorientierung)

$$2. \text{ Anisotropie-Energie } E_{\text{anis}} = K_U \sin^2\theta \quad (5)$$

(K_U - Anisotropie-Konstante für uniaxiale Anisotropie; θ - Winkel zwischen der Magnetisierung M und der Achse leichtester Magnetisierung; Minimum der Magnetisierung längs Achsen leichtester Magnetisierung)

$$3. \text{ Magnetostatische Eigenenergie } E_{\text{eig}} = -1/2 \mu_0 M H_D \quad (6)$$

(μ_0 - Permeabilität des freien Raumes; H_D - Entmagnetisierungsfeld; Minimum bei minimalem Entmagnetisierungsfeld $H_D = -NH$, bei $N = 0$; N - Entmagnetisierungsfaktor)

$$4. \text{ Magnetostatische Energie, erzeugt durch äußere Felder } H_e$$

$$E_{\text{ms}} = -\mu_0 M H_e \quad (7)$$

Im feldfreien Raum bei $H_e = 0$ ergibt sich bei statistischer Verteilung und Orientierung der magnetischen Mineralkörner einer Probe eine quasikugelsymmetrische Richtungsabhängigkeit der freien Energie, so daß wegen der Gleichverteilung aller Richtungen der spontanen Magnetisierung im Nullfeld die Probe keine remanente Magnetisierung aufweist. Unter Einwirkung von magnetischen Gleichfeldern (Erdmagnetfeld) ist die Verteilungsfunktion der freien

Energie jedoch nicht mehr kugelsymmetrisch, sondern besitzt in Richtung des magnetisierenden Feldes ein Minimum, so daß im Entstehungsprozeß spontaner Magnetisierung nach Unterschreiten der Curie-Temperatur T_C bei der Blockungstemperatur T_B bzw. bei Überschreiten des Blockungsvolumens v_B eine Orientierung der magnetischen Momente in Richtung des äußeren Feldes erfolgt.

Die Diskrepanz in der Erhaltung eines energetischen Minimums zwischen den Termen 1 und 2 einerseits und 3 und 4 andererseits nach Überschreiten eines kritischen Grenzvolumens wird durch die Abgrenzung von Bereichen mit inneren parallelgerichteten kohärenten Spinstrukturen (Weiss'sche Bezirke, Domänen) aufgehoben, die durch Zonen inkohärenter Spinorientierung mit Rotationen der Spinrichtung um 180° getrennt sind (Blochwände) und deren magnetische Momente so orientiert sind, daß die magnetostatische Energie benachbarter Bezirke minimal ist. In Abhängigkeit von Volumen und Form magnetischer Mineralkörner (-phasen) entstehen demgemäß nach Unterschreiten der Blockungstemperatur T_B bzw. nach Überschreiten kritischer Kristallvolumen v_B , bei denen die Bildung einer spontanen Magnetisierung nicht mehr durch thermische Agitation unterbunden wird, magnetische Einbereichsteil-, Pseudoeinbereichsteil- und Mehrbereichsteil-Strukturen, die sich in ihrem Magnetisierungsverhalten, ihrer Stabilität gegen äußere Felder und damit in ihrer Eignung zur Bewahrung einer resistenten remanenten Magnetisierung, zur Fixierung paläomagnetischer Information über geologische Zeiträume hinweg unterscheiden.

Als Träger paläomagnetischer Information sind nur Ein- und Pseudoeinbereichsteil-Strukturen von Interesse, da Mehrbereichsteilchen wegen der Kompensation der durch äußere Felder (Erdmagnetfeld) erzeugten magnetostatischen Energie, die die paläomagnetische Nutzinformation über Richtung und Intensität des äußeren Feldes zur Zeit der Bildung des Remanenzträgers enthält, für paläomagnetische Analysen bedeutungslos sind.

Pseudoeinbereichsteilchen, die sich paläomagnetisch ähnlich den Einbereichsteilchen verhalten, haben ein größeres Volumen als diese, das zum großen Teil von inkohärenten Spinstrukturen eingenommen wird.

Die Gesamtenergie eines Einbereichskorns ist die Summe seiner Anisotropieenergie (5) und der durch ein äußeres Feld erzeugten magnetostatischen Energie (7):

$$E = K_u \sin^2 \theta - \mu_0 M_s H \cos(\phi - \theta) \quad (8)$$

(θ = Winkel zwischen der Magnetisierung M und der Achse leichtester Magnetisierung; ϕ - Richtung des äußeren Feldes). Hieraus

folgt für die initiale Suszeptibilität $\chi = dM_H/dH$ für kleine Felder und ohne Einfluß thermischer Vibration

$$\chi = \mu_0 M_S^2 / 3K_U \quad (9)$$

und daraus für die Magnetisierung von Einbereichsteilchen

$$M = \mu_0 M_S^2 vH / 3K_U \quad (10)$$

Die in einer Mineralphase durch ein äußeres Magnetfeld erzeugte Magnetisierung wird nach dessen Eliminierung durch thermische Vibration nach der Beziehung

$$M_r = M_0 e^{-t/\tau} \quad (11)$$

abgebaut (M_r - remanente Magnetisierung nach der Zeit t ; M_0 - Anfangsmagnetisierung; τ - Relaxationszeit).

Die Relaxationszeit ist die charakteristische Zeit, die zur Überwindung der Barrieren der magnetostatischen Energie durch die thermische Agitation kT erforderlich ist:

$$\tau = f_0 \exp(K_U/kT) = f_0 (vH_C M_S / 2kT) \quad (12)$$

(f_0 - Frequenzfaktor; k - Boltzmannkonstante; T - absolute Temperatur; H_C - Anisotropie-Feld, Koerzitivkraft; M_S - spontane Magnetisierung).

Danach ist die Relaxationszeit eine starke logarithmische Funktion von T und v . Bei Abkühlung eines Einbereichsteilchens konstanten Volumens unter die Curie-Temperatur bzw. bei Überschreiten kritischer Korngrößen während des Kristallwachstums bei konstanter Temperatur (unterhalb der Curie-Temperatur) nimmt die Relaxationszeit rasch logarithmisch zu. In Abhängigkeit von ihrer Dauer existieren - getrennt durch eine Übergangszone - zwei voneinander streng verschiedene Bereiche magnetischen Verhaltens: Sind die Relaxationszeiten kürzer als die Dauer eines Laborexperiments (etwa 10^2 s), so wird der Magnetisierungsprozeß nicht durch die Energiebarrieren der Kristallanisotropie beeinflusst, sondern nur durch die thermische Agitation kT bestimmt, unter deren Wirkung sich ein Gleichgewichtszustand ohne Ausbildung einer remanenten Magnetisierung einstellt (Superparamagnetismus). Sind die Relaxationszeiten länger (etwa 500 s), so bilden sich quasistabile Ungleichgewichtszustände heraus: Es entsteht eine spontane remanente Magnetisierung, die nicht mehr durch thermische Agitation überwunden werden kann, und eine Änderung der Magnetisierung er-

folgt nur bei Änderung der Funktion der Energiebarrieren K_U (Ferromagnetismus s. 1.). Zwischen beiden Zustandsbereichen liegt eine schmale Übergangszone, in der nach (12) für magnetische Partikeln konstanten Volumens bei Abkühlung unter eine Blockungstemperatur T_B bzw. für magnetische Partikeln konstanter Temperatur bei Überschreiten der kritischen Partikelgröße v_B die Relaxationszeit sehr schnell ansteigt und dabei der superparamagnetische in den ferromagnetischen Ordnungszustand mit Ausbildung einer stabilen remanenten Magnetisierung übergeht.

Mit diesem Wechsel im magnetischen Ordnungszustand geht eine sprunghafte Änderung der Magnetisierbarkeit einher: Oberhalb der Curie-Temperatur T_C bzw. des Blockungsvolumens v_B nimmt die Suszeptibilität mit fallender Temperatur (wachsendem Volumen) rasch zu, erreicht bei der Curie-Temperatur (beim Blockungsvolumen) ein Maximum und nimmt mit weiter fallender Temperatur wieder ab (Hopkinson-Effekt, O'REILLY 1984). Dem vergleichbar nimmt bei konstanter Temperatur die Suszeptibilität eines superparamagnetischen Kornensembles mit wachsendem Kornvolumen zum Blockungsvolumen v_B zu, oberhalb dessen sie sehr steil abfällt (O'REILLY 1984).

Nach (12) ist

$$v = KT/K_U \ln(f_0 \tau) \quad (13)$$

und, da die Suszeptibilität im superparamagnetischen Ordnungszustand χ_{sp} maximal wird für $v = v_B$, gilt nach (10)

$$\chi_{sp} = M/H = \mu_0 M_S^2 v_B H / 3kT = \mu_0 M_S^2 v_B / 3kT \quad (14)$$

Durch Substitution von (13) folgt

$$\chi_{sp} = \mu_0 M_S^2 \ln(f_0 \tau) / 3K_U \quad (15)$$

Hieraus leitet sich ab, daß die Suszeptibilität eines Gesteins vom Anteil seiner magnetischen Minerale im Korngrößenbereich unterhalb des Blockungsvolumens mitbestimmt wird (vgl. 4.1.2).

2.2. Magnetische Minerale

Art und Anteil der magnetischen Minerale der Sedimentgesteine werden bestimmt

1. vom Gehalt des sedimentierten Ausgangsmaterials an primär gebildeten oder postkristallin, aber präsedimentär umgebilde-

ten Remanenzträgern,
 2. vom Anteil sekundärer, syn- oder postsedimentärer Um- und Neubildungen magnetischer Minerale.

Magnetit, Titanomagnetit, Hämatit und Maghemit als wichtigste Träger der paläomagnetischen Information sind die eisenreicheren Glieder des milieu-, besonders temperaturabhängig feste Lösungen bildenden ternären Systems Wüstit FeO - Maghemit/Hämatit Fe_2O_3 - Rutil TiO_2 . Ihre magnetischen Eigenschaften sind von der Größe der Kristall-Elementarzellen abhängig, die mit dem Ti-Gehalt variiert. Aufgrund seiner weiten Verbreitung, hoher Sättigungsmagnetisierung und hoher (korngrößenabhängiger) Koerzitivkraft hat der Magnetit für paläomagnetische Untersuchungen größte Bedeutung.

Titanomagnetit-Serie

Ursprung des Magnetits sind einerseits die primär z. B. in ozeanischen Basalten bei Temperaturen über 900°C gebildeten Titanomagnetite $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$ ($0 < x < 1$, mit $x = 0,6$). Dieser "normale" Titanomagnetit mit einer Curie-Temperatur $< 200^\circ\text{C}$ hat eine nur geringe thermische Stabilität mit Relaxationszeiten von nur einigen $10^2 - 10^5$ a. Bei normaler Abkühlung erfolgt etwa über einen Zeitraum bis zu 10^5 a eine Entmischung in Ilmenit FeTiO_3 oder Ulvöspinell Fe_2TiO_4 und fast reinen Magnetit. Dieser Magnetit besitzt eine korngrößenabhängige meist hohe und stabile chemoremanente Magnetisierung. Magnetit kann aber auch deuterisch durch Zerfall von Mafiten authigen entstehen, wobei Opazit-Säume aus Magnetit und Pyroxen an Biotiten und Hornblenden gebildet werden. Entsprechend scheidet sich Magnetit auch bei der Serpentinisierung von Olivin und Pyroxen ab. Magnetit ist in Magmatiten und Metamorphiten verbreitet und in allen Sedimentgesteinen zumeist als häufigster Remanenzträger enthalten. In Sedimentiten kann Magnetit postsedimentär in schwach reduzierendem Milieu aus Limonit (Goethit), Chamosit und Eisenspat authigen gebildet werden. Unter oxidierenden Bedingungen (Verwitterung, Bodenbildung) kann Magnetit durch Martitisierung bzw. Maghemitisierung in Hämatit umgewandelt werden. Durch Oxidation oder Diffusion von Fe-Ionen in Titanomagnetit bildet sich Titanomaghemit, der sich metastabil verhält und sich bei Temperaturen um $350 - 450^\circ\text{C}$ bzw. hydrostatischem Druck von $1,5 \times 10^7$ Pascal (150 bar) in Hämatit durch Verschiebung des kubischen Sauerstoffgitters der Spinell-Struktur in die hexagonal dichteste Kugelpackung der ditrigonal-skalenoedrischen Kristallklasse (Korundstruktur) umwandelt.

Ilmenohämatit-Serie

Wie die Titanomagnetit-Serie bildet auch die Ilmenohämatit-Serie

$\text{Fe}_{2-x}\text{Ti}_x\text{O}_3$ ($0 < x < 1$) bei Temperaturen $> 900^\circ\text{C}$ feste Lösungen, die sich bei langsamer Abkühlung in die Endglieder Ilmenit FeTiO_3 und Hämatit $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ entmischen. Mit dem Mischungsverhältnis variieren Raumgittergröße, Curie-(Neel-)Temperatur und magnetisches Verhalten. Ilmenit ($x > 0,9$) ist antiferromagnetisch (paramagnetisch), Titanohämatit ($0,9 > x > 0,45$) ist ferrimagnetisch, und Hämatit ($x < 0,4$) ist antiferromagnetisch mit einer resultierenden "parasitären" ferromagnetischen Komponente infolge nicht streng antiparalleler Ausrichtung der magnetischen Momente der beiden Untergitter A und B.

Im Mischungsverhältnis $0,45 < x < 0,6$ wurde bei Titanohämatit das Phänomen der Selbstinversion nachgewiesen (NAGATA u. a. 1951; ISHIKAWA, SYONO 1963), bei dem durch Wechselwirkung zwischen Untergittern oder durch Ionenmigration antiferromagnetischer Mineralphasen mit unterschiedlichen Blockungstemperatur-Spektren im Verlauf der Abkühlung eine feldantiparallele Magnetisierung gebildet werden kann. Derartigen Prozessen, die nur unter spezifischen Mischungsverhältnissen möglich sind, wirkt i. allg. die rasch verlaufende Entmischung der Titanohämatite entgegen, so daß Selbstumkehr unter natürlichen Bedingungen äußerst selten vorkommen dürfte und bisher nur in Einzelfällen nachgewiesen werden konnte (O'REILLY, BANERJEE 1967).

Hämatit $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ kommt aufgrund seiner Verbreitung, seiner unterschiedlichen Bildungsmöglichkeiten und seiner hohen Koerzitivfeldstärke für paläomagnetische Untersuchungen neben Magnetit eine besondere Bedeutung zu. Er ist häufiger akzessorischer Bestandteil saurer Magmatite und Metamorphite sowie von Sedimentiten. In den Rotsedimenten sind meist alle primär abgelagerten Eisenminerale zu Hämatit oxidiert, der als polykristalliner Spekularit (Eisenglanz) oder als feines, andere Sedimentkörner umhüllendes Pigment vorkommt, das zumeist durch Umkristallisation von $\text{Fe}(\text{OH})_3$ bzw. sog. Hydrohämatit oder von Goethit entstanden ist (VAN HOUTEN 1961; SCHELLMANN 1959). Im allg. wird das magnetische Signal von Hämatit bei Anwesenheit von Magnetit durch dessen um etwa eine Größenordnung höhere Intensität der Magnetisierung überdeckt. Hämatit wandelt sich bei geeignetem Redoxpotential und hohen Temperaturen (Kontaktmetamorphose) in Magnetit um, selten durch hydrothermale H_2S -Zufuhr in Pyrit. Er ist gegen Verwitterung recht stabil, wird aber endgültig in Goethit, seltener Siderit umgebildet.

Die nicht exakt parallele Ausrichtung der magnetischen Momente bedingt eine spontane Magnetisierung von $0,4 - 0,5 \text{ Am}^2\text{kg}^{-1}$ in der Basisfläche (0001) und eine (stark korngößenabhängige) Koerzitivfeldstärke von $3,5 - 6,5 \text{ T}$ für Einbereichsteilchen zwischen $1 - 3 \mu\text{m}$ (HEDLEY 1968).

Pyrrhotin FeS_{1+x} ($0 < x < 1$)

In ihrer Zusammensetzung variieren Eisensulfide zwischen Troilit FeS und Pyrit FeS_2 . Troilit ist perfekt antiferromagnetisch, Pyrit ist paramagnetisch. Die Zwischenglieder sind teilweise schwach ferromagnetisch geordnet. Zusammensetzungen mit $x = 0,14$ sind ferromagnetisch mit einer spontanen Magnetisierung von $13,5 \text{ Am}^2\text{kg}^{-1}$ und einer Curie-Temperatur von 320°C . Fe_7S_8 ist hochgradig anisotrop, die spontane Magnetisierung längs der c-Achse liegt bei $6,3 \times 10^{-4} \text{ Am}^2\text{kg}^{-1}$, in der Basisfläche bei $1,3 \times 10^{-4} \text{ Am}^2\text{kg}^{-1}$. Greigit Fe_3S_4 kommt unter geeigneten Redoxbedingungen im Ergebnis mikrobieller Aktivität vor.

Von den vier i. allg. zum Limonit gerechneten Eisenhydroxitphasen, die zumeist an verwitterte Gesteine und Bodenbildungen gebunden sind, ist Goethit $\alpha\text{-FeOOH}$ antiferromagnetisch mit unvollständiger Spinkompensation, so daß eine spontane, stark anisotrope Magnetisierung von einigen $10^{-3} - 1 \text{ Am}^2\text{kg}^{-1}$ längs der c-Achse existieren kann. Goethit ist thermisch instabil und geht bei $200 - 290^\circ \text{C}$ in sog. Protohämatit über (HEDLEY 1968). Es wird angenommen, daß Protohämatiteinschlüsse im Kristallgitter von Goethit dessen Magnetisierung bedingen. Lepidokrokit $\gamma\text{-FeOOH}$, Akaganait $\beta\text{-FeOOH}$ und Ferrooxyhydrat $\delta\text{-FeOOH}$ sind paramagnetisch, haben aber als Ausgangsmaterial für die Neubildung magnetischer Phasen wie Goethit oder Protohämatit Bedeutung wie auch die häufigeren paramagnetischen Eisenkarbonate Siderit FeCO_3 und Ankerit $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$.

Neubildung magnetischer Minerale unter terrestrischen Faziesbedingungen

In terrestrischer Fazies bewirken Diagenese, Verwitterung und Bodenbildung z. T. beachtliche Umsetzungen des in Eisenoxiden und -hydroxiden sowie in weniger stabilen Silikatmineralen enthaltenen Eisens, die unter geeigneten Bedingungen zur Um- und Neubildung magnetischer Phasen mit einer syngenetischen CRM führen können. Eine solche postsedimentäre CRM kann unter Umständen, wenn z. B. in den Zeitraum zwischen der Bildung der Sedimentationsremanenz und der CRM eine Umpolung fällt, der syngenetischen Magnetisierung entgegengerichtet sein und diese dann teilweise oder gänzlich überlagern. Es ist offensichtlich, daß unter diesen Bedingungen für eine sichere magnetostratigraphische Interpretation eine möglichst genaue Kenntnis der Komponenten der NRM und der sie tragenden magnetischen Phasen erforderlich ist. Die Um- und Neubildung der Eisenoxide und -hydroxide in terrestri-

scher und sedimentärer Fazies ist von einem Komplex pedogenetischer Faktoren abhängig, der Ausgangsgestein, Relief, Klima und Bodenumwelt (Feuchtigkeit, Belüftung, Temperatur, E_h/pH -Regime) umfaßt und der die im Prozeß der Authigenese ablaufenden Reaktionen steuert. Zu diesen gehören Lösung, Fällung, Hydrolyse, Oxidation, Reduktion, Bildung organo-mineralischer Komplexe, Dehydratation (SCHWERTMANN u. a. 1974).

Unter den Bedingungen der Pedogenese können die in Tab. 1. aufgeführten Eisenoxide und -hydroxide neu gebildet werden.

Tab. 1. Neubildung von Eisenoxiden und -hydroxiden in Böden

Mineral	Vorkommen
Goethit $\alpha\text{-FeOOH}$	Böden kühler, gemäßigter und tropischer Klimate, hydromorphe Böden subtropischer Klimate
Hämatit $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Böden tropischer, subtropischer und gemäßigter Klimate
Maghemit $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	Böden tropischer, subtropischer und gemäßigter Klimate
Lepidokrokit $\gamma\text{-FeOOH}$	kalkarme bis kalkfreie hydromorphe Böden, Böden gemäßigter humider Klimate
Ferrihydrit $\text{Fe}_3(\text{OH})_8 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	saure, an organischer Substanz reiche Böden kühler und gemäßigter Klimate

Von diesen Mineralen ist allein Goethit unter den Bedingungen der Bodenbildung stabil, deren Komplexität und Variabilität jedoch die Einstellung von chemischen Gleichgewichtsverhältnissen unterbindet, so daß auch andere Eisenoxide und -hydroxide im Prozeß der Pedogenese existieren können.

Abb. 2 stellt das Reaktionssystem der Umwandlung der Eisenverbindungen unter den Bedingungen der Verwitterung und Bodenbildung nach SCHWERTMANN u. a. (1974) dar. Nach dieser Konzeption wird aus den in der Bodenlösung enthaltenen Fe^{3+} -Ionen in Abhängigkeit vom pH -Wert bei schneller Hydrolyse amorphes oder parakristallines Ferrihydroxid (Ferrihydrit) ausgefällt, bei langsamer Hydrolyse jedoch Goethit, wenn deren Löslichkeitsprodukte (10^{-37} - 10^{-35} für Ferrihydrit, 10^{-41} - 10^{-42} für Goethit) überschritten werden. Aus Ferrihydrit bildet sich nach SCHWERTMANN (1983) durch Lösung aus einwertigen Fe(III) -Ionen $\text{Fe}(\text{OH})_2^+$ und $\text{Fe}(\text{OH})_4^-$ bevorzugt Goethit mit Maxima bei pH 4 und bei pH 12. Durch Dehydratation und interne Umstrukturierung innerhalb der Ferrihydritaggregate entsteht Hämatit mit maximalen Anteilen bei pH 7 - 8, so daß die optimalen Bildungsbedingungen von Goethit im Pessimum der Hämatitbildung liegen und umgekehrt.

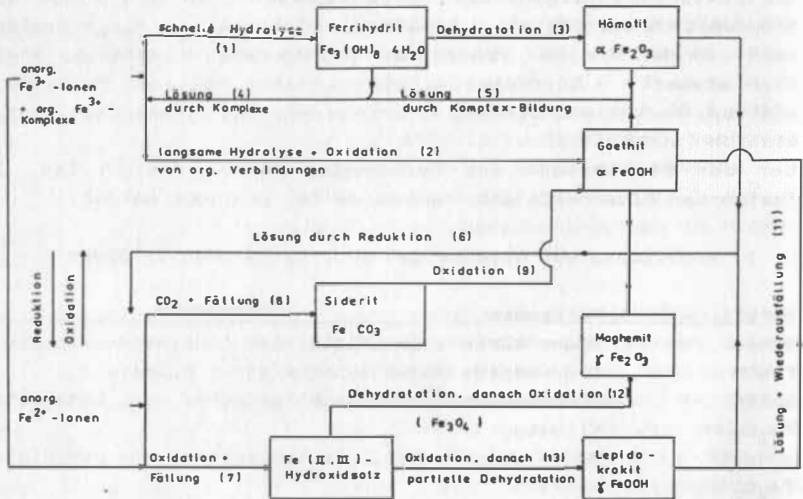


Abb. 2. Umsetzung des Eisens unter den Bedingungen der Verwitterung und Bodenbildung nach SCHWERTMANN u. a. (1974)

Nach BRONGER u. a. (1983) sind Hämatit und Goethit die dominierenden Eisenoxide (-hydroxide) der Terra rossa der Mittelmeerklima, wobei die Rubifizierung dieser Böden unabhängig von der Verwitterungsintensität erfolgt. Ferrihydrit, Goethit und Hämatit können im System der pedogenen Eisenumsetzungen wie die anderen Eisenoxide und -hydroxide selbst wieder zur Quelle löslicher $Fe(III)$ -Ionen werden, doch können Goethit und Hämatit wegen ihrer höheren Stabilität nur durch Komplexbildung und/oder Reduktion in Lösung überführt werden. Bei der Reaktion von Fe^{2+} -Ionen mit amorphem $Fe(III)$ -Hydroxid kommt es zur Bildung von $Fe(II), Fe(III)$ -Hydroxylverbindungen, von denen der häufigere sog. Grüne Rost (green rust) $Fe(II), Fe(III)_3(OH, O)_8 Fe(III)_2(O, Cl)_2$ (auch $Fe_3(OH)_8 Fe_2O_4 \cdot 2H_2O$) bei höheren Fe -Konzentrationen, höheren Temperaturen, relativ geringen Oxidationsraten, pH-Werten von 7 - 6 bei Anwesenheit von Fe^{3+} -Ionen durch Dehydratation und nachfolgende Oxidation zunächst in feinkörnigen Magnetit umgebildet wird, der in diesem Zustand instabil, durch topotaktische Einphasen-Transformation sofort zu

Maghemit oxidiert wird.

Bei schneller Oxidation wird der Fe(III)-Anteil in den Fe(II)-Fe(III)-Hydroxylverbindungen rasch erhöht, und es erfolgt, bevor sich eine kubische Phase bilden kann, vollständige Oxidation zu Lepidokrokit γ -FeOOH. Bei Anwesenheit von CO_2 entsteht Siderit FeCO_3 , der auch zu Goethit oxidiert werden kann.

2.3. Die Magnetisierung der Gesteine

Die Magnetisierung der Gesteine erfolgt nach (12) entweder

1. durch die Bildung einer thermoremanenten Magnetisierung TRM während der Abkühlung nach Unterschreiten einer kritischen Blockungstemperatur T_B ,
2. durch die Bildung einer chemoremanenten Magnetisierung CRM infolge Kristallneu- und -umbildung während der Verwitterung, Bodenbildung, Diagenese oder Metamorphose nach Überschreiten eines kritischen Blockungsvolumens v_B oder
3. durch die Bildung einer Sedimentationsremanenz DRM nach Ablagerung magnetischer Mineralkörner, die nach (1) oder (2) magnetisiert wurden und sich als frei bewegliche Dipole in einem zur Ruhe gekommenen transportierenden Medium (Wasser, Luft) parallel zum synsedimentären Ortsfeld ausrichten, bevor sie durch nachfallendes Sediment arretiert werden.

Bei Fixierung der DRM können Abweichungen von der syngenetischen Richtung des EMF am Ablagerungsort auftreten, die von der Korngröße und -form der Remanenzträger und der nicht ferromagnetischen Minerale, der Oberflächenbeschaffenheit des Sediments und den Strömungsbedingungen des transportierenden Mediums abhängen. Nach TAIRA, LIENERT (1979) und HROUDA (1986) setzt die orientierende Wirkung des EMF erst bei Korngrößen $>30 \mu\text{m}$ ein. Sie wird durch die Brownsche Molekularbewegung ab Korngrößen $< 0,1 \mu\text{m}$ beeinträchtigt (TARLING (1983)). Dieser Korngrößenbereich ist durch Ein- und Pseudoeinbereichsteil-Verhalten der Remanenzträger gekennzeichnet.

Nach Laboruntersuchungen (GRANAR 1958; KING 1955) bewirken Strömungsgeschwindigkeiten $>1 \text{ cm s}^{-1}$ bei Korngrößen $>30 - 50 \mu\text{m}$ systematische Rotationen ihrer Längsachsen parallel zur Oberfläche und senkrecht oder parallel zur Strömungsrichtung mit Abweichungen der Inklination (flacheres Einfallen) bis zu 20° von der Feldrichtung (Inklinationsfehler). Bei der Sedimentation länglicher Körner an geneigten Oberflächen im Labor werden durch Einregelung parallel zur Hangneigung bedingte Einbettungsfehler (bedding error) von bis zu 25° registriert (KING 1955; REES 1965). Allerdings wurden in

natürlichen Sedimenten bisher Gesamtabweichungen vom syngenetischen EMF von nicht mehr als $5 \cdot 10^0$ gemessen. Diese Diskrepanz ist durch eine noch nach der Sedimentation in den Porenräumen erfolgende Rotation der Remanenzträger in die Richtung des EMF zu erklären. Laborversuche wie Freilanduntersuchungen an rezenten Sedimenten ergaben, daß eine solche postsedimentäre Ausrichtung PDRM in Abhängigkeit von Korngröße, Porosität und Wassergehalt des Sediments (Absenkungstiefe) in wenigen Tagen bis zu einigen Dekaden von Jahren erfolgen kann. Grundsätzlich kann davon ausgegangen werden, daß im paläomagnetisch wichtigen Korngrößenbereich der Ein- und Pseudoeinbereichsteilchen von $0,1 - 20 \mu\text{m}$ nach Bildung einer PDRM, abgesehen von rasch sedimentierten und entwässerten Ablagerungen, die syn- oder quasisyngenetische Richtung des EMF fixiert ist.

Die primär syngenetisch entstandene Remanenz wird im Verlauf der weiteren Gesteinsgeschichte nach (12) in Abhängigkeit vom Relaxationszeitspektrum seiner magnetischen Komponenten wieder abgebaut, das seinerseits von der Mineralart, der Anisotropie-Energie und dem Volumen der Remanenzträger bestimmt wird. Aus der Korngrößenverteilung der magnetischen Minerale folgt ein Stabilitätsspektrum der remanenten Magnetisierung, so daß neben hochstabilen Komponenten mit langen Relaxationszeiten instabile Komponenten mit kurzen Relaxationszeiten existieren, die unter der Wirkung der thermischen Agitation rasch abgebaut werden und der Richtung des variierenden EMF folgen. Diese viskose remanente Magnetisierung VRM überlagert die syngenetischen Remanenzkomponenten, sie kann jedoch wegen ihrer gegenüber diesen geringeren Stabilität (Relaxationszeit) durch elektromagnetische Felder oder Aufheizung schrittweise zerstört werden, wodurch sich die primäre Magnetisierung freilegen und bestimmen läßt.

Da im Verlauf der Gesteinsgeschichte unterschiedliche geothermische und geochemische Prozesse auf die primäre Magnetisierung eingewirkt haben können, ist es möglich, daß die natürliche remanente Magnetisierung NRM nicht nur aus einem primär syngenetischen und sekundär viskosen Anteil besteht, sondern sich aus mehreren Komponenten zusammensetzt, die zeitlich mit dem jeweils verursachenden Ereignis zusammenhängen. Im Extrem kann die primäre Magnetisierung auf diese Weise völlig umgebildet werden. Da nicht in jedem Falle entschieden werden kann, ob die stabilste magnetische Komponente eines Gesteins syngenetisch (synsedimentär) und nicht durch postgenetische Wirkungen entstanden ist, empfiehlt sich die Verwendung des Begriffs der charakteristischen remanenten Magnetisierung CARM (ANGENHEISTER, SOFFEL 1972).

Weil der Vektor der primär gebildeten Magnetisierung in den

Gesteinen unter geeigneten Umständen der syngenetischen Richtung des EMF entspricht, ist es grundsätzlich möglich, durch eine systematische Bestimmung der Magnetisierung der im Verlauf der Erdgeschichte gebildeten Gesteinsfolgen Aussagen zum Verhalten des EMF in der geologischen Vergangenheit zu erhalten. Wichtigstes Ergebnis solcher zunächst mit geophysikalischer Zielstellung in den letzten zwei Jahrzehnten von zahlreichen Laboratorien in aller Welt durchgeführten Untersuchungen ist der für alle geologischen Systeme erbrachte Nachweis der quasiperiodischen Umpolung des EMF mit einem Periodenbereich der Zustände normaler und inverser (reverser) Polarität von 10^4 - 10^7 a. Darüber hinaus konnten auch die höherfrequenten Variationen des EMF mit einer Auflösung bis zu 10^2 a insbesondere für den Zeitraum des Spät- und Postglazials bis zum Anschluß an direkte Observatoriumsmessungen analysiert werden. Durch die radiometrische Datierung der weitgehend faziesunabhängig in den Gesteinen überlieferten Grenzen von Bereichen unterschiedlicher Polarität können diese, sofern identifizierbar, ihrerseits zur Datierung und Korrelation genutzt werden (Magnetostratigraphie auf der Grundlage der paläomagnetischen Polaritätszeitskala PZS).

2.4 Die paläomagnetische Polaritätszeitskala PZS

Die Datierung der Grenzen der Polaritätszonen der letzten 5 Ma gründet sich auf die radiometrische Altersbestimmung zumeist nach der Kalium-Argon-Methode von über 350 Straten von Vulkaniten unterschiedlicher kontinentaler und mariner Regionen. Gestützt werden diese Daten durch zeitliche Informationen, die aus der Sequenz der parallel zu den Mittelozeanischen Rücken verlaufenden magnetischen Streifenanomalien gewonnen wurden. Unter der Annahme einer konstanten Rate der Neubildung ozeanischer Kruste (spreading) entspricht die räumliche Folge der magnetischen Anomalien von den Mittelozeanischen Rücken zu den Kontinenten hin der zeitlichen Aufeinanderfolge der Umpolungen des EMF, das die Magnetanomalien in der neugebildeten ozeanischen Kruste nach Unterschreiten der Blockungstemperatur erzeugt. Als weitere Möglichkeit zur Altersbestimmung der Umpolungen wurde die Datierung mit Hilfe der Sedimentationsraten von Tiefseekernen zur Aufstellung der PZS herangezogen.

Durch diese drei voneinander unabhängigen Verfahren wurde eine Präzisierung der PZS bis zu einer Auflösung von 0,01 Ma möglich (HARLAND u. a. 1982).

Mit der Verfügbarkeit der PZS wurden der physikalischen Altersbe-

stimmung und der globalen geologischen Korrelation neue Möglichkeiten erschlossen, die weit über die durch Faziesgebundenheit oder beschränkte Datierungsreichweiten in ihrer Anwendung begrenzten herkömmlichen radiometrischen Datierungsverfahren hinausführen. Außerdem erlaubt die PZS über ihre Verwendung als Datierungsverfahren hinaus mögliche Zusammenhänge zwischen geomagnetischen und anderen geologisch-geophysikalischen Phänomenen zu erkennen.

Die PZS hat eine in Abhängigkeit von der Umpolungsfrequenz variierende zeitliche Auflösung zwischen 10^4 und 10^7 a. Der Prozeß der Richtungsänderung des Feldes dauert etwa 4 000 - 5 000 a (HARRISON, SOMAYAJULU 1966; OPDYKE u. a. 1973). Die mit der Umpolung verbundenen Intensitätsänderungen erstrecken sich bis zu 10 000 a (CLEMMENT u. a. 1982). Für die Kennzeichnung der Abschnitte unterschiedlicher Polarität und ihrer Grenzen sind historisch gewachsen unterschiedliche Klassifizierungen in Anwendung. Zur Vereinheitlichung bzw. zur Eliminierung mehrdeutiger oder nach dem Prioritätsprinzip besetzter Termini und zur Kennzeichnung stratigraphischer, magnetostratigraphischer und geochronologischer Kategorien wird von der IUGS International Subcommission on Stratigraphic Classification in Übereinstimmung mit der IUGS/IAGA Subcommission on a Magnetic Polarity Time Scale das in Tab. 2. dargestellte Klassifizierungsschema vorgeschlagen (HARLAND u. a. 1982).

Neben der PZS können auf der Grundlage der paläomagnetischen Methode auch die Paläopolpositionen der scheinbaren Polwanderungskurven PWK als Ergebnis der Bewegungen der Lithosphärenplatten sowie die Variationen höherer Ordnung des EMF (Paläosäkularvariationen zur Zeitbestimmung herangezogen werden, sie haben für die vorliegenden Untersuchungen jedoch keine Relevanz.

Tab. 2. Klassifizierung magnetostratigraphischer Einheiten

Magnetostratigraphische Polaritätseinheit	Geochronologisches Äquivalent	bisher	Dauer a
Polaritäts-hyperzone	Polaritäts-hyperchron	Intervall	$10^7 - 10^8$
Polaritäts-superzone	Polaritäts-superchron		$10^6 - 10^7$
Polaritätszone	Polaritätschron	Epoche	$10^5 - 10^6$
Polaritäts-subzone	Polaritäts-subchron	Event	$10^4 - 10^5$

Die magnetostratigraphischen Polaritätseinheiten werden durch Unterschiede in der Polarität von Gesteinsfolgen gekennzeichnet, wobei per definitionem normale Polarität eines Gesteins durch einen zum gegenwärtigen magnetischen Nordpol weisenden Remanenzvektor, inverse oder reverse Polarität durch einen zum geomagnetischen Südpol gerichteten Vektor charakterisiert ist. Probleme der Zuordnung ergeben sich bei älteren Gesteinen von Krustenplatten, die sich über den Äquator bewegt haben. Sie können jedoch unter Berücksichtigung der scheinbaren Polwanderungskurven gelöst werden. Wenn die Magnetisierungsrichtung einer Gesteinseinheit auf einen Pol weist, der auf einer Polwanderungskurve liegt, die am gegenwärtigen Nordpol endet, so besitzt dieses Gestein normale Polarität; ist die Richtung um 180° verschieden, so ist die Polarität revers.

Eine magnetostratigraphische Polaritätseinheit ist zunächst allein durch ihre Polarität gekennzeichnet und damit eher einer lithostratigraphischen, bei Kenntnis der vollständigen Polaritätssequenz bis zur Gegenwart auch einer biostratigraphischen Einheit als einer chronostratigraphischen ähnlich. Bedeutungsvoll für magnetostratigraphische Polaritätseinheiten ist jedoch, daß das Merkmal der Polarität eines Gesteins im Gegensatz zu den i. allg. regional begrenzten lithostratigraphischen und faziesabhängigen biostratigraphischen Charakteristiken ein global gültiges stratigraphisches Kennzeichen darstellt. Aufgrund der zeitlich sehr kurzen Polaritätsübergänge (5 000 a) kommen magnetostratigraphische Polaritätszonen den Merkmalen chronostratigraphischer Einheiten sehr nahe. Es ist jedoch stets zu berücksichtigen, daß Unterschiede in der Ausprägung der Remanenz, Remagnetisierungen, Lagerungsstörungen, Bio- und Kryoturbationen die Fixierung der Grenzen von Polaritätseinheiten modifizieren können, so daß dann die Kriterien einer Chronozone von Polaritätszonen nicht mehr erfüllt werden, wenn diese auch als ein wesentliches Charakteristikum für die Fixierung einer Chronozone herangezogen werden können.

Magnetostratigraphische Polaritätszonen weisen im Gegensatz zu biostratigraphischen Zonen eine nur geringe Individualität auf, d. h., eine magnetostratigraphische Polaritätszone läßt sich nur dann eindeutig identifizieren und erst dann zur Datierung verwenden, wenn alle ihr bis zur Gegenwart folgenden Polaritätszonen lückenlos und eindeutig bestimmbar überliefert sind. Treten in einer Polaritätssequenz Lücken auf, sind zur Identifizierung stets zusätzliche eindeutige stratigraphische oder chronologische Informationen erforderlich. Dieser Mangel an Identität mindert i. allg. jedoch nicht den stratigraphischen Wert magnetostratigraphischer Merkmalsträger, da die zusätzlich erforderlichen zeitlichen Infor-

mationen zumeist verfügbar sind, und es kann trotz der zu beachtenden Einschränkungen festgestellt werden, daß generell magnetostratigraphische Polaritätszonen und ihre chronostratigraphischen und chronologischen Äquivalente einander entsprechen.

Ein Vergleich der seit 1969 berechneten PZS zeigt etwa ab 1980 - abgesehen vom Zeitintervall zwischen 6,5 - 5,5 Ma mit Differenzen in der Datierung der Anomalie 3A von 0,2 Ma - nur geringfügige Unterschiede in der Altersbestimmung der Polaritätsgrenzen (Abb. 3). Der Darstellung und Interpretation der Ergebnisse vorliegender Untersuchungen wurden die PZS von BERGGREN u. a. (1985) bzw. von LOWRIE, ALVAREZ (1981) zugrunde gelegt.

3. Methodik

3.1. Vorbemerkungen

Um die im Untersuchungsmaterial enthaltene petro- und paläomagnetische Information in ihrer stratigraphischen Aussage weitgehend ausschöpfen und die magnetostratigraphische und darüber hinausführende geologische Interpretation absichern zu können, wurde in Abhängigkeit von den verfügbaren Meßgeräten ein Methodenkomplex mit folgenden Verfahren angewandt:

Probenpräparation

Untersuchung der petromagnetischen Merkmale

Bestimmung der magnetischen Minerale

Probenaufbereitung

Röntgenphasenanalyse RPA

Auflichtmikroskopie ALM

Thermomagnetische Analyse TMA

Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität

Volumensuszeptibilität

Suszeptibilitäts-Anisotropie

Untersuchung der paläomagnetischen Merkmale

Wechselfeld-Entmagnetisierung

Komponentenanalyse KA

Magnetostratigraphische Interpretation der petromagnetischen Daten

3.2. Probenpräparation und Aufbereitung

Zur Entnahme und Präparation für die Messung der petro- und paläomagnetischen Ausgangsdaten wurde das von WIEGANK (1975) beschrie-

bene Verfahren generell beibehalten: Serien von Lockergesteinsproben werden in Abständen zwischen 2 - 50 cm mittels Aluminium-Kartuschen mit der lichten Weite des Querschnitts der Probenwürfel ($2 \times 2 \text{ cm}^2$) aus Profilwänden oder Bohrungen orientiert entnommen, mit einer Lösung von Piacrilsäureestern in Methylenchlorid verfestigt und auf Würfelform von 2 cm Kantenlänge zertrennt.

Zur Herstellung von Präparaten für die Verfahren zur Remanenzträgerbestimmung mußte auf das vorhandene paläomagnetisch vermessene Probegut zurückgegriffen werden, so daß nach jeweiliger Zielstellung (Remanenzträger-Diagnose begrenzter Schichten oder Sammelpromen) unterschiedliche Ausgangsmengen, i. allg. jedoch nicht unter 100 g Sediment zur Verfügung standen (jeweils etwa 10 Probenwürfel). Aus dem durch leichtes Anmahlen wieder pulverisierten und danach aufgeschlämmten Sediment wurden die magnetischen Minerale mittels SM-Co-Permanentmagneten separiert. Im Mittel lag die Ausbeute etwa zwischen 100 bis 500 mg, so daß die für die Erzmikroskopie, Röntgenphasenanalyse und thermoanalytische Remanenzträgerbestimmung erforderlichen Probenmengen, von Ausnahmen abgesehen, gewährleistet waren.

3.3 Untersuchung der petromagnetischen Charakteristik

3.3.1. Bestimmung der magnetischen Minerale

3.3.1.1. Röntgenphasenanalyse RPA (Röntgendiffraktometrie)

Als physikalische Untersuchungsmethode, die die Bestimmung einer kristallinen Festkörpersubstanz durch Messung ihrer physikalischen Eigenschaften und Merkmale ohne chemische Analyse direkt erlaubt, gründet sich das Verfahren auf die Erfassung substanzspezifischer Netzebenenabstände (d -Werte) und der relativen Intensitäten (I_{rel}) der am Kristallgitter gebeugten Röntgenstrahlen, mittels deren eine Identifizierung der untersuchten Mineralphase möglich wird (SEYFARTH, KEUNE 1980).

Die Netzebenenabstände d werden aus den gemessenen Beugungswinkeln φ und den Wellenlängen der Röntgenstrahlung λ nach der Bragg'schen Gleichung bestimmt

$$d = n \lambda / 2 \sin \varphi \quad (16)$$

(n - Ordnung der Interferenzen 1, 2, 3)

Da sich in einem Mineralphasen-Gemisch die Mengenanteile (Konzentrationen) der vorhandenen Phasen zueinander verhalten wie deren Intensitäten im Röntgendiagramm, bestehen Möglichkeiten einer

quantitativen Phasenanalyse nach

$$X_a = K_a I_{ax} \mu_m^* \quad (17)$$

(X_a - Massenanteil der Phase A im Gemisch; K_a - Konstante der Phase A; I_{ax} - Intensität einer Interferenz der Phase A im Gemisch; μ_m^* - Massenschwächungskoeffizient des Gemisches).

Die Bedeutung des Verfahrens liegt in seiner Anwendbarkeit auch auf nur geringe Probenmengen (bis < 0,5 g) und bis in den submikroskopischen Korngrößenbereich, in der weitgehenden Automatisierung des experimentellen und Auswerteaufwandes sowie der Möglichkeit halbquantitativer bis quantitativer Analysen.

Durch die Identifizierbarkeit der Mineralphase als physikochemisch homogener Bereich eines heterogenen Systems (Mineral, Gestein) bei chemisch gleichbleibender Ausgangssubstanz ist die Methode für die Bestimmung der auf Milieuänderungen empfindlich reagierenden Eisenoxide, Eisenhydroxide und deren feste Lösungen mit Titanoxid zumindest partiell gut geeignet. Aufgrund der Abhängigkeit der Auflösung des Verfahrens vom Symmetriegrad der Kristallstruktur liegt die Nachweisgrenze von Mineralen höherer Symmetrie (z. B. Magnetit, kubisch) bei etwa 1 %, die von niedrigsymmetrischen (z. B. Goethit, rhombisch) bei nur etwa 10 %. Da die Beugungsdiagramme von Magnetit und Maghemit eng beeinaender liegen, sind diese Minerale insbesondere bei nur begrenzten Probenmengen nicht immer eindeutig zu trennen. Diese die Anwendung des Verfahrens einschränkenden Bedingungen wurden durch eine relative Anreicherung der magnetischen Minerale ausgeglichen. Zur Probenpräparation wurde die angereicherte magnetische Mineralfraktion (jeweils etwa 100 - 150 mg) auf Korngrößen < 63 μm gemörsert. Die Messung und Registrierung erfolgte mit einem HZG4-Gerätesystem. Aus den graphischen Registrierungen wurden die magnetischen Mineralphasen herausgezogen und in Tab. 31 zusammengefaßt halbquantitativ den Ergebnissen der anderen Verfahren gegenübergestellt.

3.3.1.2. Auflichtmikroskopie ALM

Gegenüber den anderen Verfahren zur Bestimmung von magnetischen Mineralen liegt der Vorteil der Auflichtmikroskopie für die petro-paläomagnetische Analyse vor allem darin, daß neben der unmittelbaren optischen Ansprache des Minerals zusätzliche, für die Interpretation insbesondere der paläomagnetischen Parameter wichtige mineral- und gesteinsgenetische Informationen aus Oberflächenformen, Verwachsungen, Grenzflächen und Entmischungsstrukturen gewonnen werden können, die mit Hilfe der anderen Methoden

nicht zugänglich sind. Da die Untersuchungen umfangreiche Spezialkenntnisse und langjährige Erfahrungen auf dem schwierigen Gebiet der Mikroskopie der Erzminerale voraussetzen, ist der Aufwand gegenüber den anderen Verfahren zur Diagnose magnetischer Minerale weit höher zu veranschlagen.

Die Untersuchungen wurden an angereicherten Körnerpräparaten repräsentativer Profile und Schichten durchgeführt. Die Ergebnisse sind zusammengefaßt in Tab. 31 dargestellt.

3.3.1.3. Thermomagnetische Analyse TMA

Die besondere Abhängigkeit des thermischen Verhaltens magnetischer Minerale von ihrer physikalisch-chemischen Struktur einschließlich ihres Gehalts an Ti, Co, Ni, Mn, Cr, V (STILLER, FRÖLICH 1964) erlaubt, thermomagnetische Charakteristika von Gesteinsproben als diagnostische Materialparameter für die Bestimmung der magnetischen Mineralphasen und ihrer Komponenten (z. B. Ti-Gehalte) zu nutzen (VOLLSTÄDT, STILLER 1964, DUFF 1980). Im allgemeinen läßt die Curie-Temperaturbestimmung eine recht genaue Diagnose der remanenztragenden Mineralphase zu (Tab. 32). Die Bestimmung der Remanenzträger wird erschwert, wenn mehrere magnetische Mineralphasen an der Magnetisierung eines Gesteins beteiligt sind oder wenn diese im Verlauf der Aufheizung im Labor umgebildet werden (z. B. Oxidation von Magnetit zu Hämatit). In solchen Fällen ist die Charakteristik der thermomagnetischen Kurve, d. h. die Änderung der Sättigungsmagnetisierung mit der Temperatur, in die Interpretation einzubeziehen, deren Verlauf sowohl durch die beteiligten magnetischen Komponenten wie deren Änderungen bestimmt wird. Zugleich enthält die thermomagnetische Kurve Informationen über die Resistenz der Remanenzträger gegen thermische Einwirkungen und damit über die paläomagnetische Stabilität eines Gesteins. Die thermomagnetische Analyse wurde mittels einer Thermomagnetwaage MWT 3 der ADW durchgeführt. Gerät und Verfahren sind bei FRÖLICH (1960) und VOLLSTÄDT, STILLER (1964) näher erläutert.

Auf eine pulverförmige Gesteinsprobe mit einem Volumen von 5 mm^3 in einem luftgelagerten Silbertiegel, der eine thermoelektrische Anzeige ermöglicht, wirkt ein konstanter Feldgradient von 1625 Oe eines Permanentmagneten von 7 500 bzw. 8 000 Oe. Wenn sich durch Erwärmung die Sättigungsmagnetisierung der Probe ändert, wird die dadurch bedingte Verschiebung des Probenhalters über ein Kompensationsspulensystem, das die Auslenkung des Probenhalters rückführt, gemessen. Die Änderung des Kompensationsstromes I mit der Temperatur charakterisiert das thermomagnetische Verhalten der

Probensubstanz, das von einem x-y-Koordinatenschreiber für Aufheizung bis 700° C mit nachfolgender Abkühlung auf Zimmertemperatur registriert wird. Die thermomagnetischen Kurven $J_s(T)$ sind für jede Mineralart spezifisch, zeigen i. allg. einen mit wachsender Temperatur fallenden Verlauf und erreichen bei der Curie-Temperatur (Neel-Temperatur) der Remanenzträger die Sättigungsmagnetisierung $J_s(T_c) = 0$.

Abweichungen der Abkühlungskurve von der Aufheizungskurve zeigen irreversiblen Umbau der Mineralphasen zumeist durch Oxidation an. Sind mehrere magnetische Mineralphasen in der Probe enthalten, so entspricht die $J_s(T)$ -Kurve der Superposition der spezifischen Kurven von i beteiligten magnetischen Mineralen nach

$$J_s(T) = \sum P_i J_{si}(T) \quad (18)$$

(P_i - Anteil der i-ten magnetischen Mineralphase; J_{si} - Sättigungsmagnetisierung der i-ten magnetischen Mineralphase).

Danach ist es möglich, mit Hilfe von Eichsubstanzen quantitative Abschätzungen der Volumenanteile der beteiligten magnetischen Mineralphasen, Verunreinigungen usw. anhand der thermomagnetischen Kurve vorzunehmen.

3.3.2. Bestimmung der magnetischen Suszeptibilität und der magnetischen Suszeptibilitäts-Anisotropie

3.3.2.1. Magnetische Suszeptibilität

Die magnetische Suszeptibilität (Massensuszeptibilität) $\chi = M_i/H$ eines Gesteins ist wie die Intensität seiner Magnetisierung M_n von der Menge und dem Korngrößenspektrum seiner magnetischen Mineralphasen abhängig und steht dadurch mit anderen petrophysikalisch-chemischen Eigenschaften und Merkmalen in Zusammenhang, die ihrerseits Rückschlüsse auf die Gesteinsgenese zulassen.

Da die magnetische Wirkung von Ferromagnetika eine Größenordnung über der para- oder diamagnetischer Minerale liegt, wird die Magnetisierbarkeit eines Gesteins durch seinen Gehalt an ferromagnetischen (i. w. S.) Mineralen und deren innere Suszeptibilität bestimmt. Sofern magnetostatische Wechselwirkungen zwischen den Magnetisierungsträgern auszuschließen sind, gilt

$$\chi = \sum p \chi_i / (1 + N \chi_i) \quad (19)$$

(χ - Massensuszeptibilität; χ_i - innere Massensuszeptibilität;

N - Entmagnetisierungsfaktor; p - Anteil magnetischer Mineralphasen am Gesamtgestein, $0 < p < 1$).

Bei Vorhandensein nur einer magnetischen Phase läßt sich deren Anteil anhand der Gesteinssuszeptibilität nach (19) abschätzen.

Aus der für schwache Magnetfelder (EMF) geltenden Beziehung

$$\chi = M_i / H \quad (20)$$

ergibt sich die Möglichkeit, das Verhältnis von remanenter Magnetisierung M_n zur induzierten Magnetisierung M_i als relatives Maß der Intensität des Paläomagnetfeldes und seiner Variationen zu nutzen:

$$Q_0 = M_n / \chi H \quad (21)$$

Q_0 ist der Königsberger-Faktor.

Sowohl die Kenntnis der Suszeptibilität eines Gesteins und ihrer Variation wie der Schwankungen des Königsberger-Faktors sind neben der Kenntnis der Remanenzträger wichtige Voraussetzungen für eine objektiv begründete paläomagnetische Interpretation des petromagnetischen Datenmaterials.

Die Messungen wurden mit einer Suszeptibilitätsmeßbrücke KLY 2 der Firma Geofysika, Brno (Meßgenauigkeit 10^{-8} SI) durchgeführt.

3.3.2.2. Magnetische Suszeptibilitäts-Anisotropie

Kristall- und Formanisotropie magnetischer Minerale bedingen eine längs der kristallographischen Achsen bzw. der Ellipsoid-Hauptachsen eines magnetischen Mineralkorns unterschiedliche Magnetisierbarkeit. Aus (19) folgt für die durchschnittliche Magnetisierbarkeit eines nichtkubischen Kristalls

$$\chi_i = 1/j \sum_j \chi_{ij} / (1 + N \chi_{ij}) \quad (22)$$

(j - Index der kristallographischen Hauptachsen)

und für die durchschnittliche Magnetisierbarkeit kubischer nicht-sphärischer Mineralkörner

$$\chi_i = 1/j \sum_j \chi_i / (1 + N_j \chi_i) \quad (23)$$

(j - Index der Ellipsoid-Hauptachsen)

Die in den Gesteinen registrierbare Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität ist die Resultierende der Anisotropien aller mag-

netisch wirksamen Mineralphasen. Dementsprechend wird die magnetische Anisotropie eines Gesteins durch die magnetischen Eigenschaften und die Orientierung der Mineralphasen bestimmt, die nach (19) am stärksten zur Gesamtsuszeptibilität beitragen. Wegen der gegenüber anderen magnetischen Mineralphasen um mindestens zwei Größenordnungen höheren inneren Suszeptibilität von Titanomagnetit und dessen Vorwiegen in den meisten Gesteinstypen wird die Anisotropie der magnetischen Suszeptibilität in erster Linie durch diese Mineralart bestimmt. Da Titanomagnetit kubisch kristallisiert, ist seine Kristallanisotropie zu vernachlässigen, und seine Formanisotropie bestimmt allein die Achsenverhältnisse seines Anisotropie-Ellipsoids. An der Formanisotropie eines Magnetitkorns greifen aber die seine Orientierung während der Gesteinsgenese bestimmenden Kräfte der Gravitation und der Strömung der transportierenden Medien an. Bei Korngrößen $> 30 \mu\text{m}$ kann die Mitwirkung des EMF bei der Kornorientierung gegenüber Schwerkraft und Strömung vernachlässigt werden (TAIRA; LIENERT 1979), so daß die mit der Formanisotropie korrespondierende Suszeptibilitäts-Anisotropie als ein Maß für die schwerkraft- und strömungsbedingte Orientierung der Mineralkörner in einem Gesteinskörper und zur Charakterisierung der sie bedingenden Faktoren genutzt werden kann (GRAVENOR, STUPAVSKI 1976; HROUDA 1982; DAMM 1986). Die Anisotropie-Parameter wurden mit einem von DAMM (1986) entwickelten Fortran-Programm berechnet.

3.4. Bestimmung der paläomagnetischen Charakteristik

3.4.1. Wechselfeld-Entmagnetisierung und Remanenzmessung

Zur Bestimmung des Koerzitivkraftspektrums für die Analyse der primären bzw. charakteristischen remanenten Magnetisierung CARM und die Abtrennung viskoser Komponenten wurden die Probenwürfelkollektive (1 - 5 Würfel je Probe) stufenweise in Wechselfeldern von 5, 10, 20, 40, 80 und in Ausnahmefällen von 100 mT abmagnetisiert und die jeweils verbliebene Magnetisierung mittels Rotationsmagnetometern JR2 bzw. JR4 der Firma Geofyzika, Brno, gemessen. Aus den Remanenzkomponenten der Probenwürfelachsen J_x , J_y , J_z wurden die Deklination D , Inklination I , Intensität J_n , Intensitätsänderung J_n/J_{n0} sowie die statistischen Konfidenzparameter α_{95} und k als Maß der statistischen Homogenität der Richtung der Remanenzvektoren des Würfelkollektivs jeder Probe für jede Abmagnetisierungsstufe berechnet. Die numerischen Daten der petropaläomagnetischen Charakteristika der untersuchten Profile sind im einzelnen in einem Tabellarium (WIEGANK 1984) zusammengestellt.

3.4.2. Komponentenanalyse

Die Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung wurden zur Kennzeichnung der syngenetischen bzw. charakteristischen Magnetisierung, zur Abtrennung viskoser Anteile und möglicher sekundärer Komponenten in Form von Abmagnetisierungskurven J_n/J_{no} , stereographischen Projektionen der Remanenzvektoren charakteristischer Abmagnetisierungsstufen und AS-Zijderveld-Diagrammen dargestellt, von denen einige typische Beispiele wiedergegeben werden (Abb. 6a-1, 7a-m).

Insbesondere das Komponenten-Trennverfahren nach AS-ZIJDERVELD (1958) wurde zur Kennzeichnung des Koerzitivkraftspektrums von Probenmaterial mit Beteiligung weiterer postgenetischer chemoremanenter Komponenten an der NRM angewandt. In diesem Verfahren wird der Abmagnetisierungsverlauf durch Kurvenpaare in der Kombination der xy- und der xz-Komponente der Magnetisierung der Probenwürfel in kartesischen Koordinaten dargestellt. Signifikante Richtungsänderungen der beiden Abmagnetisierungskurven markieren dabei Grenzen zwischen den Anteilen unterschiedlicher Komponenten der Koerzitivkraftspektren.

3.5. Magnetostratigraphische Interpretation der petro- und paläomagnetischen Daten

Die mittels der angewandten paläomagnetischen Analyseverfahren bestimmten, durch die petromagnetischen Befunde gestützten Daten der Deklination und Inklination der syngenetischen Magnetisierung kennzeichnen die Polarität der untersuchten Profile und erlauben somit deren Korrelation mit der PZS, sofern die Zuordnung zu einer bestimmten Polaritätszone (die mit einem Polaritätschron korrespondiert) aus der Folge der Polaritätszonen des höheren Känozoikums eindeutig möglich ist. Das ist ohne zusätzliche stratigraphische Informationen nur in kontinuierlich sedimentierten lückenlosen Profilen realisierbar, in denen die Gesamtheit der Polaritätszonen vom untersuchten Horizont bis zum Holozän erhalten ist, wie in marinen Sedimenten und einigen limnischen und Lößprofilen. Da i. allg. jedoch die Sedimente terrestrischer Fazies des höheren Känozoikums diskontinuierlich und lückenhaft abgelagert werden oder infolge rhythmischer Sedimentation nur schichtweise für paläomagnetische Untersuchungen geeignet sind, ist in der Regel eine Zuordnung zur PZS ohne zusätzliche stratigraphische Informationen nicht eindeutig möglich. Diese ist jedoch zumeist aus bio-, litho- oder morphologischen Daten und durch radiometrische Datierung

sche Datierungen chronostratigraphisch definierte regionale Korrelationschemata (als Systeme zeitlich korrelierbarer Merkmalsfolgen) ableitbar.

Schwierig wird eine sichere Zuordnung besonders dann, wenn anomale Deklinations- und Inklinationswerte - verursacht z. B. durch die Interferenz primärer und sekundärer Komponenten - eine eindeutige Festlegung der syngenetischen Polarität nicht zulassen. Ist in solchen Fällen eine Komponententrennung nach dem As-Zijderveld-Verfahren nicht möglich, müssen zusätzliche magnetostratigraphische Kriterien aus dem Hangenden und Liegenden oder andere stratigraphische oder geochronologische Merkmale in die Korrelation einbezogen werden.

Durch die Eichung der offenbar mit den Klimaschwankungen 1. und 2. Ordnung des höheren Känozoikums korrelierten physikalisch datierten $\delta^{18}\text{O}$ -Variationskurve geeigneter Tiefseekerne (V12-283, V12-239) mittels der PZS ist es möglich geworden, klimastratigraphische Einheiten zumindest 1. Ordnung auf den Kontinenten (global wirksame Glaziale und Interglaziale) nach zeitlicher Grobeinstufung in die PZS - wiederum unter Einbeziehung aller verfügbaren stratigraphischen Information - mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Skala zu korrelieren und zu datieren. Da sich dieses System auf das Korrelationsprinzip der Gleichzeitigkeit der Klimaschwankungen 1. Ordnung gründet, sollte es auch global anwendbar sein. Entsprechend dieser Voraussetzung und der Zielstellung dieser Untersuchung werden nach der Korrelation der bearbeiteten Profile mit der PZS im Abschnitt 7. regional repräsentative Profile anhand ihrer paläomagnetisch-magnetostratigraphischen und klimastratigraphischen Charakteristik miteinander verglichen.

4. Petro- und paläomagnetische Charakteristik des Untersuchungsmaterials

4.1. Petromagnetische Charakteristik

4.1.1. Magnetische Minerale

Die Ergebnisse der Bestimmung der magnetischen Minerale mittels RPA, ALM und TMA sind in Tab. 31 zusammengefaßt gegenübergestellt. Ihre z. T. erheblichen systematischen Abweichungen erklären sich in erster Linie daraus, daß die mittels der drei gewählten Diagnoseverfahren erfaßbaren Eigenschaften und Merkmale (Netzebenenabstände, optisches Reflexionsvermögen, thermomagnetisches Verhalten) in den Serien der zu trennenden Mineralphasen mit unter-

schiedlicher Auflösbarkeit variieren. So ändern sich bei Titanomagnetit mit wachsendem Ti-Gehalt sowohl die für die RPA ausschlaggebenden d-Werte als auch die für die Trennschärfe der ALM entscheidenden Reflexionseigenschaften zu geringfügig, um für eine feinere Differenzierung der Phasen genutzt werden zu können. Dagegen nimmt die Curie-Temperatur mit wachsendem Ti-Gehalt linear ab, so daß Titanomagnetit anhand seines thermomagnetischen Verhaltens schärfer diagnostiziert werden kann. So ist in den meisten Fällen der durch RPA und ALM erfaßte Magnetit nach der TMA ein Titanomagnetit mit einem Ti-Gehalt ($0,1 < x < 0,15$; Abb. 4a-f, 4j).

Bei Anwesenheit von Ilmenit kann bei der RPA der Hauptreflex von Magnetit (2,53), wenn dieser nur in geringer Menge vorliegt, durch den 2. Nebenreflex von Ilmenit (2,546) überlagert oder so verbreitert werden, daß eine sichere Diagnose unmöglich wird. Hierin dürfte der Grund dafür zu suchen sein, daß bei Anwesenheit von Ilmenit in einem Großteil der untersuchten Profile Magnetit mittels der RPA seltener nachgewiesen wurde als durch die ALM, deren Ergebnisse in der Magnetit-Diagnose mit denen der TMA annähernd übereinstimmen, sofern keine Differenzierung in Magnetit und Titanomagnetit vorgenommen wird.

Hauptträger der remanenten Magnetisierung der untersuchten Sedimente sind Titanomagnetit ($0,1 < x < 0,15$) und Hämatit, die in der Mehrzahl der Ablagerungen gemeinsam vorkommen. Nach der ALM-Diagnose ist Magnetit stets, Hämatit überwiegend präsedimentär gebildet worden. In einigen Profilen zumeist stark verwitterter frühpleistozäner Zersatzkiese und Zersatzgrobschotter (Breitungen, Meiningen I, Dänischer Berg, Rippersroda, Sülzfeld; Abb. 4g, 4i) tritt der Titanomagnetit gegenüber dem Hämatit fast völlig zurück. Häufigeres Vorkommen von präsedimentärem Martit in diesen Sedimenten spricht dafür, daß der Titanomagnetit offenbar größtenteils vor der Ablagerung zu Hämatit oxidiert worden ist. Da es sich bei den Zersatzkiesen und Zersatzgrobschottern im Vorland des Thüringer Waldes nach sedimentpetrographischen Befunden um die Abtragungsprodukte des Rotliegenden handelt, dürfte die Bildung des Hämatits dieser frühpleistozänen Ablagerungen bereits im Rotliegenden erfolgt sein.

Hämatit ist mit höheren Anteilen neben Titanomagnetit auch in mehreren stärker verwitterten lakustrischen und fluviatilen Sedimenten vertreten (Voigtstedt, Kalbsrieth, Kleingießhübel, Berga, Haselbach, Bittstedt), wo er meist von Goethit begleitet wird. Da Goethit unter den Bedingungen der Verwitterung authigen gebildet wurde, dürfte der höhere Anteil von Hämatit in diesen Sedimenten auf postsedimentäre Neubildung zurückzuführen sein. Diese Annahme wird durch die Ergebnisse der paläomagnetischen Komponentenana-

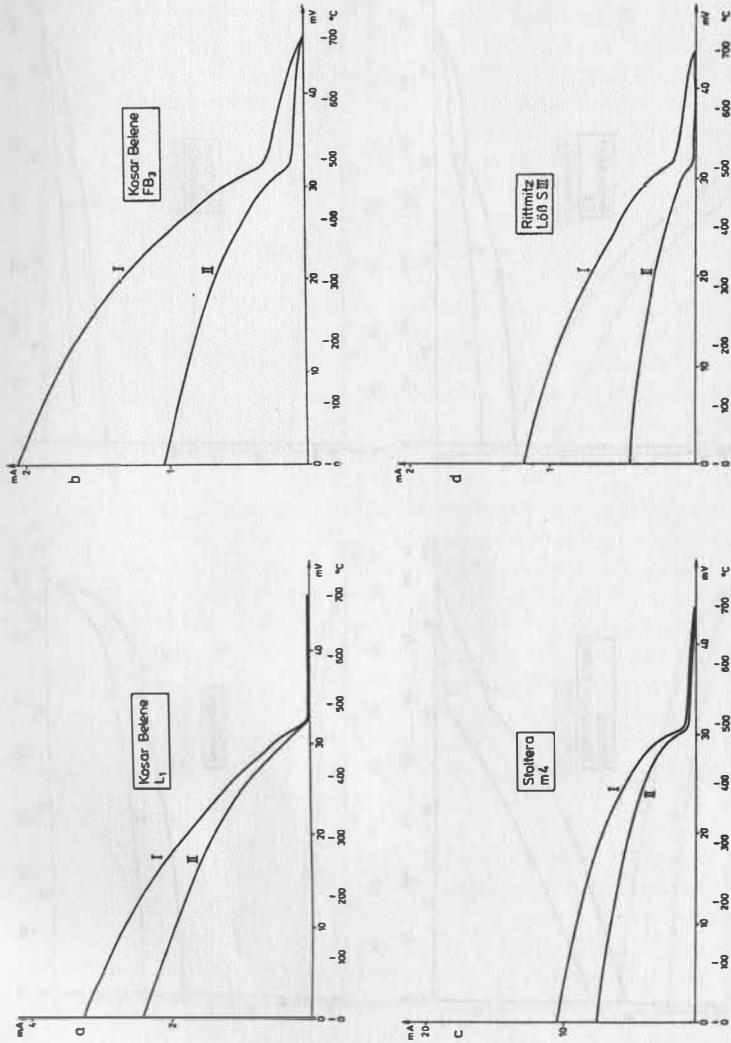


Abb. 4a-d. Thermomagnetische Kurven magnetischer Minerale.
Profile Kosar Belene, Stoltera und Rittmitz

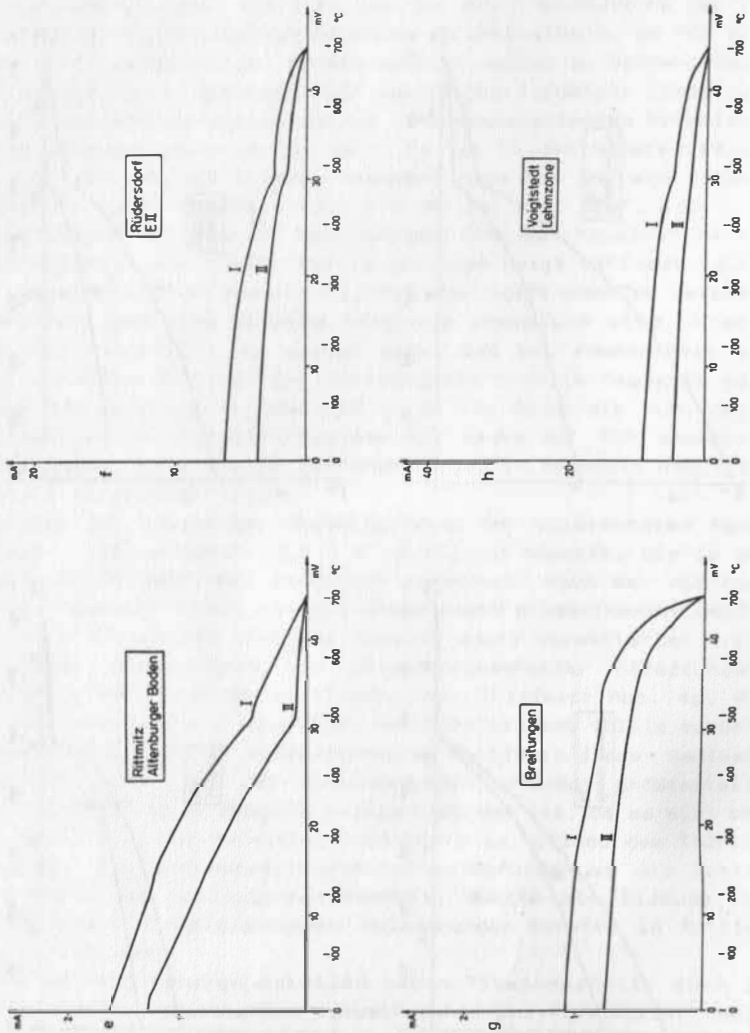


Abb. 4e-h. Thermomagnetische Kurven magnetischer Minerale. Profile Rittnitz, Rüdersdorf II, Breitungen und Voigtstedt, Lehmzone

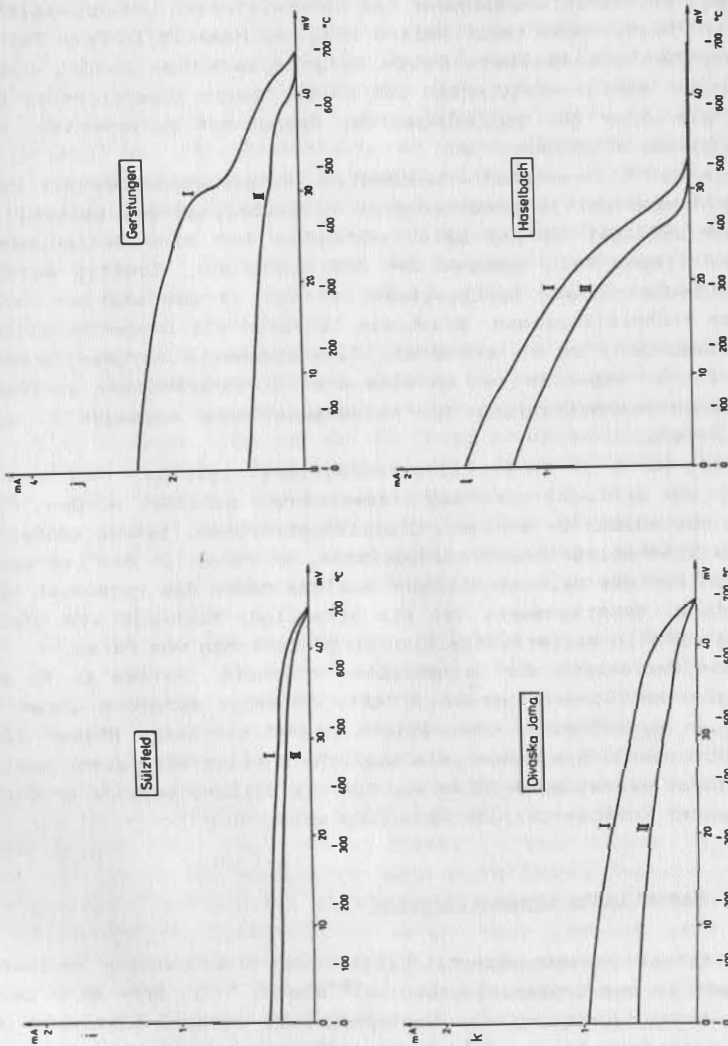


Abb. 4i-1. Thermomagnetische Kurven magnetischer Minerale.
Profile Sülzfeld, Gerstungen, Divaska Jama und
Haselbach

lyse gestützt. Auch in den stärker ausgeprägten, intensiver verbraunten Bodenbildungen der Lösserien (Russe FB₂, FB₄; Kosar Belene FB₃) ist Hämatit gegenüber dem unverwitterten Löß angereichert, und im Fossilboden Kosar Belene FB₃ ist Hämatit in Form feinsten Schüppchen ausgebildet. Beide Befunde sprechen dafür, daß der gegenüber dem unverwitterten Löß in den Böden angereicherte Hämatit, wie unter den Bedingungen der Pedogenese zu erwarten, durch Authigenese entstanden ist.

Der in den untersuchten Sedimenten nachgewiesene Goethit dürfte entsprechend den postsedimentären Milieubedingungen generell authigen gebildet worden sein. Anzeichen für eine präsedimentäre Genese liegen nach Aussage der ALM nicht vor. Goethit wurde in allen Sedimenttypen nachgewiesen, er ist in den stärker verwitterten frühpleistozänen Bildungen häufiger als in den Fossilböden der Lösserien. Da er stets mit Titanomagnetit vergesellschaftet ist, ist er wegen seiner um etwa drei Größenordnungen geringeren spontanen Magnetisierung für paläomagnetische Aussagen i. allg. ohne Belang.

Maghemit wurde in 14 Profilen registriert, ist aber nach den Befunden der ALM wohl durchweg präsedimentär gebildet worden. Pyrit wurde sporadisch in Moränen, glazilakustrischen, lakustrischen und fluviatilen Ablagerungen nachgewiesen, er fehlt in den Löß-Bodenfolgen. Für die paläomagnetische Analyse haben die Vorkommen keine Bedeutung. Bemerkenswert ist ein einmaliger Nachweis von Greigit mittels RPA in elsterkaltzeitlichen Bändertonen von Peres.

Bei der Extraktion der magnetischen Minerale wurden z. T. auch mafische und Schwerminerale erfaßt, offenbar aufgrund ihres Gehalts an magnetischen oder leicht magnetisierbaren Phasen (Opazit-Bildungen). Sie können als mögliche Quellen authigener postsedimentärer magnetischer Minerale für die Bildung sekundärer chemoremanenter Komponenten von Bedeutung sein.

4.1.2. Magnetische Suszeptibilität

Die mittlere Volumenssuszeptibilität k der untersuchten Sedimente schwankt in den Größenordnungen 10^{-4} bis 10^{-6} SI, ohne eine generelle Abhängigkeit von der Gesteinsart zu zeigen. Lössliche und fluviatile Schluffe tendieren zu geringeren Werten. Bemerkenswert niedriger als die Suszeptibilität anderer Geschiebemergel ist die der Saale-II-Moräne von Rüdersdorf ($52 - 93 \times 10^{-6}$ SI), eine Erscheinung, die offenbar auf einen erhöhten Anteil des nur schwach magnetisierten Muschelkalkmaterials in der Rüdersdorfer Lokalmoräne zurückzuführen ist.

Höchste Werte erreichen die Fossilböden der Lößserien. Während die mittlere Suszeptibilität der meisten untersuchten Sedimente in nur relativ engen Grenzen schwankt, zeigen die LÖB-Boden-Komplexe eine mehr oder weniger ausgeprägte zyklische Variation ihrer Magnetisierbarkeit, deren Maxima in den Niveaus der B-Horizonte der Fossilböden liegen und im Mittel um etwa einen Faktor 2 höher sind als die Basiswerte der unverwitterten Löße. Da unter den Bedingungen der LÖSsedimentation von einem annähernd gleichbleibenden Verhältnis des Anteils magnetisierbarer zu den nichtmagnetisierbaren Mineralkomponenten ausgegangen werden kann, liegt es nahe, die Variation der mittleren Volumensuszeptibilität der LÖB-Boden-Komplexe auf Veränderungen des Bestandes magnetischer Minerale durch Authigenese im Ergebnis der Verwitterung und bodenbildender Prozesse zurückzuführen.

Diese Annahme wird durch die verfügbaren chemischen Daten des im LÖB und in den Böden vorhandenen Eisens gestützt. Nach den vorliegenden Analysenwerten mitteleuropäischer, osteuropäischer zentral- und ostasiatischer Löße und der in ihnen entwickelten Fossilböden von LIEBEROTH (1963), BURACZINSKI (1979), VEKLICH (1979), WEN QI-ZHONG (1984) erreicht der Gesamteisengehalt etwa 8 %, der Anteil des sog. "freien Eisens" (des überwiegend in Oxiden und Hydroxiden als Magnetit, Hämatit und Goethit gebundenen Eisens) in den Lößen i. allg. nicht mehr als 1,5% und in den Fossilböden bis etwa 5% des Gesamtgesteins.

Nach der Diagnose der magnetischen Minerale mittels RPA, ALM und TMA ist der Träger der Magnetisierung in den unverwitterten Lößen fast ausschließlich Titanomagnetit (Russe L₃; Kosar Belene L₁, L₂; Bregare L₇). Untergeordnet treten Hämatit (Rittmitz L_{SIII}, L_{SI-SII}; Mahlis L₇) und Goethit (Kosar Belene L₁) hinzu. Dagegen enthalten die Fossilböden neben Titanomagnetit stets höhere Anteile an Hämatit (Rittmitz, Altenburger Boden, Rittmitzer Boden; Russe FB₂; Kosar Belene FB₃, FB₆) sowie Goethit (Kosar Belene FB₆, vgl. Tab. 31). Da in den Fossilböden eine signifikante Reduzierung des Anteils an Titanomagnetit durch Verwitterung wegen dessen Resistenz weitgehend ausgeschlossen werden kann (MULLINS 1977; MITCHELL 1975) und eine Neubildung auf dem Wege der Authigenese wegen der Instabilität des Magnetits im Bereich geringerer Korngrößen unter den oxidierenden Bedingungen der Bodenbildung nicht möglich ist (TAYLOR, SCHWERTMANN 1975; TAYLOR 1984), kann erwartet werden, daß der Gehalt an Titanomagnetit im unverwitterten LÖB und in den Fossilböden etwa gleich ist. Unter diesen Voraussetzungen sollte anzunehmen sein, daß die Erhöhung der Volumensuszeptibilität in den Fossilböden durch authigen gebildeten Hämatit (und Goethit) verursacht wird. Da im LÖB nur eine suszeptibilitätsbestimmende

Mineralphase, nämlich Titanomagnetit, vorliegt und dessen Gehalt dem der Fossilböden etwa gleichzusetzen ist, kann, da die pauschale Volumenssuszeptibilität der Löße und Fossilböden k_{pL} und k_{pFB} gemessen werden kann und die innere Volumenssuszeptibilität k_i von Titanomagnetit und Hämatit bekannt ist, der Gehalt an Titanomagnetit in den Lößen und den Fossilböden sowie an Hämatit bzw. Geothit nach (19) abgeschätzt werden:

$$k = pk_i / (1 + Nk_i) \quad (24)$$

(k - Volumenssuszeptibilität; k_i - innere Volumenssuszeptibilität; N - Entmagnetisierungsfaktor; p - Anteil am Gesteinsvolumen, $0 < p < 1$).

Nach der Untersuchung von 21 Profilen (Teilprofilen) ist die Volumenssuszeptibilität in Fossilböden etwa doppelt so hoch wie in unverwitterten Lößen:

	Schwankung	Durchschnitt
k_L	0,60 - 6,25	$3,51 \times 10^{-4}$ SI
k_{FB}	1,50 - 30,00	7,44

Nach COLLINSON (1983) besitzt Magnetit eine innere Massensuszeptibilität von $\chi_i = 5,7 \times 10^{-4} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Dieser Wert dürfte annähernd auch für den Titanomagnetit der untersuchten Löße mit nur geringen Ti-Anteilen ($0,1 < x < 0,15$) gelten. Bei Annahme sphärisch geformter Titanomagnetitkörner mit $N = 1/3$ (O'REILLY 1984) ergibt sich nach (24) für die unverwitterten Löße und unter den gegebenen Voraussetzungen auch für die Fossilböden ein Titanomagnetitgehalt von 0,025 % am Gesamtgesteinsvolumen. Dieser Wert stimmt mit dem von MARTON (1979) ermittelten Magnetitgehalt ungarischer Löße von Paks gut überein. Für die Fossilböden gibt MARTON (1979) Gehalte von 0,05 - 0,06 % Titanomagnetit an.

Diese Werte würden sich auch für die in dieser Arbeit untersuchten Fossilböden ergeben, wenn die mittlere Volumenssuszeptibilität ausschließlich auf Magnetit bezogen würde. Das ist jedoch nicht zulässig, weil Unterschiede im Titanomagnetitgehalt in dieser Höhe entweder eine Verarmung der Löße gegenüber den Fossilböden an Titanomagnetit oder dessen authigene Bildung in den Fossilböden zur Voraussetzung haben müßte, was jedoch aus den genannten Gründen auszuschließen ist.

Führte man nun die Verdoppelung der Volumenssuszeptibilität der Fossilböden gegenüber dem LÖB auf den zweifelsfrei authigenen Hämatit zurück, so wären hierzu nach (24) bei einer inneren Massensuszeptibilität χ_i von maximal $75 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ für Hämatit ein

Anteil von 9,83 % Hämatit am Gesamtgesteinsvolumen erforderlich. Da die innere Massenssuszeptibilität von Hämatit und Goethit etwa übereinstimmt, gilt dieser Wert auch dann, wenn Hämatit partiell durch Goethit substituiert wird.

Da jedoch der Anteil des in Oxiden und Hydroxiden gebundenen Eisens in den Fossilböden i. allg. unter 5 % des Gesamtgesteinsvolumens bleibt, können höchstens etwa 2×10^{-4} SI der Gesteinsvolumenssuszeptibilität durch authigenen Hämatit (oder vikarierenden Goethit) bedingt sein. Der restliche Anteil von $1,93 \times 10^{-4}$ SI (etwa 26 % der Gesteinsvolumenssuszeptibilität) kann nur, da keine anderen Quellen existieren, auf Effekte der Suszeptibilitätszunahme im Übergangsbereich vom superparamagnetischen zum ferromagnetischen Ordnungszustand im Korngrößenbereich unmittelbar unterhalb des Blockungsvolumens v_B zurückgeführt werden. Diese Annahme ist um so mehr berechtigt, als besonders in jüngeren Bodenbildungen die Hämatitauthigenese als noch nicht abgeschlossen betrachtet werden kann und daher zumindest ein Teil der Neubildungen noch im superparamagnetischen Korngrößenbereich v_{sp} liegen sollte.

Zur Überprüfung möglicher Beiträge authigener superparamagnetischer Hämatit- bzw. Goethitkörner zur Gesamtsuszeptibilität der Fossilböden wurde die superparamagnetische innere Suszeptibilität für Hämatit nach (14) und (15) unter Verwendung folgender Daten abgeschätzt:

v_{sp} Hämatit	$d_1 = 0,03 \mu\text{m}$	HEDLEY (1968)
	$d_2 = 0,02$	BANERJEE (1971)
Anisotropie-Konst.	$K_u = 10^3 \text{ VAsm}^{-3}$	KÜNDIG (1966)
spontane Magnetisierung	$M_s = 0,4 \text{ Am}^2\text{kg}^{-1}$	O'REILLY (1984)
Relaxationszeit	$\tau = 10^2 \text{ s}$	

Im Übergangsbereich vom ferromagnetischen zum superparamagnetischen Verhalten besitzen Hämatitkörner ferromagnetischer Ordnung nach (14) eine Suszeptibilität von $k_i = 0,18 \times 10^{-2}$ SI bei Korngrößen von $0,02 \mu\text{m}$ und von $0,62 \times 10^{-2}$ SI bei Korngrößen von $0,03 \mu\text{m}$ Durchmesser.

Bei einer Relaxationszeit von $\tau = 10^2 \text{ s}$ ergibt sich demgegenüber für superparamagnetische Körner eine Volumenssuszeptibilität k_{isp} von $4,59 \times 10^{-2}$ SI, ein Wert, der in Übereinstimmung mit O'REILLY (1984) um einen Faktor 25 größer ist als für Hämatitkörner mit ferromagnetischer Ordnung der Korngröße $0,02 \mu\text{m}$. Da die maximal möglichen Anteile der Magnetisierungsträger ferromagnetischer Ordnung in den Fossilböden unter den gegebenen Voraussetzungen anhand der Volumenssuszeptibilität und des möglichen Gesamtgehalts der Eisenoxide und Eisenhydroxide überschlägig nach (19) berechnet

werden können, läßt sich nach Erweiterung dieser Beziehung auch der Anteil superparamagnetischer Bestandteile in den Fossilböden abschätzen:

$$k_p = \sum_j k_{ij} / (1 + Nk_{ij}) \quad (25)$$

(k_p - pauschale Volumenssuszeptibilität des Gesteins; k_{ij} - innere Volumenssuszeptibilität der Mineralphase j).

Für ferromagnetische Minerale mit einer inneren Volumenssuszeptibilität $k_i < 1$ (z.B. Hämatit, Goethit), die aber die von anderen gesteinsbildenden Mineralen noch um ein vielfaches übersteigt, gilt dann:

$$k_p = P_{1fm} k_{1fm} + P_{2fm} k_{2fm} + \dots \quad (26)$$

und bei Beteiligung superparamagnetischer Beträge $P_{sp} k_{isp}$ an der Volumenssuszeptibilität des Gesteins kann dieser Anteil nach

$$P_{2sp} = k_p - P_{1fm} k_{1fm} / k_{isp} \quad (27)$$

berechnet werden.

Da im vorliegenden Falle der Anteil der authigen gebildeten magnetischen Minerale 5 % des Gesteinsvolumens nicht übersteigt, kann $P_1 + P_2 = 0,05$ gesetzt werden. Unter der Voraussetzung, daß ein Maximum an ferromagnetisch geordnetem Hämatit gebildet worden ist, müßte nach den genannten Daten für Hämatit mit einer inneren ferromagnetischen Volumenssuszeptibilität $k_{ifm} = 40 \times 10^{-4}$ SI und einer inneren superparamagnetischen Volumenssuszeptibilität $k_{isp} = 459 \times 10^{-4}$ SI mindestens ein Anteil von 0,46 % des Hämatits am Gesamtgestein im superparamagnetischen Zustand vorliegen, um bei einem Gesamtanteil von Eisenoxiden + Eisenhydroxiden von 5 % eine Volumenssuszeptibilität von $3,93 \times 10^{-4}$ SI zu verursachen.

Unter den diskutierten Bedingungen setzen sich die Anteile der Suszeptibilitäten und ihrer Träger in den Lössen und den Fossilböden, wie in Tab. 3. dargestellt, zusammen.

Nach MULLINS (1977) ist die gegenüber dem Ausgangsgestein höhere Suszeptibilität in Bodenhorizonten auf authigenen Maghemit zurückzuführen, der nach TAYLOR, SCHWERTMANN (1974) in den Böden aller Klimate vorkommen kann und dessen innere Suszeptibilität der des Magnetits entspricht. Unter den diskutierten Bedingungen würden danach bereits Anteile von 0,03 % Maghemit am Gesamtgestein ausreichen, um die Zunahme der Suszeptibilität in den Böden zu erklären. Maghemit wurde jedoch in den untersuchten Böden nur verein-

zelt und als präsedimentäre Pseudomorphosen nach Magnetit mittels der ALM registriert und lediglich im Probenmaterial von Kosar Belene FB_3 durch die RPA erfaßt. Auch die Befunde der TMA schlie-
Ben das Vorkommen substantieller, dem Titanomagnetit entsprechender
Anteile von Maghemit in den Lößen und Fossilböden aus. In keinem
Fall wurden die für Maghemit kennzeichnenden Kurvencharakteristi-
ka mit raschem Abfall zur Curie-Temperatur im Bereich 350 - 450 °C
registriert. Maghemit ist damit als Träger der Suszeptibilität in
den untersuchten Böden auszuschließen.

Tab. 3. Anteilige Zuordnung der Volumenssuszeptibilität zu den mag-
netischen Mineralphasen in Fossilböden

Substrat	k_p 10^{-4} SI	Substrat	Anteile 10^{-4} SI	%	Mineral- phase	Anteil Gesteins- volumen in%
Löß	3,51			100	TiMt	0,025
Böden	7,44			100		
			3,51	47,2	TiMt	0,025
			1,81	24,4	Hä(Go) _{fm}	4,515
			2,12	28,4	Hä _{sp}	0,46

4.1.3. Magnetische Suszeptibilitäts-Anisotropie

In der vorliegenden Untersuchung wurde die Suszeptibilitäts-Anisotropie zur Sicherung der Interpretation und zur Klärung des Ursprungs registrierter Anomalien der Inklination und der Deklination der charakteristischen Magnetisierung herangezogen. Nach HROUDA (1982) und DAMM (1986) kann die Zuverlässigkeit paläomagnetischer Inklinationswinkel, d. h. die adäquate Abbildung der Inklination des Paläofeldes durch die registrierte paläomagnetische Inklination, durch den Grad der Suszeptibilitäts-Anisotropie $p = k_{max}/k_{min}$, d. h. durch das Verhältnis der Hauptachsen maximaler und minimaler Anisotropie des Suszeptibilitäts-Ellipsoids, gekennzeichnet werden: Wird die obere Grenze zulässiger Winkelabweichungen für die Verwendbarkeit paläomagnetischer Inklinationswinkel im Fall der DRM auf 10° festgelegt, so erfüllen alle Proben mit einem Anisotropiegrad von $p < 1,05$ diese Forderungen. Diese Beziehung ist von der Größe des gemessenen Inklinationswinkels abhängig. Sie gilt auch für p-Werte von 1,07 bei Inklinationen zwischen $0 - 20^\circ$ und $60 - 90^\circ$.

Tab. 4. Grad der Suszeptibilitäts-Anisotropie p in Sedimenten mit anomaler Variation der Deklination und Inklination

Sediment Profil		
1. limnische Schluffe		
Russe	1,011 - 1,015	
Mahlis	1,014 - 1,015	
Profen	1,012 - 1,079	
Voigtstedt	1,014 - 1,048	
2. Löß-Boden-Komplexe		
	LÖB	Paläoböden
Kosar Belene	1,002 - 1,029	1,004 - 1,057
Russe	1,005 - 1,036	1,039 - 1,054
Silistra	1,005 - 1,018	1,021 - 1,069
Mahlis	1,007 - 1,011	1,006 - 1,041
Rittmitz	1,006 - 1,034	1,041 - 1,095
	1,002 - 1,036	1,041 - 1,095
3. Geschiebemergel		
Rüdersdorf SIII	1,013 - 1,097	
	SII	1,013 - 1,110
	SI	1,055 - 1,153
	EII	1,054 - 1,133
Voigtstedt	EII	1,013 - 1,047

Die Suszeptibilitäts-Anisotropie wurde in Stichproben von solchen Profilen bestimmt, in denen Abweichungen der Deklination und Inklination vom mittleren EMF der Brunhes-Polaritätszone (etwa 360° bzw. 60°) registriert worden waren. Die Ergebnisse sind in Tab. 4. zusammengefaßt dargestellt. Zur Interpretation der erfaßten Anomalien vgl. 6.2.

4.2. Paläomagnetische Charakteristik des Untersuchungsmaterials.

Die NRM der untersuchten Sedimente variiert in weiten Grenzen zwischen $0,1 - 10^2$ nT, liegt jedoch i. allg. im Bereich $0,5 - 5$ nT. Die Anwendung der Stabilitätskriterien maximale Richtungskonstanz und maximale Homogenität der Remanenzvektoren eines Probenkollektivs zur Trennung instabiler viskoser und stabiler charakteristischer Remanenzkomponenten auf die Daten der Wechselfeld-Entmagnetisierung ergab, daß alle untersuchten Proben für paläomagnetische

sche Aussagen hinreichend stabile Anteile besitzen und daß beim Überwiegenden Teil des untersuchten Materials nach Einwirkung von Wechselfeldern mit Scheitelwerten von 20 - 40 mT die instabilen viskosen Anteile beseitigt und die CARM freigelegt ist. Diese von der VRM eliminierte CARM ist nach den Darstellungen der Änderungen der Remanenzvektoren mit der Entmagnetisierung bis 80 mT in stereographischer Projektion, deutlicher noch durch die Komponentenanalyse mit Hilfe der As-Zijderveld-Diagramme offenbar nur in einem Teil der untersuchten Profile als reine primär synsedimentäre DRM erhalten. Die Remanenzvektoren von Proben solcher Profile scharen sich bei normaler Magnetisierung um die Positionen des magnetischen Nordpols (Kaltensundheim, Abb. 6k; Kosar Belene, Abb. 6l). Die As-Zijderveld-Diagramme zeigen keine signifikanten Richtungsänderungen der z-Komponenten der Abmagnetisierungsstufen > 20 mT (Kaltensundheim, Abb. 7k; Kosar Belene, Abb. 7a).

Eine derartig hohe Homogenität wie bei diesen beiden Beispielen ist jedoch selten und wurde bei Proben mit reverser Magnetisierung nicht beobachtet. Da in den Stereogrammen die Werte von Profilschnitten, d. h. von zeitlich geringfügig unterschiedlichen Probenfolgen, dargestellt werden, könnten Abweichungen dieser Art evtl. auf Paläosäkularvariationen PSV zurückgeführt werden. Bei einer erheblichen Anzahl von Profilen ist aber die Abweichung der CARM-Werte zwischen den Proben bei relativ hoher Homogenität der Werte der Würfel einer Probe zu hoch, um durch PSV erklärt werden zu können. Die As-Zijderveld-Diagramme solcher Proben zeigen neben den viskositätsbedingten Remanenzänderungen unter 20 mT meist markante Richtungsänderungen sowohl der horizontalen als auch der z-Komponenten im Abmagnetisierungsbereich > 20 mT.

Dieses Verhalten deutet auf die Bildung postsedimentärer sekundärer Komponenten hin. Kennzeichen der Koerzitivkraftspektren und genetische Merkmale der magnetischen Mineralfraktion solcher Proben stützen diese Annahme. Proben mit signifikanten Richtungsänderungen der Vektorkomponenten im Abmagnetisierungsbereich > 20 mT besitzen zumeist eine hohe physikalische Stabilität, und ein großer Teil von ihnen kann mittels Wechselfeld-Entmagnetisierung mit Scheitelwerten bis zu 80 mT nicht abmagnetisiert werden.

Diese hohe Stabilität ist ein Kennzeichen entweder thermoremanenter oder chemoremanenter Magnetisierung. Da thermische Wirkungen auf die untersuchten Sedimente mit Sicherheit auszuschließen sind, muß die Magnetisierung dieser Gesteine zumindest partiell chemoremanenter Natur sein. Hiermit steht in Einklang, daß die Sedimente nach übereinstimmenden Ergebnissen der RPA, ALM und TMA neben Titanomagnetit auch Anteile von Hämatit und Goethit führen. Wenn auch ein Teil des Hämatits nach Aussage der ALM präsedimentär

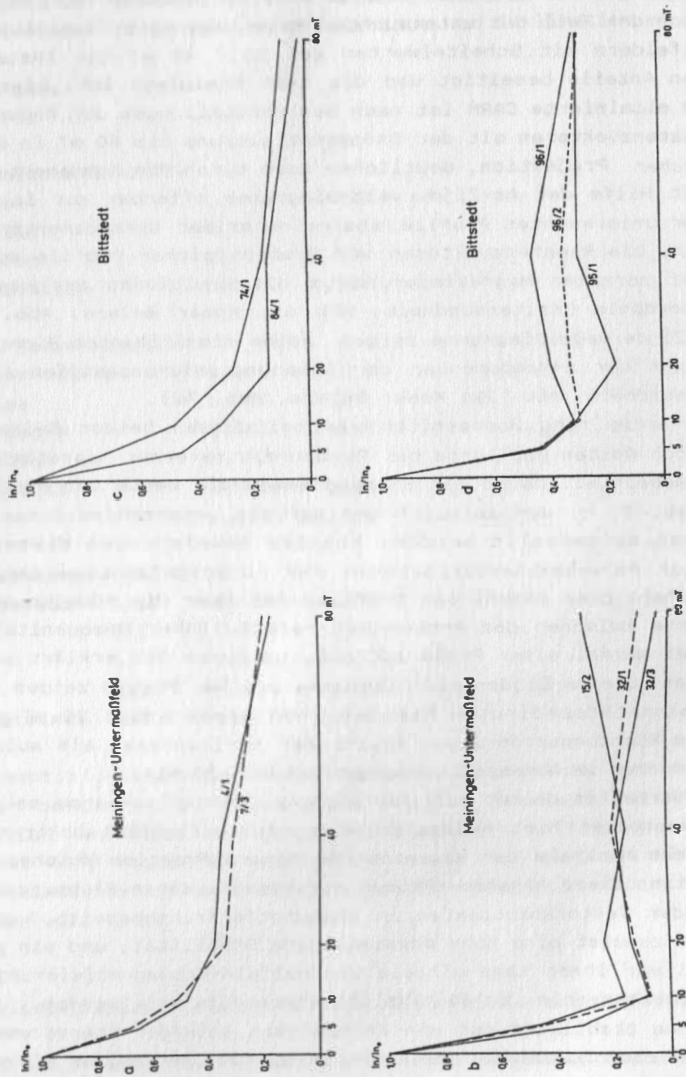


Abb. 5a-d. Variation der magnetischen Intensität I_n/I_{n0} von Proben normaler (a, c) und inverser (b, d) Polarität bei Wechselfeld-Entmagnetisierung bis zu 80 mT. (a, b - Meiningen-Untermaßfeld; c, d - Bittstedt)

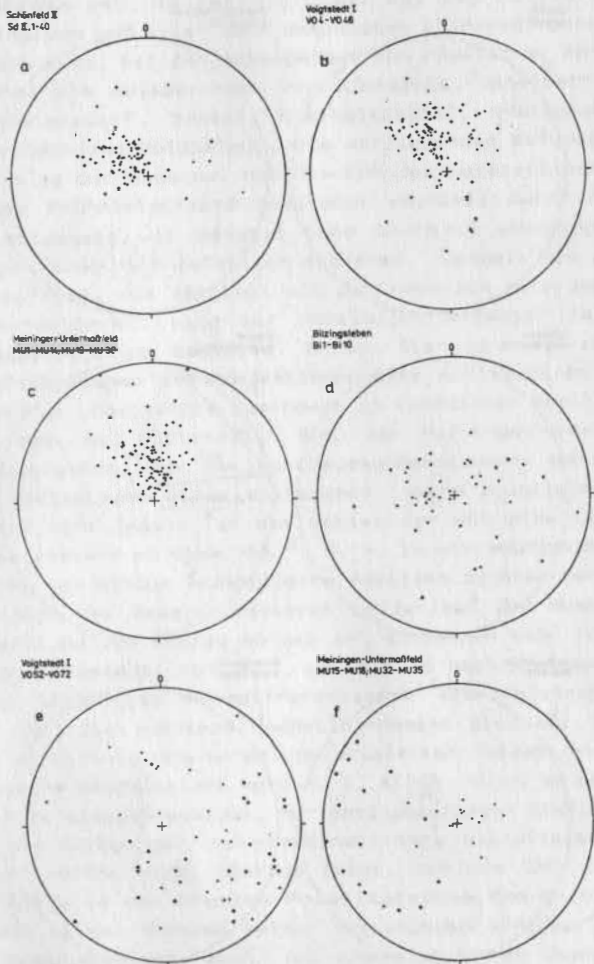


Abb. 6a-f. Stereogramme von Remanenzvektoren vor und nach Einwirkung von Wechselfeldern mit Scheitelwerten von 20 mT. Punkte - vor Abmagnetisierung, Inklination (I) positiv; offene Dreiecke - vor Abmagnetisierung, I negativ; Kreuze - nach Abmagnetisierung, I positiv; offene Kreise - nach Abmagnetisierung, I negativ; a - Schönfeld; b - Voigtstedt, Lehmzone; c - M.-Untermaßfeld, oberer Teil; d - Bilzingsleben; e - Voigtstedt, Muschelton; f - M.-Untermaßfeld unterer Teil

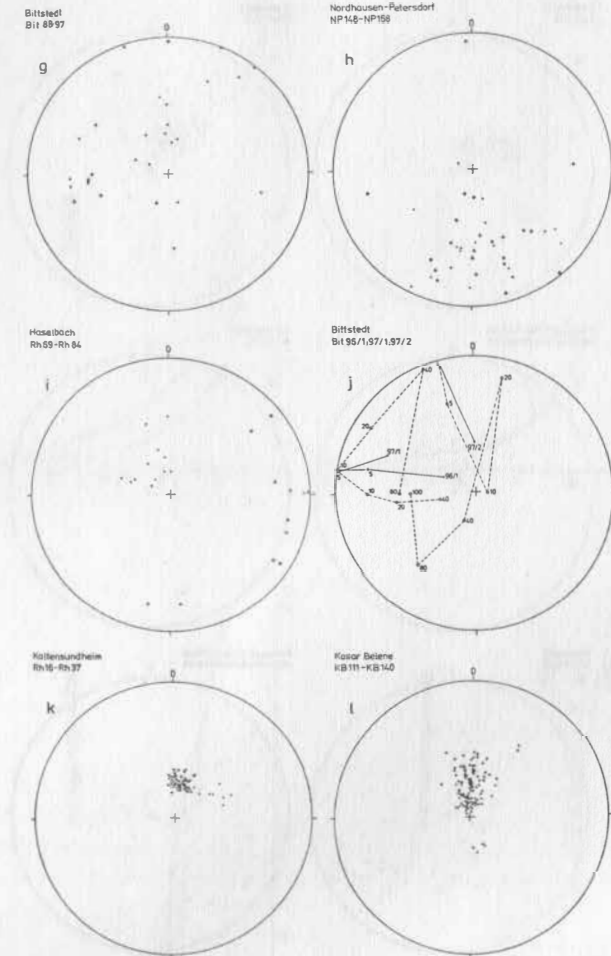


Abb. 6g-1. Stereogramme von Remanenzvektoren vor und nach Einwirkung von Wechselfeldern bis zu 20 (40) mT (Signatur wie Abb. 6a-f).

g - Bittstedt (40 mT); h - N.-Petersdorf (40 mT); i - Haselbach (40 mT); j - Bittstedt, Bewegung ausgewählter Remanenzvektoren während der Abmagnetisierung; k - Kallensundheim; l - Kosar Belene

gebildet worden ist, so ist zumindest bei den Sedimenten, die Goethit enthalten und unter warm gemäßigten Klimabedingungen abgelagert worden sind, mit der Authigenese von Hämatit zu rechnen. Zu ihnen gehören die Ablagerungen von Klotzsch, Haselbach, Berga, Nordhausen-Petersdorf, Domsen, Kleingießhübel, Breitung, Pörsten, Kalbsrieth und Voigtstedt. Die vorliegenden Befunde berechtigen danach zu der Annahme, daß die DRM der warmzeitlichen Ablagerungen des Frühpleistozäns zumindest partiell durch postsedimentäre Authigenese von Hämatit (und Goethit) überprägt worden ist. Hieraus würde sich letztlich erklären, weshalb ein so großer Teil von Profilen, die zeitlich mit der reversen Matuyama-Polaritätszone korrelieren, eine nur partielle, offenbar reliktsche reverse Magnetisierung besitzen. In den Stereogrammen von Proben dieser Profile liegen die Projektionspunkte der Vektoren der CARM auf der unteren Hemisphäre zumindest in randlicher Position (z.B. Haselbach, Abb. 6i; Bittstedt, Abb. 6g; Meiningen-Untermaßfeld, Abb. 6f; Voigtstedt, Abb. 6e; Nordhausen-Petersdorf, Abb. 6h).

Unter den Bedingungen eines vollkommen invers polarisierten Erdmagnetfeldes wäre jedoch für das Gebiet der DDR eine Inklination des Remanenzvektors um etwa -65° , d. h. in stereographischer Projektion, eine nur mäßige exzentrische Position zu erwarten.

Die Änderungen der Remanenzvektoren im Verlauf der Abmagnetisierung in Richtung und Betrag können im einzelnen sehr kompliziert sein (z. B. Bittstedt, Abb. 6j), worin sich nach Richtung, Intensität und Stabilität hochdifferenzierte Koerzitivkraftspektren abbilden. Derartig komplexe Magnetisierungen sind bei Gesteinen, die unter Einwirkung des normal polarisierten Feldes der Brunhes-Polaritätszone sedimentiert wurden, i. allg. nicht zu beobachten, wenngleich in einigen wenigen, nur geringmächtigen Profilabschnitten stärkere Streuungen und einzelne invers magnetisierte Proben registriert worden sind. Hieraus folgt, daß die CARM der untersuchten Gesteine der Brunhes-Polaritätszone das Erdmagnetfeld dieser Zeit in den Grenzen seiner Variationen offenbar mehr oder weniger genau abbildet, auch bei chemoremanenten Überprägungen, mit denen immer bei stärker verwitterten Ablagerungen und warmzeitlichen Bodenbildungen zu rechnen ist.

Die im Gegensatz hierzu stehende, sowohl von den charakteristischen Positionen normaler wie inverser Magnetisierung abweichende Orientierung der Remanenzvektoren der CARM von Sedimenten, die in Zeiten reverser Polarität des EMF gebildet wurden, lassen sich durch die Überlagerung von Magnetisierungskomponenten unterschiedlicher Richtung, Intensität und Stabilität erklären, die nacheinander zu Zeiten unterschiedlicher Polarität gebildet wurden und deren Resultierende eine für viele Gesteine der Matuyama-Polari-

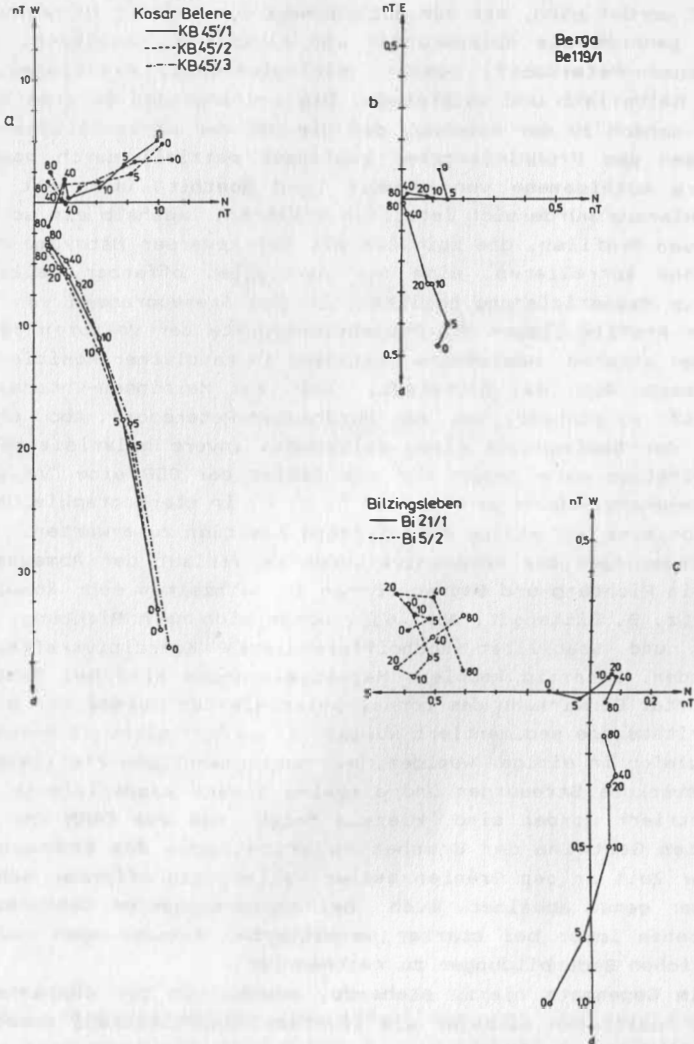


Abb. 7a-c. As-Zijderveld-Diagramme der Abmagnetisierung von Gesteinsproben durch Wechselfelder bis zu 80 mT. a - Kosar Belene, L_1 ; b - Berga; c - Bilzingsleben

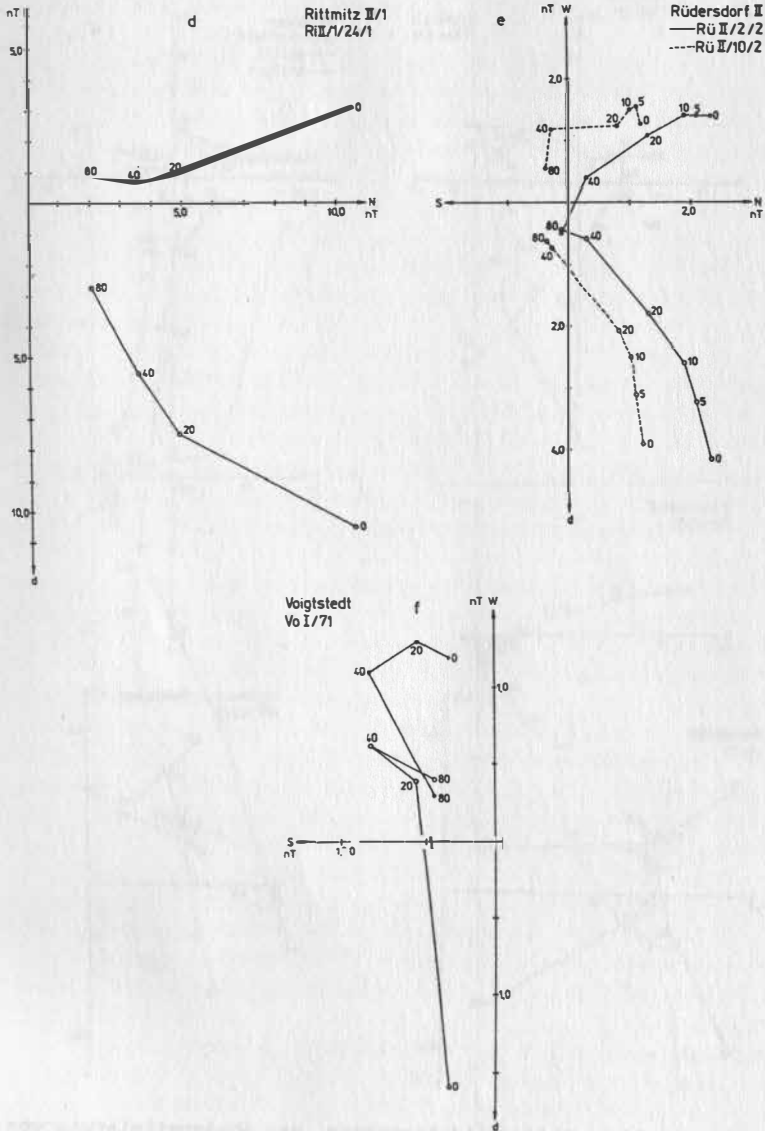


Abb. 7d-f. As-Zijderveld-Diagramme der Abmagnetisierung von Gesteinsproben durch Wechselfelder bis zu 80 mT.
 d - Rittmitz, L₂; e - Rüdersdorf, M SI;
 f - Voigtstedt, Muschelton

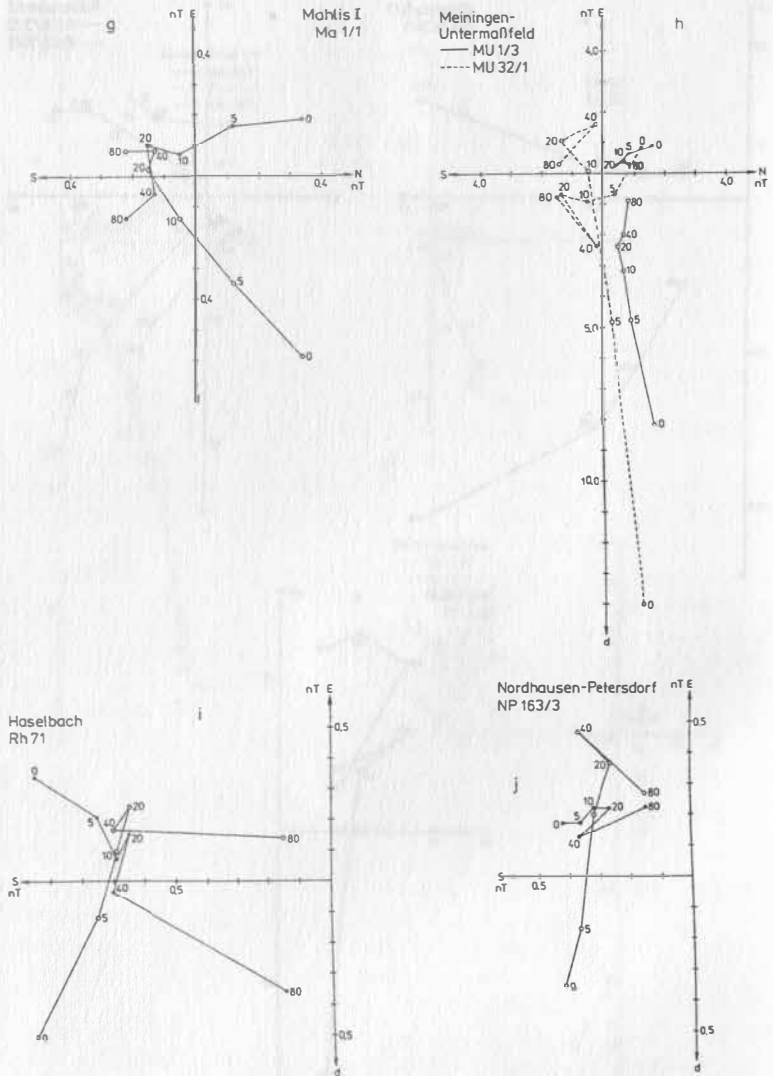


Abb. 7g-j. As-Zijderveld-Diagramme der Abmagnetisierung von Gesteinsproben durch Wechselfelder bis zu 80 mT
 g - Mahlis, Tonmudde; h - M.-Untermaßfeld, oberer Abschnitt; i - Haselbach, basale Feinsande; j - N.-Petersdorf

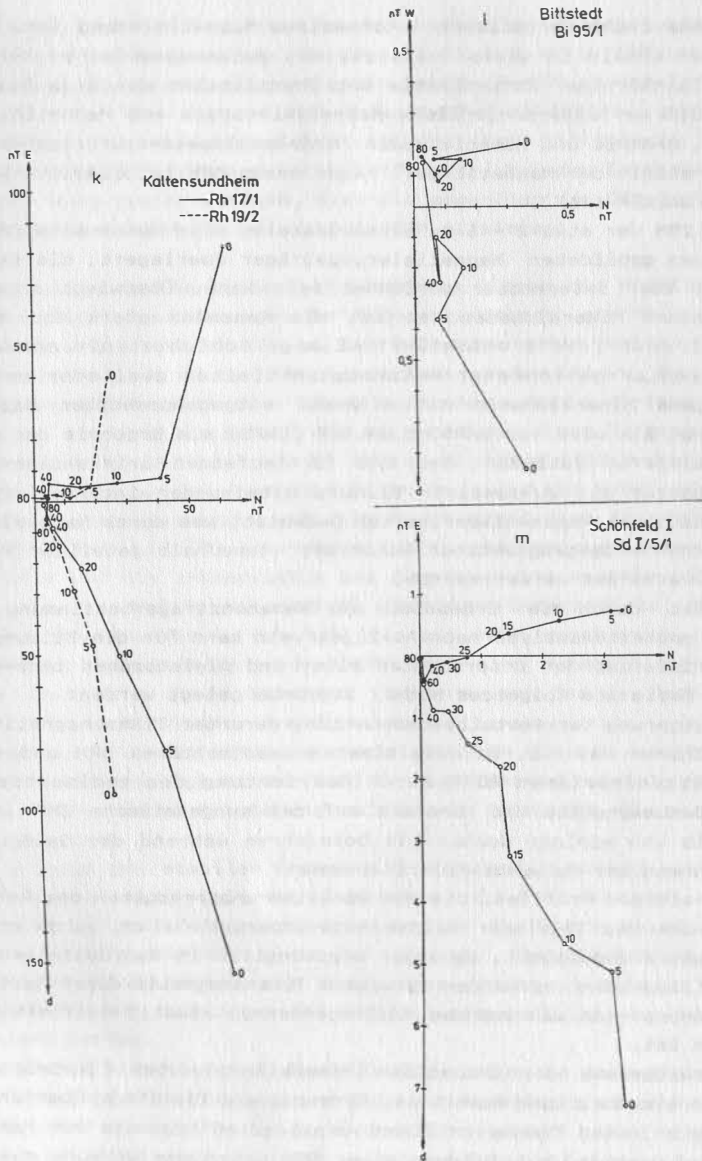


Abb. 7k-m. As-Zijderveld-Diagramme der Abmagnetisierung von Gesteinsproben durch Wechselfelder bis zu 80 mT.
 k - Kaltensundheim; l - Bittstedt, Zersatzkiese;
 m - Schönfeld

tätszone charakteristische intermediäre Magnetisierung ist. Diese Befunde ähneln in vieler Hinsicht den paläomagnetischen Kennzeichen feinkörniger Rotsedimente des Oberpliozäns der Baja California, die auf unterschiedliche Magnetisierungen von Magnetit, Magnetit, Goethit und Hämatit sowie Hydropsilomelan zurückgehen, von denen allein der Magnetit der Träger einer DRM ist (LARSON, WALKER 1975; WALKER 1967).

Diese DRM der etwa 2 - 5 Ma alten Gesteine wird durch eine CRM der authigen gebildeten Magnetisierungsträger überlagert, die invers, normal oder intermediär gerichtet sein kann. Überwiegt eine der authigenen Mineralphasen, so ist die Remanenz stark und stabil normal oder invers orientiert. Einige Schichten mit schwacher intermediär gerichteter Remanenz enthielten zwei oder mehrere authigene Mineralphasen mit einander entgegengesetzter Magnetisierung. Sie wird von LARSON, WALKER (1975) als Ergebnis der unter wechselnder Polarität des EMF fortlaufenden intersedimentären Authigenese mit sukzessiver Bildung miteinander interferierender feldadäquater Remanenzkomponenten gedeutet, was durch Nachweis von Bereichen entgegengesetzter Polarität innerhalb geteilter Probewürfel erhärtet werden konnte.

Gestützt durch die Ergebnisse der Remanenzträgerbestimmung und der Komponentenanalyse nach As-Zijderveld kann für die Bildung der Magnetisierung der untersuchten plio- und pleistozänen terrestrischen Sedimente folgendes Modell zugrunde gelegt werden:

1. Ablagerung der Gesteinskomponenten, darunter Titanomagnetit und seltener Hämatit, Bildung einer synsedimentären DRM und einer postsedimentären PDRM durch Ausrichtung des sedimentierten Titanomagnetits und Hämatits auf das syngenetische EMF innerhalb von einigen Wochen bis Dekajahren während der Gauß- bzw. während der Matuyama-Polaritätszone.

In einigen Profilen, die aus Verwitterungsprodukten des Rotliegenden des Thüringer Waldeshervorgegangen sind, wurde primär Hämatit abgelagert, da aller ursprünglich in den Gesteinen des Rotliegenden vorhanden gewesene Titanomagnetit durch Martitisierung noch während des Rotliegenden zu Hämatit oxidiert worden ist.

2. Verwitterung der instabilen Mineralkomponenten (insbesondere der eisenhaltigen Amphibole, Pyroxene und Biotite), Überführung des gelösten Eisens in Eisenhydroxide, Authigenese von Hämatit (und Goethit) mit Bildung einer CRM unter der Wirkung des reversen Feldes der Matuyama-Polaritätszone. Die CRM stimmt in der Richtung etwa mit derjenigen der DRM (sofern in der Matuyama-Polaritätszone entstanden) überein, ist mit Hämatit als Remanenzträger sichtlich schwächer, jedoch stabiler als diese.

3. Fortsetzung der Verwitterung der instabilen Mineralkomponenten und der Authigenese von Hämatit mit Bildung einer CRM unter der Wirkung des normal polarisierten Feldes der Brunhes-Polaritätszone, die der während der Matuyama-Polaritätszone gebildeten DRM und CRM entgegengerichtet ist und diese überlagert.
4. Umbau instabiler Komponenten in die VRM. Bei der Entmagnetisierung wird zuerst die VRM, dann die gegenüber der CRM instabile re DRM und PDRM und zuletzt die CRM eliminiert.

Nach Aussage der As-Zijderveld-Diagramme liegen die Hauptgradienten der Richtungsänderungen der Remanenzvektoren oberhalb Koerzitivfeldstärken von 20 mT, so daß die Komponenten mit Koerzitivfeldstärken ab 40 mT der CRM zugerechnet werden können. Dem Abmagnetisierungsintervall 10 - 20 mT zugeordnete Werte dürften danach i. allg. der (reliktischen) DRM entsprechen. Diese Interpretation wird dadurch gestützt, daß in den As-Zijderveld-Diagrammen einer Anzahl von Proben die Resultanten der N-z- und der E-z-Komponenten im Abmagnetisierungsintervall bis 20 mT durch eine Intensitätsreduzierung mit nur untergeordneten Richtungsänderungen gekennzeichnet sind und die z-Komponente bei 20 mT bereits negativ ist (Mahlis, Abb. 7a; Voigtstedt, Abb.7f; Meiningen-Untermaßfeld, Abb. 7h; Nordhausen-Petersdorf, Abb.7j). Hieraus kann geschlossen werden, daß neben der postsedimentären CRM noch eine syndesimentäre DRM existiert, mit deren Existenz schon wegen des in fast allen Profilen nachgewiesenen sedimentären Titanomagnetits gerechnet werden muß. TURNER (1980) unterscheidet nach der Art der Remanenzbildung in Abhängigkeit vom Grad der Authigenese bei Rotsedimenten drei Typen, deren Entstehung weitgehend durch die Diagenese gesteuert wird:

Typ A zeigt bei stabiler Remanenz eine scharfe Trennung von normal und invers magnetisierten Schichten, d. h., die CRM wurde in relativ kurzer Zeit gebildet, so daß Perioden normaler und inverser Polarität mit einer nur geringen Phasenverschiebung mit geringer Vordatierung von Umpolungen (Kristallwachstum wenig unterhalb der jeweiligen Sedimentationsbasis) in den Gesteinen fixiert werden.

Dieser Typ bildet sich in Rotsedimenten, wenn in Abhängigkeit von der Umpolungsfrequenz genügend Zeit zur Ausbildung einer Remanenzkomponente zur Verfügung steht bei hinreichend hoher Diageneserate. Die Sedimente besitzen einen gewissen Diagenese-Reifegrad und sind an instabilen Mineralen verarmt, so daß nur eine untergeordnete Hämatit-Authigenese erfolgt.

Typ B ist bei geringer Intensität intermediär orientiert auf Großkreisebenen mit komplexer Richtungsverteilung. Teilproben von

abmagnetisierten Probewürfeln mit freigelegter CARM sind häufig antiparallel magnetisiert, können aber auch intermediär gerichtet bleiben.

Typ B entsteht im Prozeß der Diagenese von Sedimenten mit primärem oder wenig verwittertem Bestand an verwitterbaren eisenhaltigen Silikaten, so daß substantielle Anteile von Hämatit zumeist als Pigment authigen gebildet werden können. In Abhängigkeit von der Diagenese und der Umpolungsfrequenz entsteht eine Magnetisierung, die einer Langzeitintegration der Variationen des EMF entspricht, so daß bei hoher Umpolungsrate oder langsamer Diagenese intermediäre Magnetisierungsrichtungen gebildet werden können.

Typ C besitzt eine gegenüber thermischer und chemischer Entmagnetisierung stabile Remanenz mit eng gruppierten Richtungen. Die Magnetisierung vom Typ C wird auf totale Remagnetisierung zurückgeführt, die viel jünger als das Sedimentationsalter ist und häufig auf tiefreichende Lateritisierung alter Sedimente des Paläozoikums und Mesozoikums im Känozoikum in niederen Breiten mit Oxidation der vorher vorhanden gewesenen magnetischen Mineralphase zu Hämatit zurückgeht.

Nach diesen Kriterien ist der überwiegende Teil der untersuchten pliozänen und frühpleistozänen terrestrischen Sedimente Mitteleuropas dem Magnetisierungstyp B von TURNER (1980) zuzurechnen.

Im Material der Profile, die überwiegend aus Abtragungsprodukten des Rotliegenden des Thüringer Waldes bestehen und keinen oder nur sehr wenig Titanomagnetit enthalten, sind die z-Komponenten der Remanenz der Abmagnetisierungsstufen 20 mT positiv, der Stufen 40 und 80 mT jedoch negativ. Der Magnetisierungsprozeß dürfte in diesen Sedimenten wie folgt verlaufen sein: Primär wurde während der Matuyama-Polaritätszone nur oder fast ausschließlich Hämatit als Remanenzträger sedimentiert, der eine synsedimentäre DRM oder quasisynsedimentäre PDRM geringer Intensität bildete. Durch Hämatit-Authigenese infolge Verwitterung entstand noch während der Matuyama-Polaritätszone eine diese primäre Magnetisierung überdeckende gleichgerichtete aber intensivere und stabilere CRM. Während der Brunhes-Polaritätszone dauerte die Hämatit-Authigenese mit Bildung einer normal gerichteten CRM an, die die beiden anderen Komponenten überlagert, doch ist die an den primär sedimentierten Hämatit gebundene DRM so gering, daß sie im Prozeß der Abmagnetisierung nicht deutlich in Erscheinung tritt.

4.3. Magnetostratigraphische Interpretation der petro- und paläomagnetischen Merkmale der untersuchten Ablagerungen

Aus dem anhand der petro- und paläomagnetischen Merkmale rekonstruierten Bildungsprozeß der Magnetisierung in den untersuchten spätkänozoischen Sedimenten ergeben sich folgende Kriterien für die Bestimmung der syngenetischen Polarität und damit für die zeitliche Zuordnung zur Polaritätszeitskala:

1. Die Magnetisierung der Gesteine mit geringer Richtungsvariabilität und hoher Homogenität der Remanenzvektoren oberhalb Koerzitivfeldstärken von 10 - 20 mT, die die VRM eliminiert haben, ist die originäre syngenetisch-erdfeldadäquate Magnetisierung. Normal polarisierte Gesteine wurden während der Gauß-Polaritätszone, der Olduvai- oder der Jaramillo-Polaritätssubzone sedimentiert. Invers magnetisierte Gesteine wurden während der Kaena-, der Mammoth-Polaritätssubzone oder während der Matuyama-Polaritätszone abgelagert.
2. Eine intermediäre, in stereographischer Projektion peripher orientierte relativ geringe Magnetisierung ist das Ergebnis der Überlagerung einer primären DRM oder postsedimentären CRM durch eine entgegengerichtete CRM, die nach Feldumpolung im Prozeß fortlaufender Diagenese durch authigen gebildeten Hämatit getragen wird. Gesteine mit intermediären Magnetisierungsrichtungen sind danach mit hoher Wahrscheinlichkeit während der Matuyama-Polaritätszone sedimentiert worden. Kriterium 2 ist, streng genommen, ohne weitere zeitbestimmende Kennzeichen nur für die Matuyama- und die Brunhes-Polaritätszone gültig.
3. Kommen in einer petrographisch homogenen Schicht mit einer Magnetisierung des Kriteriums 1. Zonen mit intermediären oder einer der liegenden und hangenden Magnetisierung entgegengerichteten Remanenz vor, so sind solche Schwankungen möglicherweise auf Variationen des EMF höherer Ordnung, auf Feldexkursionen, zurückzuführen. Ihre sichere Unterscheidung von sedimentationsbedingten petromagnetischen Anomalien erfordert spezielle lithologische, petromagnetische und stratigraphisch-chronologische Untersuchungen (vgl. 6.2.).

5. Magnetostratigraphische Charakteristik der untersuchten Profile

Im folgenden wird eine gedrängte Übersicht über die paläomagnetischen Merkmale der bearbeiteten Profile, ihre magnetostratigraphische Interpretation und stratigraphische Einstufung unter Berücksichtigung verfügbarer anderer stratigraphischer Kriterien

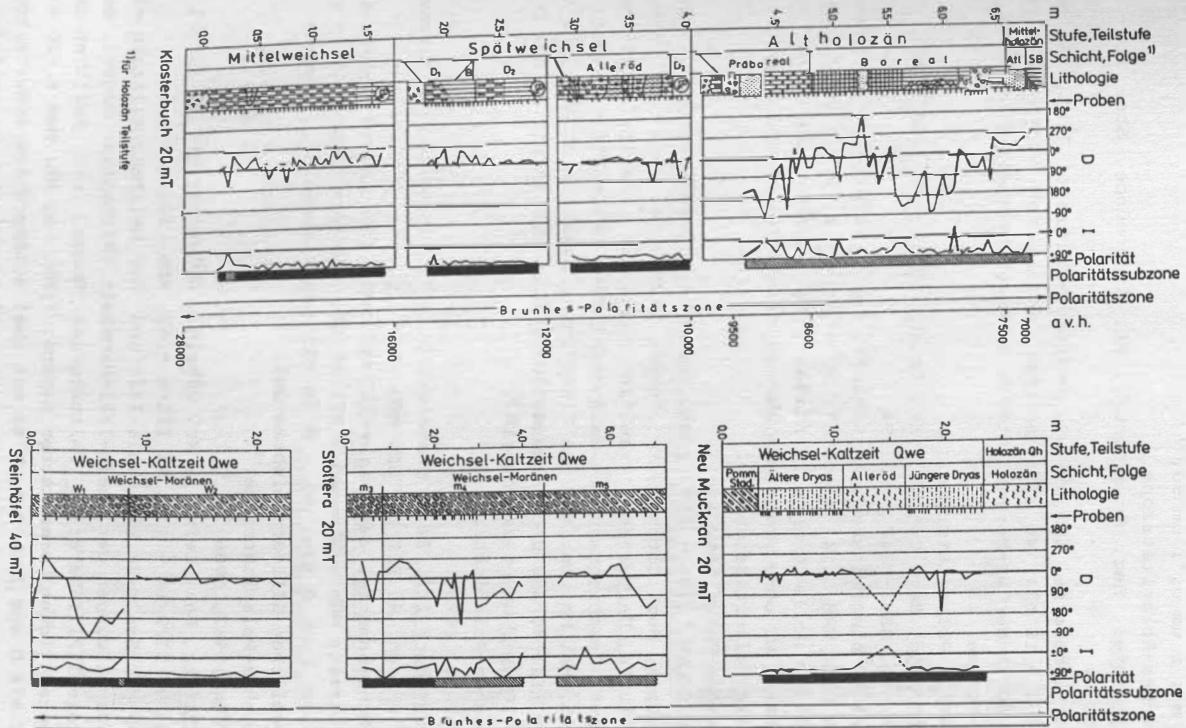
gegeben. Die Kurzbeschreibung der untersuchten Profile, ihre petro- und paläomagnetische Charakteristik und deren magnetostratigraphische Interpretation wurde nach folgendem Schema vorgenommen:

1. Aufschluß, Lage, Probenbezeichnung, Abb.;
2. Gestein, stratigraphische Einstufung;
3. NRM, nach Homogenität und Stabilität des Probenmaterials gewählte Abmagnetisierungsstufe zur Eliminierung der VRM, Variation von D und I in Grad, Extremwerte in Klammern;
4. Komponentenanalyse KA, primäre Magnetisierung, sekundäre Überprägungen, Korrelation mit der PZS;
6. Literatur.

5.1. Untersuchte Aufschlüsse in der DDR

1. Neu Muckran, Bez. Rostock, Kr. Rügen, Kliff am "Crednersee", NM I/1 - 57, NM II/1 - 10, Abb. 8;
Schluffe, Tonmudden, Ältere Dryas bis Jüngere Dryas; TiMt, Hä; NRM 0,60 - 17,20 nT; 20 mT; D um 0, I um 60, wenig variierend; Pr. 36/1 (Torf) mit D = 166, I = -36, vermutlich gestört; Brunhes-Polaritätszone; KLIEWE, LANGE (1968), BROSE, KLIEWE (1975).
2. Klosterbuch, Bez. Leipzig, Kr. Döbeln, Bachtälchen, Kb 1-160, Abb. 8;
Schluff, Dauche, Torfmudden, Tone, lithologisch heterogen, Mittelweichsel-Kaltzeit bis Mittelholozän; NRM 0,30 - 6,57 nT; 20 mT; Bildungen der Mittelweichsel-Kaltzeit und der Jüngsten Dryas mit D um 0, I um 60, Bildungen des Präboreal und Boreal mit starken Schwankungen von D >180 und I >30 (geringe und stark inhomogene Magnetisierung der Dauche und Torfmudden); Brunhes-Polaritätszone; FUHRMANN, LANGE (1967).
3. Stoltera, Bez. Rostock, Kr. Warnemünde, Kliff, Sto 1 - 40, Abb. 8;
Geschiebemergel m_3 , m_4 und m_5 , Weichsel-Kaltzeit; TiMT, Hä; NRM 0,70 - 7.53 nT; 20 mT; D um 0 (180), I um 60 (-20); anomale Richtungen der Magnetisierung offensichtlich sedimentationsbedingt; Brunhes-Polaritätszone; LUDWIG (1964), CEPEK (1972).
4. Stolpe, Bez. Frankfurt/O, Kr. Angermünde, Mergelgrube, Stp 1 bis 5;
Geschiebemergel W2, Weichsel-Kaltzeit; TiMt. Hä; NRM 2 - 10;

Abb. 8. Magnetostratigraphische Charakteristik von Profilen des Holozäns und der Weichsel-Kaltzeit



- 40 mT; D um 0, I um 60;
Brunhes-Polaritätszone.
5. Steinhöfel, Bez. Frankfurt/O, Kr. Angermünde, Stei 12 - 48, Abb. 8;
Geschiebemergel W1 und W2, Weichsel-Kaltzeit; TiMt, Hä, Mh;
NRM 1 - 15 nT; 40 mT; geringe Variationen von D um 0 und I um 60 in der W2-Moräne, starke Schwankungen von D und I in der W1-Moräne;
Brunhes-Polaritätszone.
6. Schönfeld, Bez. Cottbus, Kr. Calau, Sd 1 - 49, 263 - 290, 301 bis 311, 338 - 347, Abb. 9;
toniger bis feinsandiger Schluff, Eem-Warmzeit, Pollenzonen 5a bis WII; NRM 0,14 - 24,0 nT; 20 mT; D um 0 (270 - 90), I um 60 (-25 in Pollenzone 9 im Niveau einer Lagerungsstörung), Pollenzone WI ohne Anzeichen der in diesem Niveau zu erwartenden Blake-Polaritätssubzone;
Brunhes-Polaritätszone;
STRIEGLER (1986), ERD (1986), HEINRICH (1986), WIEGANK (1986).
7. Weißagk, Bez. Cottbus, Kr. Forst, Sandgrube, Weiß - 70, Abb. 9;
Schluffe, Feinsande, "Tranitzer Fluviatil", Saale-II/III-Thermomer; Geschiebemergel, Beckenschluffe, Saale-III-Kaltzeit;
TiMt, Hä, Mh, Go; NRM des Tranitzer Fluviatils 0,23 - 0,82 nT, der SIII-Moräne und Beckenschluffe 0,36 - 5,44 nT; 20 mT; D um 0 (180), I um 50 bis 60 (15);
Brunhes-Polaritätszone;
HELLWIG (1975).
8. Rüdersdorf III, Bez. Frankfurt/O, Kr. Fürstenwalde, Muschelkalkbruch, Rü III/1 - 32, Abb. 9;
Geschiebemergel der Saale-III-Kaltzeit (?) und der Saale-II-Kaltzeit; NRM 0,50 - 20,0 nT; 20 mT; stärkere Schwankungen von D und I um 0 bzw. 60 - 0 im SII-Geschiebemergel, weniger im fraglichen SIII-Geschiebemergel;
Brunhes-Polaritätszone;
CEPEK (1967, 1986).
9. Rittmitz, Bez. Leipzig, Kr. Döbeln, Dolomitbruch, Ri II/1/1 - 63, Ri II/2/64 - 143, Ri III/1 - 42, Abb. 13, 14;
Löß der Saale-I- bis Saale-III- und der Weichsel-Kaltzeit mit Bodenbildungen der Saale-I/II-Warmzeit (Rittmitzer Boden), der Saale-II/III-Warmzeit (Altenburger Boden) und Relikten des eemzeitlichen Lommatzcher Bodens; TiMt, Hä, Mh; NRM 5 - 20 nT; 20 mT; D und I um 0 bzw. 60 mit zwei ausgeprägten Schwankungen von D zwischen 0 - 180 und I bis -70 im Niveau des Rittmitzer Bodens und im Hangenden des Lommatzcher Bodens, auf Parallelprofilen bestätigt. Beide Anomalien sind nach petro- und

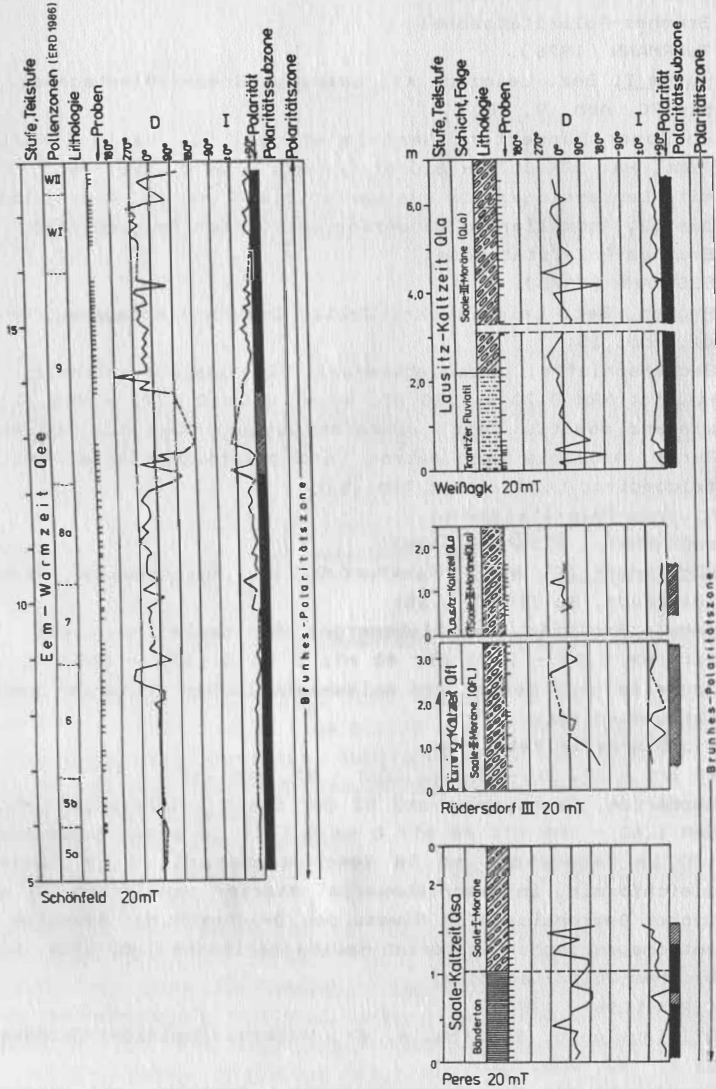


Abb. 9. Magnetostratigraphische Charakteristik von Profilen der Eem-Warmzeit und der Saale-Kaltzeit

paläomagnetischen Kriterien Abbildungen von Feldexkursionen (vgl. 6.2., Tab. 6);

Brunhes-Polaritätszone;

FUHRMANN (1976).

10. Peres I, Bez. Leipzig, Kr. Leipzig, Braunkohlentagebau, Pe 51 bis 70, Abb. 9, 15;
Böhlener Bänderton, Geschiebemergel SI, Saale-I-Kaltzeit; TiMt, Hä; NRM 0,70 - 8,0 nT; 20 mT; D um 0 (270 - 90), I um 60 mit Depressionen im Bänderton bis 0 und im Geschiebemergel bis 32; Anomalien im Bänderton vermutlich feldbedingt;
Brunhes-Polaritätszone;
EISSMANN (1975).
11. Profen, Bez. Leipzig, Kr. Zeitz, Braunkohlentagebau, Pro 1 - 41, Abb. 15;
Beckenschluffe, Geschiebemergel SI, Saale-I-Kaltzeit; TiMt, Hä, Mh; NRM 0,70 - 7,80 nT, 40 mT D um 0 (270 - 90), I überwiegend positiv mit mehreren Schwankungen bis -10 ähnlich Peres. Anomalie nach petro- und paläomagnetischen Kriterien feldbedingt (vgl. 6.2., Tab. 6);
Brunhes-Polaritätszone;
WAGENBRETH, EISSMANN (1962).
12. Rüdersdorf II, Bez. Frankfurt/O, Kr. Fürstenwalde, Muschelkalkbruch, Rü IIA 15 - 25;
basale Schluffe, Geschiebemergel der Saale-I-Kaltzeit; TiMt, Hä; NRM 0,83 - 3,50 nT; 40 mT; D um 0 (270 - 180), I um 0; Anomalie nach petro- und paläomagnetischen Kriterien sedimentationsbedingt;
Brunhes-Polaritätszone;
Rü I/1 - 27, 28 - 36, Rü II/1 - 27, Abb. 15;
Bänderton, Geschiebemergel SI der Saale-I-Kaltzeit; TiMt, Hä; NRM 1,62 - 105 nT; 40 mT; D um 0 (mit je einer Schwankung um 180 im Bänderton und im Geschiebemergel, I im Bänderton gleichförmig, im Geschiebemergel stärker variierend mit deutlichen Depressionen im Niveau der D-Schwankung; Anomalie nach petromagnetischen Kriterien sedimentationsbedingt (Tab. 6);
Brunhes-Polaritätszone;
CEPEK (1967, 1986).
13. Bilzingsleben, Bez. Halle, Kr. Artern, Hominiden-Fundstätte, Bi 1 - 62, Abb. 10;
Beckenschluffe der Fuhne-Kaltzeit, Seekalke (mit Hauptfundschicht) der Dömnitz-Warmzeit, Holstein-Komplex; TiMt (?), Hä; NRM 0,27 - 2,50 nT; 20 mT; D um 0 mit starken Variationen zwischen 270 - 180, I um +60 bis +80. Eine basale Probe mit negativer Inklination und vom Mittel abweichender, bedeutend

höherer Intensität auf Parallelprofil nicht bestätigt (wahrscheinlich infolge Sedimentationslücke), Charakter der Anomalie unklar;

Brunhes-Polaritätszone;

MANIA (1983, 1987), WIEGANK (1979).

14. Rüdersdorf I, Bez. Frankfurt/O, Kr. Fürstenwalde, Muschelkalkbruch, RÜI/1 - 14, RÜ II43 - 66, Abb. 16;
Geschiebemergel EII, Elster-Kaltzeit; TiMt, Hä; NRM 0,34 - 9,00 nT; 40 mT; D um 0 (270 - 90), I um 0 (+73 bis -70); intermediäre Richtungen nach petro- und paläomagnetischen Kriterien sedimentationsbedingt;
Brunhes-Polaritätszone;
CEPEK (1975).
15. Peres II, Bez. Leipzig, Kr. Leipzig, Braunkohlentagebau, Pe 1 bis 50, Abb. 16;
Dehlitzer Bänderton, Brösener Bänderton, Miltitzer Bänderton, obere Grundmoräne EII der Elster-Kaltzeit; TiMt, Hä; NRM 0,15 - 148,50 nT; 20 mT; D um 0 (270 - 180), I überwiegend positiv mit mäßigen Schwankungen und einzelnen Depressionen bis -50, vermutlich sedimentationsbedingt, Abbildung einer Feldanomalie jedoch nicht auszuschließen;
Brunhes-Polaritätszone;
EISSMANN (1975).
16. Pirkau, Bez. Halle, Kr. Weissenfels, Braunkohlentagebau, Pi 2 bis 43, Abb. 16;
Geschiebemergel EII_A, EII_B; TiMt, Hä; NRM 0,50 - 2,00 nT; 40 mT; D um 0 (270 - 180), I um 0 (+70 bis -60); Anomalie vermutlich sedimentationsbedingt, Abbildung einer Feldanomalie nicht völlig auszuschließen (Zeitäquivalent von Elunino V);
Brunhes-Polaritätszone;
EISSMANN (1961, 1964, 1975).
17. Voigtstedt II, Bez. Halle, Kr. Artern, Ziegeleitongruben, Vo II/1 - 32, Abb. 15;
Bänderton, Geschiebemergel EII, Elster-II-Kaltzeit; TiMt, Hä; NRM 0,15 - 5,54 nT; 20 mT, D um 0 (270 - 180), I überwiegend positiv mit einer Depression im Bänderton, die mit D-Werten um 160 korrespondiert und drei weiteren Schwankungen im Geschiebemergel bis -60, nach petro- und paläomagnetischen sowie stratigraphischen Kriterien (Elunino V) Abbildung einer feldbedingten Abweichung;
Brunhes-Polaritätszone;
KAHLKE (1965), STEINMÜLLER (1972), KRUTZSCH (1965).
18. Berzdorf, Bez. Dresden, Kr. Görlitz, Braunkohlentagebau, Bf 1 bis 18, Abb. 10, 16;

- präglaziale Neißeschotter, Geschiebemergel der Elster-II-Kaltzeit; NRM 0,54 - 7,12 nT; 40 mT, Schlufflagen der präglazialen Neißeschotter mit geringen Variationen von D um 0 (270 - 180), die mit einer Depression von I mit -30 korrespondieren, Anomalie stratigraphisch mit Elunino V korreliert, offenbar jedoch sedimentationsbedingt;
- Brunhes-Polaritätszone;
VIETE (1964), STEDING (1976).
19. Horschli, Bez. Erfurt, Kr. Eisenach, Tongrube, Ho 53 - 83, Abb. 10;
Beckentone, Cromer-Komplex; TiMt, Hä; NRM 0,40 - 0,60 nT; 20 mT; D um 0 (270 - 90), I um +60 (+35 bis +80);
Brunhes-Polaritätszone;
ELLENBERG (1969).
20. Niederschmalkalden I, Bez. Suhl, Kr. Schmalkalden, Kiesgrube, SN 56 - 63, Abb. 10;
Älterer Grobschotter, Cromer-Komplex; NRM 0,78 - 1,57 nT; 20 mT; D 270 - 0, I +45 bis +85;
Brunhes-Polaritätszone;
ELLENBERG (1968, 1969) ELLENBERG, KUHN (1969).
21. Rieth - Nordhausen, Bez. Halle, Kr. Sangerhausen, Kiesgrube, RN 334 - 39, Abb. 10;
Schlufflagen in präglazialen Helmeschottern, Helme-Kaltzeit, Cromer-Komplex; NRM 0,5 - 2,5 nT; 20 mT; D um 0 (270 - 90), I +63 bis +82;
Brunhes-Polaritätszone;
22. Mahlis, Bez. Leipzig, Kr. Oschatz, Tongrube, MaI/1 -16, MaII/2 23, Ma III/1 - 75, Abb. 10, 17;
Löß-Boden-Sequenz mit basaler Tonmulde (Fließerde) und drei interglazialen Bodenhorizonten des Cromer-Komplexes, hangender Saale-I-Geschiebemergel mit Schollen aufgenommener Elster-II-Grundmoräne; Mt, Hä; NRM 0,40 - 40,0 nT; 40 mT; Basis einschließlich Löß L₁ und Basis des untersten Fossilbodens mit starken Variationen von D zwischen 180 - 270 und Übergang von negativer zu positiver Inklination; Mittelabschnitt des Profils mit geringen Schwankungen von D um 0 und ausgeglichener positiver Inklination. Teilprofil Ma_{alpha} bis Ma_{gamma} mit Variationen von D um 0 zwischen 180 - 270 und Rotation der Inklination von +70 über -30 auf +70. Interpretation des basalen Polaritätswechsels als Grenze zwischen der Matuyama- und der Brunhes-Polaritätszone in Übereinstimmung mit pedostratigraphischen und paläontologischen Befunden, Anomalie an der Basis des Fossilbodens Ma_{gamma} nach petro- und paläomagnetischen Befunden der Feldexkursion.

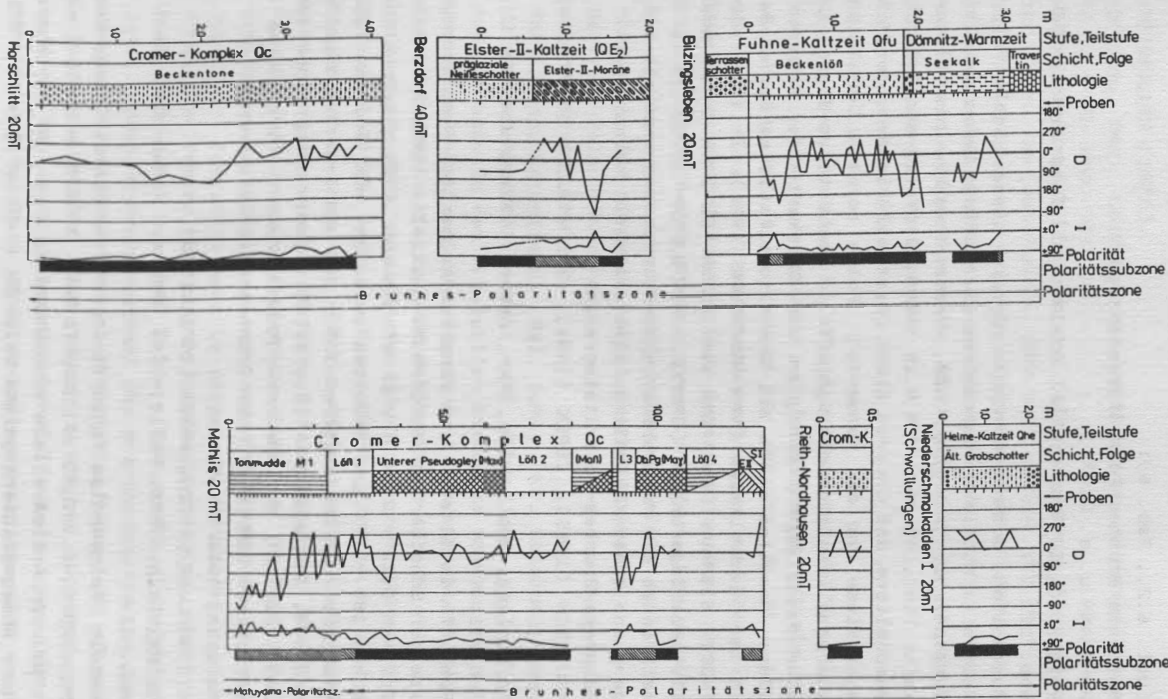


Abb. 10. Magnetostratigraphische Charakteristik von Profilen des Holstein-Komplexes, der Elster-Kaltzeit und des Cromer-Komplexes

- (vgl. 6.2., Tab. 6);
 Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze;
 FUHRMANN u. a. (1977).
23. Voigtstedt I, Bez. Halle, Kr. Artern, Tongruben, VoI/1 - 84, Abb. 11, 17;
 Muschelton, Artern-Warmzeit; Untere Kiese (Schluffe), Helme-Kaltzeit; Mittlere Quarzkiese (Schluffe), Lehmzone mit Hauptfundschiefer, Schluffe, LÖB, Cromer-Komplex bis Elster-Kaltzeit; TiMT, Hä, Go; NRM 0,25 - 180,43 nT; 20 mT; Polarität der Muscheltone und Unteren Kiese (partiell) invers, der Mittleren Quarzkiese und der hangenden Folge normal. Der Polaritätsübergang liegt, da die Schluffe in den Unteren Kiesen intermedial magnetisiert sind, an der Oberkante der Unteren Kiese Diese Position steht mit den klimastratigraphischen Befunden in den Niederlanden (VAN MONTFRANS 1971), in Löben der CSSR (KOCI, SIBRAVA 1976) und der UdSSR (PEVZNER 1970) sowie von Tiefseeablagerungen (OPDYKE, SHACKLETON 1973) in Einklang, nach denen die Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze mit dem Übergang von einer Kaltzeit zu einer Warmzeit koinzidiert.
 Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze;
 KRUTZSCH (1965), CEPEK (1981), STEINMÜLLER (1972), WIEGANK (1975).
24. Kalbsrieth, Bez. Halle, Kr. Artern, Kiesgrube, Ka 11 - 42, Abb. 11;
 Schluffe im Älteren und Jüngeren Kalbsrieth-Rossleben-Wendelsteiner Schotterzug KRWS, Helme-Kaltzeit; TiMT, Hä (authigen), Go; NRM 0,22 - 2,04 nT; 20 mT; Älterer KRWS mit D-Werten zwischen 180 - 270 und I-Werten zwischen +80 und -50, Jüngerer KRWS mit D-Werten zwischen 335 - 360 und I-Werten zwischen +54 und +79, Einzelproben invers; KA: Überprägung einer inversen DRM (20 mT) der Matuyama-Polaritätszone durch eine normal gerichtete CRM (40mT) der Brunhes-Polaritätszone;
 Matuyama-Polaritätszone;
 STEINMÜLLER (1972), MANIA (1972, 1973).
25. Wendelstein, Bez. Halle, Kr. Nebra, Kiesgrube, We 1 - 10, Abb. 11;
 basale feinsandige Schluffe im KRW-Schotter, Cromer-Komplex; Hä; NRM 0,40 - 2,60 nT; 20 mT; D um 0 (270 - 180), I +22 bis +78; KA: Antiparallele Richtungsänderungen der z-y-Komponente im Abmagnetisierungsintervall 20 - 40 mT (We5/1, 7/1) und überwiegend intermediäre Magnetisierung sprechen für eine weitgehende Überprägung einer primär inversen DRM der Matuyama-Polaritätszone während der Brunhes-Polaritätszone;
 Matuyama-Polaritätszone;

STEINMÜLLER (1972).

26. Pörsten, Bez. Leipzig, Kr. Weißenfels, Braunkohlentagebau, Pö 17 - 22, Abb. 11;
feinsandige Schluffe, Untere Frühpleistozäne Terrassenschotter; TiMt, Go (authigen); NRM 0,70 - 2,60 nT; 40 mT; D 330 - 150, I +60 bis +4; Vorwiegen intermediärer Richtungen infolge offenbar weitgehender Überprägung einer primär inversen DRM der Matuyama-Polaritätszone durch eine normal gerichtete CRM der Brunhes-Polaritätszone;
Matuyama-Polaritätszone;
EISSMANN (1964).
27. Wehlen, Bez. Dresden, Kr. Pirna, Kiesgrube, We 73 - 77;
Schluffe, Terrassenschotter, Schmiedeberger Elbelauf, Frühpleistozän; NRM 3,40 - 40,64 nT; 20 mT; D 336 - 36, I +50 bis +78. Eine in Einzelproben erhaltene stabile inverse, im überwiegenden Teil der Proben intermediäre bzw. dem rezenten Feld entsprechende Remanenz spricht für eine primär unter Einwirkung eines invers polarisierten Feldes gebildete Magnetisierung, die sekundär normal überprägt wurde;
Matuyama-Polaritätszone;
WOLF (1980).
28. Meinigen-Untermaßfeld, Bez. Suhl, Kr. Meinigen, Kiesgrube, Wirbeltier-Fundstätte; MU 1 - 35, Abb. 11;
Schlufflagen in den fluviatilen Sanden im Niveau und unterhalb der Fandschicht, basal Jüngerer Zersatzgrobschotter JZGS, Frühpleistozän; Mt. Hä; NRM 4,50 - 24,60 nT; 20 mT; im unteren Teil des Profils Variationen von D zwischen 200 - 280, von I zwischen -60 bis +40; im oberen Abschnitt D um 0 zwischen 300 bis 30 und I zwischen +50 bis +70 mit einer Depression um 0. Dieser Befund wurde auf zwei Parallelprofilen bestätigt, Das Probenmaterial aus dem unteren Teil des Profils zeigt z. T. bereits nach Einwirkung von Wechselfeldern von 10 und 20 mT negative Inklinationswerte einer primär inversen Magnetisierung. Die Proben des oberen Profilabschnitts sind dagegen noch nach Einwirkung von Feldern bis zu 80 mT normal polarisiert, wobei Richtungswechsel der N-z-Komponente des Remanenzvektors nach Einwirkung von Feldern bis zu 40 mT auf eine schwache sekundäre Überprägung hindeutet. Diese Magnetisierung dürfte mit großer Wahrscheinlichkeit als eine primäre DRM unter Einwirkung eines normal polarisierten EMF entstanden sein, die nur geringfügig (und ebenfalls unter normalem Feld chemoremanent überprägt wurde. Eine alternative Deutung als eine primär durch ein inverses Feld gebildete, sekundär vollständig normalüberprägte CRM hat gegen sich, daß eine

solche Umformung die Stabilität der Magnetisierung hätte insgesamt wesentlich erhöhen und auch die liegenden Partien des Profils erfassen müssen, sofern nicht ein Wechsel in der Lithologie die Authigenese in den unteren Profilabschnitten unterbunden haben könnte; hierfür liegen jedoch keine Anzeichen vor. Somit ist das paläomagnetische Profil des Aufschlusses als Übergang von einer primär inversen zu einer primär normalen Magnetisierung unter den Bedingungen einer Feldumpolung zu interpretieren. Wegen biostratigraphischer Argumente (HEINRICH 1982, 1985) kommt hierfür nur der Polaritätswechsel an der Basis der Jaramillo-Polaritätssubzone in Frage.

Matuyama-Jaramillo-Polaritätsgrenze;

KAHLKE (1982), FEJFAR, HEINRICH (1981), HEINRICH (1982).

29. Mittlerer Tonkopf, Bez. Suhl, Kr. Meiningen, Kiesgrube, RH 7 - 15, Abb. 11;
Schluffe, Jüngerer Zersatzgrobsschotter, Frühpleistozän; TiMt, Hä; NRM 1,19 - 9,0 nT; 20 mT; D um 0 (330 - 182), I +50 bis +78, einzelne Probewürfel mit inverser Polarität oder intermediären Richtungen; KA: Überprägung einer primär inversen DRM durch eine normale CRM;
Matuyama-Polaritätszone;
ELLENBERG, KUHN (1969), WIEGANK (1981).
30. Niederschmalkalden, Bez. Suhl, Kr. Schmalkalden, Kiesgrube PGH Bau Wernsdorf, Rh 42 - 55, Abb. 11;
Schluff, Jüngerer Zersatzgrobsschotter, Frühpleistozän; TiMt, Hä; NRM 0,35 - 0,70 nT; 20 mT; D um 0 (270 - 180), I um 0 bis +80; KA: Die intermediären Richtungen sprechen wie bei den anderen Jüngeren Zersatzgrobsschottern für die Überprägung einer primär inversen Remanenz durch das normal gerichtete Feld der Brunhes-Polaritätszone;
Matuyama-Polaritätszone;
ELLENBERG (1968, 1969), ELLENBERG, KUHN (1969).
31. Gerstungen, Bez. Suhl, Kr. Eisenach, Kiesgrube Grubenberg, Ge 43 - 51, Abb. 11;
Schluff der Schicht 12, Jüngerer Zersatzgrobsschotter, Frühpleistozän; TiMt, Hä; NRM 0,35 - 0,78 nT; 20 mT; D um 0 (284 - 180), I +5 bis +86, Einzelproben mit intermediären Richtungen; KA: Überprägung einer primär inversen DRM durch eine normal gerichtete CRM;
Matuyama-Polaritätszone;
ELLENBERG (1968, 1972).
32. Breitungen, Bez. Suhl, Kr. Schmalkalden, Kiesgrube, Br 1 - 30, Abb. 11;
Schluff, Älterer Zersatzgrobsschotter ÄZGS, Frühpleistozän;

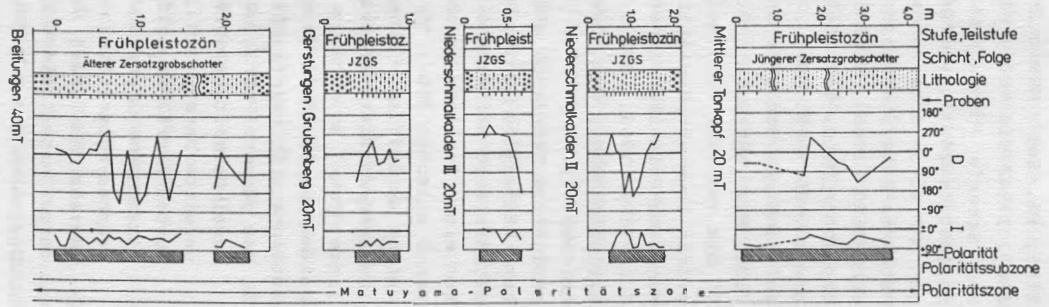
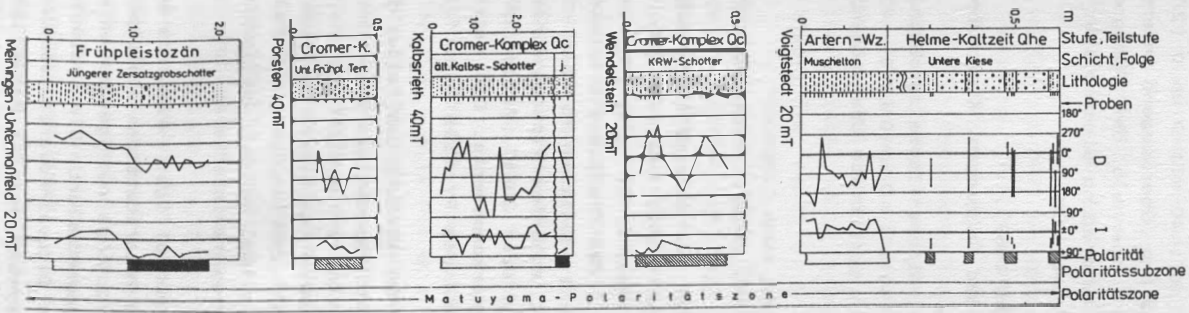


Abb. 11. Magnetostratigraphische Charakteristik von Profilen des Cromer-Komplexes und des Frühpleistozäns

TiMt, Hä, Go; NRM 0,26 - 1,61 nT; 40 mT; D um 0 (270 bis 180), I -47 bis +80; Magnetisierung überwiegend intermediär; KA: Scharfe Richtungsänderungen oberhalb der Abmagnetisierungsstufe 20 mT, weitgehende Überprägung einer primär inversen DRM durch eine normal gerichtete CRM;

Matuyama-Polaritätszone;

ELLENBERG (1968), ELLENBERG, KUHN 1969).

33. Dänischer Berg, Bez. Suhl, Kr. Bad Salzungen, Kiesgrube, DB 1 bis 13, 85 - 92, Abb. 12;

feinsandige Schluffe und Tone, Älterer Zersatzgrobschotter; TiMt, Hä; NRM 0,10 - 0,50 nT; 40 mT; D um 0 (240 - 40), I -20 bis +40; KA: Partielle normal gerichtete Überprägung einer primär inversen Magnetisierung;

Matuyama-Polaritätszone;

ELLENBERG (1968, 1972), ELLENBERG, KUHN (1969).

34. Kleingießhübel, Bez. Dresden, Kr. Pirna, Kiesgrube, Kg 50 - 62, Abb. 12;

schluffige Feinsande und Tone der Terrassenschotter des Bautzener Elbelaufs, Frühpleistozän; TiMt, Hä, Go; NRM 0,33 - 14,33 nT; 20 mT; D um 0 (270 - 180), I -62 bis +78; vier Proben einer Tonlinse im oberen Teil des Profils mit Schwankungen von D zwischen 310 - 90 und von I zwischen +53 bis +78; KA: Untere schluffige Feinsande mit scharfen Richtungsänderungen im Abmagnetisierungsverlauf auch über 20 mT, Proben der Tonlinse ohne erkennbare Sekundärkomponente. Die petro- und paläomagnetische Charakteristik des Profils läßt folgende Interpretationsvarianten zu:

1. Das gesamte Profil war unter der Wirkung des Feldes der Olduvai-Polaritätssubzone normal magnetisiert worden. Die verwitterbaren Profilabschnitte der schluffigen Feinsande wurden durch das Feld der inversen mittleren Matuyama-Polaritätszone überprägt und nach dem Übergang zum Feld der Brunhes-Polaritätszone noch einmal normal ummagnetisiert, während die gegen Verwitterung resistenteren Tone stabil normal magnetisiert blieben.
2. Die unteren und mittleren schluffigen Feinsande wurden während der unteren Matuyama-Polaritätszone abgelagert und invers magnetisiert, danach infolge Authigenese unter dem wechselnden EMF partiell ummagnetisiert. Die Sedimentation der Tone erfolgte während der Olduvai-Polaritätssubzone unter normalem EMF, und die syndimentäre Magnetisierung blieb wegen der hohen Verwitterungsresistenz der Tone von Authigenese unbeeinflusst normal gerichtet erhalten.

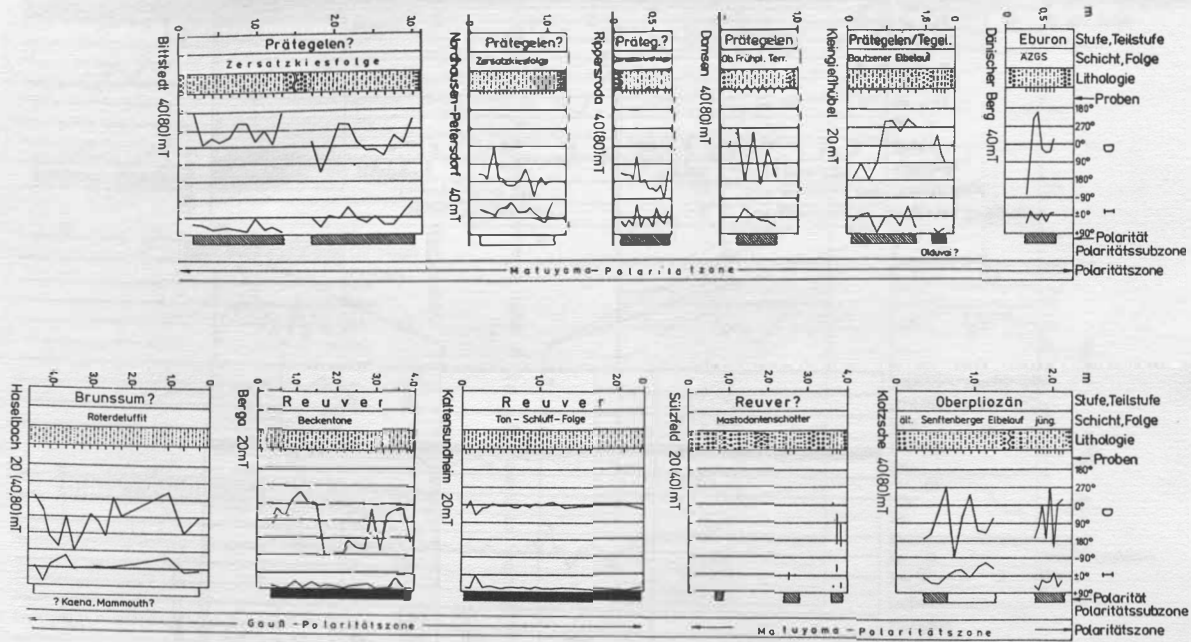
paläomagnetischen Befunde ist die normale Magnetisierung der Tone während der Olduvai-Polaritätssubzone erfolgt.

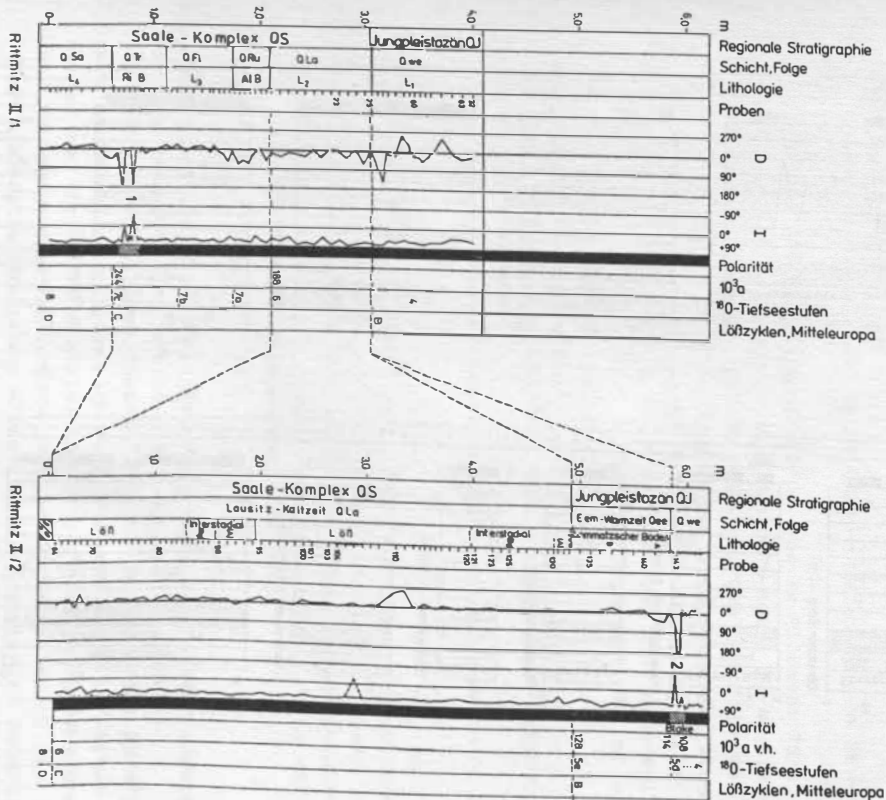
WOLF (1980).

35. Klotzsche, Bez. Dresden, Kr. Dresden, Kiesgrube Kl 78 - 96, Abb. 12;
Schluffe in den Terrassenschottern des Jüngeren Senftenberger Elbelaufes, Frühpleistozän; NRM 0,45 - 1,60 nT; 40 mT; D mit starken Schwankungen zwischen 270 - 180, I zwischen -26 bis +72; KA: Deutliche Indikationen sekundärer Komponenten mit Koerzitivfeldstärken über 10 mT, primär inverse Magnetisierung der Matuyama-Polaritätszone, partiell normal überprägt; Matuyama-Polaritätszone;
PRÄGER (1975), WOLF (1980).
36. Domsen, Bez. Leipzig, Kr. Hohenmölsen, Braunkohlentagebau, Do 1 - 7, Abb. 12;
Schluffe, schluffige Feinsande, Obere Frühpleistozäne Terrasse, Frühpleistozän; TiMt, Hä, (Mh); NRM 0,50 - 1,80 nT; 40 mT; D um 0 (270 - 180), I -47 bis +77; KA: Komponenten der Abmagnetisierungsstufen unterhalb 10 - 20 und 20 - 40 mT einander entgegengerichtet, primär inverse Magnetisierung sekundär partiell normal überprägt; Matuyama-Polaritätszone;
EISSMANN (1964, 1975).
37. Rippersroda, Bez. Erfurt, Kr. Arnstadt, Schurf, Rp 106 - 118, Abb. 12;
Tone, Schluffe, Zersatzkiesfolge, Frühpleistozän; Mt, Hä, Mh; NRM 0,42 - 6,12 nT; 40 mT; D um 180 (90 - 270), I -60 bis +56; KA: Rasche Richtungsänderungen zwischen 10 - 20 und 20 - 40 mT, primär inverse Magnetisierung normal überprägt; Matuyama-Polaritätszone;
MAI u. a. (1963), STEINMÜLLER (1974), UNGER (1974).
38. Nordhausen-Petersdorf, Bez. Erfurt, Kr. Nordhausen, Kiesgruben, NP 148 - 183; Abb. 12;
Tone, Schluffe, Zersatzkiesfolge, Frühpleistozän; Mt, Hä, Mh, Go; NRM 0,22 - 1,32 nT; 40 mT; D um 180 (0 - 270), I überwiegend negativ; KA: Komponenten der Abmagnetisierungsstufen 10 bis 20 mT denen der Stufen über 20 mT entgegengerichtet, primär inverse Magnetisierung partiell normal überprägt; Matuyama-Polaritätszone;
STEINMÜLLER (1974)
39. Bittstadt, Bez. Erfurt, Kr. Arnstadt, Kiesgruben Heidenholz, Bit 65 - 97, Abb. 12;
feinsandige Schluffe, Zersatzkiese, Zersatzgrobschotter; Mt, Hä; NRM 0,64 - 99,38 nT; 40 mT; D um 0 (250 - 140), I -49 bis

- +50; KA: Ausgeprägte Richtungsänderungen zwischen 10 - 80 mT, Proben durch Felder >80 mT nicht abmagnetisierbar; primär inverse Magnetisierung partiell normal überprägt; Matuyama-Polaritätszone; UNGER u. a. (1969).
40. Sülzfeld, Bez. Suhl, Kr. Meiningen, Kiesgrube, Rh 58 - 68, Abb. 12; Schluffe im "Mastodontenschotter", oberes Pliozän; TiMt, Hä; NRM 0,50 - 11,0 nT; 20 mT; D um 90 (0 - 180), I -40 bis +75; KA: Richtungsänderungen bei 20 - 40 mT. Das Profil war zunächst von WIEGANK (1981) aufgrund der insgesamt positiven Inklination nach routinemäßiger Abmagnetisierung bis 20 mT als durchweg normal polarisiert betrachtet und der Gauß-Polaritätszone zugeordnet worden. Abmagnetisierung bis 80 mT ergab jedoch Anteile inverser Remanenz. Matuyama-Polaritätszone; DIETRICH (1953, 1965), DUPHORN (1960), STEINMÜLLER (1974), WIEGANK (1981).
41. Berga, Bez. Halle, Kr. Sangerhausen, Tongrube, BA 119 - 147, Abb. 12; Beckentone und -schluffe, oberes Pliozän; TiMt, Hä, Mh, Go; NRM 0,14 - 1,33 nT; 20 mT; D um 0 (190 - 112), I +28 bis +89 mit nur geringen Schwankungen; KA: Richtungsänderungen zwischen 20 - 80 mT nach 80 mT Proben meist abmagnetisiert. Primär normal gerichtete Magnetisierung partiell durch schwache, offenbar inverse Komponenten überlagert; Gauß-Polaritätszone; STEINMÜLLER (1969).
42. Kaltensundheim, Bez. Suhl, Kr. Meiningen, Wirbeltier-Fundstätte Muschelkalk-Doline, Rh 16 - 37; Abb. 12; Schluff, Tone, oberes Pliozän; TiMt; NRM 50 - 550 nT; 20 mT; D mit geringen Schwankungen um 0, I +62 bis +75 mit Minimum um +1 an der Basis des Profils; KA: Schwache Richtungsänderungen bei 40 mT, normal gerichtete DRM in Übereinstimmung mit der nach biostratigraphischen Kriterien zu erwartenden Polarität der Gauß-Polaritätszone; BÖHME, (1963, 1968); WIEGANK (1981).
43. Haselbach, Bez. Suhl, Kr. Meiningen, Kiesgrube, Rh 69 - 84, Abb. 12; schluffige Feinsande, "Roterdetuffit", oberes Pliozän; TiMt, Hä; NRM 0,40 - 91,39 nT; 20 (40, 80) mT; D 0 - 180, I -68 bis +71; KA: Richtungsänderungen nach den Abmagnetisierungsstufen 20 und 40 mT, z. T. einander entgegengerichtet; inverse Richtungen ab 10 mT im basalen schluffigen Feinsand, ab 20 - 40 mT

Abb. 12. Magnetostratigraphische Charakteristik von Profilen des Frühpleistozäns und oberen Pliozäns





DOI: <https://doi.org/10.2312/zip.1990.113>

Abb. 13. Magnetostratigraphische Charakteristik von zwei Parallelprofilen des Lößkomplexes von Rittnitz

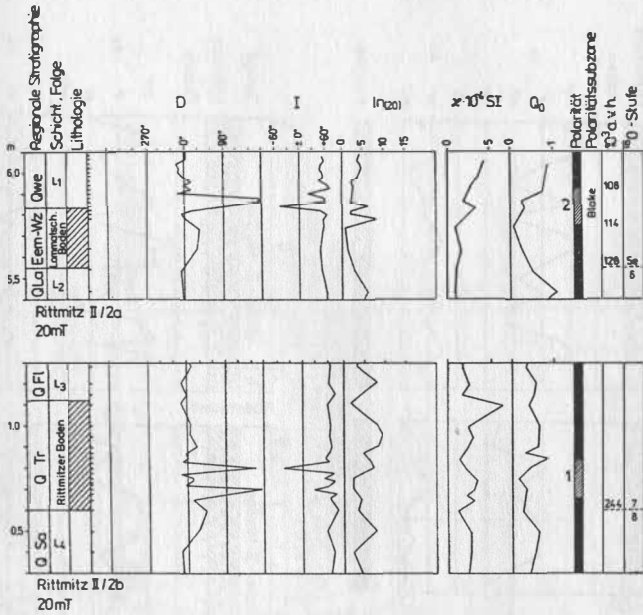


Abb. 14. Anomalien (1), (2) von D und I im Lösskomplex von Rittmitz

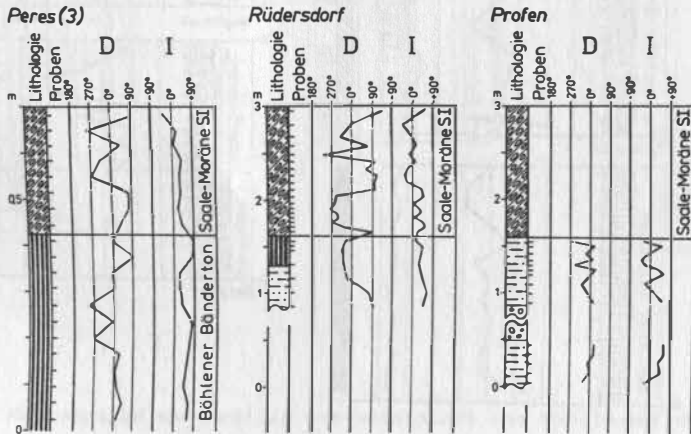


Abb. 15. Variation von D und I in Bänder-tonen und Geschiebemergeln des Saale-Komplexes von Peres, Rüdersdorf und Profen

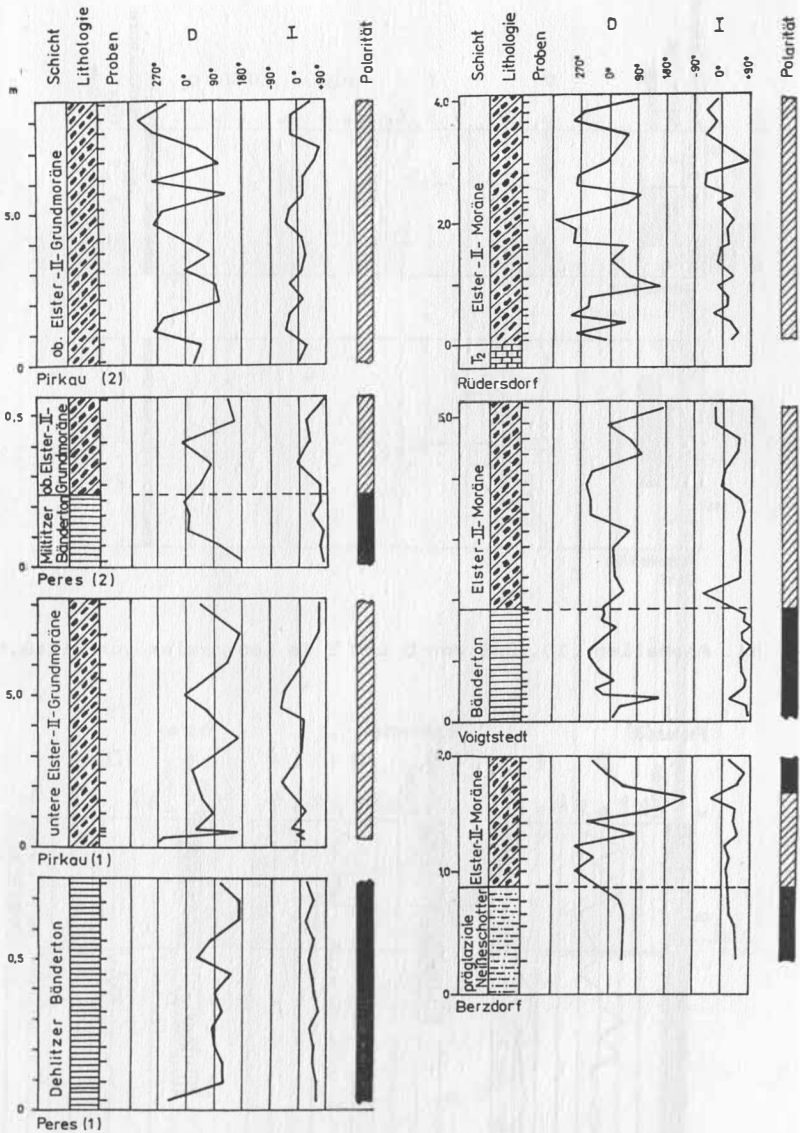


Abb. 16. Variation von D und I in Bänder-tonen und Geschiebemergeln der Elster-II-Kaltzeit

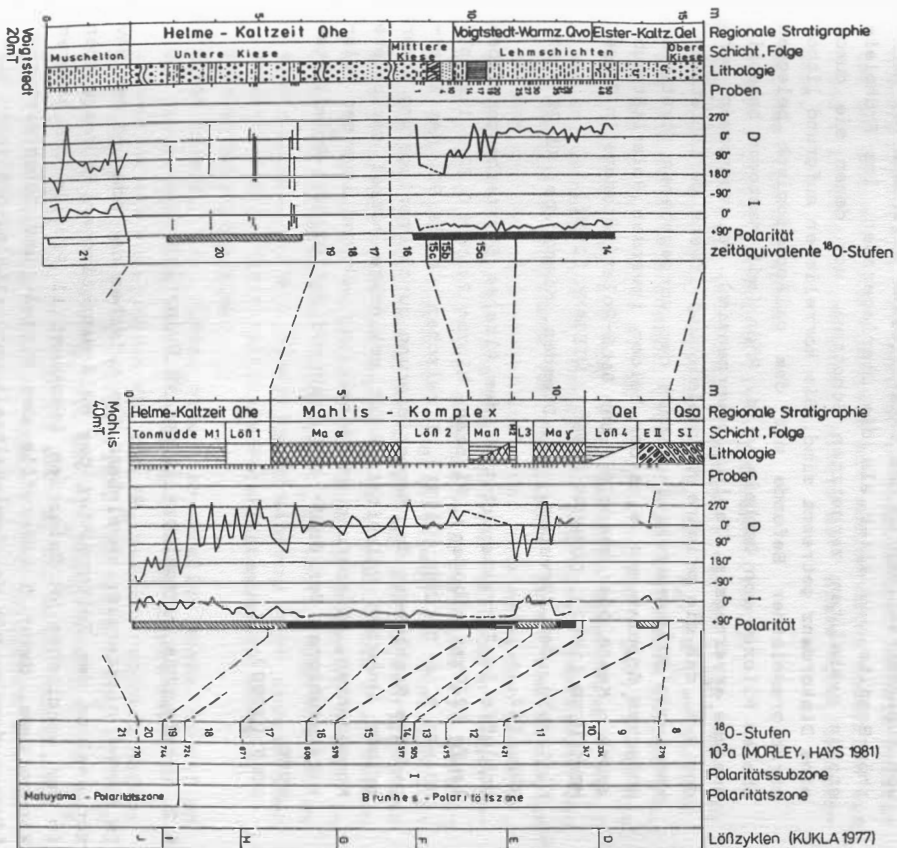


Abb. 17. Korrelation der Profile von Voigtstedt und Mahlis auf der Grundlage biostratigraphischer, magnetostratigraphischer sowie klimastratigraphischer Befunde und Zuordnung ihrer Glieder zur Sauerstoffisotopenskala SISK

mT im "Roterdetuffit"; intermediäre Magnetisierung, offenbar primär invers, durch normal gerichtete Komponenten überlagert. Die fluviatilen Bildungen und "Roterdetuffite" von Haselbach sind nach MENSCHING (1957) und DUPHORN (1969) jünger als die von Süßwassersedimenten des Unterpliozäns unterlagerten Hochrhön-Basalte und älter als die überlagernden, ins Frühpleistozän gestellten zersetzten Schotter, von denen sie durch eine Diskordanz getrennt sind. Sie korrelieren aufgrund lithostratigraphischer Befunde mit dem paläontologisch belegten oberen Pliozän von Ostheim v. d. Rhön (mit *Mastodon borsoni*, *Anancus arvernensis*, *Tapirus arvernensis*). Da angenommen werden muß, daß die primäre Magnetisierung invers gerichtet war, kommt als Bildungszeit im Rahmen der vorgegebenen stratigraphischen Grenzen nur eine der beiden inversen Polaritätssubzonen - Kaena oder Mammoth - der Gauß-Polaritätszone in Frage. MENSCHING (1957), DUPHORN (1960), WIEGANK (1981).

44. Klotzsche, Bez. Dresden, Kr. Dresden, Kiesgrube, Kl 79 - 87, Abb. 12;

Schluffe im Terrassenschotter des Älteren Senftenberger Elbelaufs (240-m-Talboden), Pliozän, Miozän ?; NRM 0,22 - 1,25 nT; 40 mT; D um 0 (280 - 1191), I zwischen +2 bis 90; KA: Intermediäre Richtungen der Magnetisierung durch Überlagerung einer primär inversen Polarität durch sekundäre normal gerichtete Komponenten. Ablagerung wahrscheinlich während inverser Polaritätssubzonen der Gauß- oder während der Gilbert-Polaritätszone.

WOLF (1980).

5.2. Untersuchte Aufschlüsse in der VR Bulgarien

Im Rahmen bilateraler Vereinbarungen zwischen der AdW und der BAV zur Analyse der Zeitstruktur des paläomagnetischen Feldes wurden in der nördlichen VR Bulgarien insgesamt 11 Profile des höheren Känozoikums, davon 5 Lößprofile des Mittel- und Jungpleistozäns (Cromer-Komplex bis Weichsel-Kaltzeit der mitteleuropäischen Gliederung), 3 Profile plio-pleistozäner Schotterablagerungen und 4 Profile des Pliozäns und des oberen Miozäns untersucht.

1. Russe, Bez. Russe, Donausteilufer, Ru 1 - 84, Abb 18; Lößkomplex mit Fossilböden FB₂ bis FB₄; nach MINKOV (1970), FOTAKIEVA (1970) repräsentiert FB₃ das Rib/Würm-Interglazial; Mt (TiMT), Hä, Mh; NRM 12,66 - 107,85 nT; 20 mT; D um 0 (200 - 100), I +50 bis +80 mit drei Depressionen im frühwürmzeitli-

chen LÖB L₃ zwischen -68 bis 0, mit Minima der relativen Paläofeldintensität (Q_0) korreliert; Bodenbildungen werden durch die Variation der NRM und der Suszeptibilität deutlich reflektiert. KA: Ohne Anzeichen größerer, die primäre Magnetisierung verfälschender sekundärer Komponenten; normale Polarität der Brunhes-Polaritätszone mit ausgeprägten Anomalien von D und I im stratigraphischen Niveau der Blake-Polaritätssubzone.

Brunhes-Polaritätszone;

MINKOV (1970), FOTAKIEVA (1970), WIEGANK (1977).

2. Silistra I, Bez. Silistra, Ziegelwerk, Si 85 - 122, Abb. 18: LÖB-Komplex mit drei Fossilböden FB₂ bis FB₄. FB₃ entspricht dem Rib/Würm-Interglazial (MINKOV 1970, FOTAKIEVA 1970); Mt, Hä; NRM 12,66 - 94,94 nT; 20 mT; D um 0 (230 - 185), I +43 bis +74; zwischen FB₃ und FB₂ im L₃ markante Abweichungen von I auf +8, weniger von D, korreliert mit einer Depression von Q_0 ; deutliche Abbildung der Fossilböden durch die Variation der NRM und der Suszeptibilität; KA: Ohne Anzeichen größerer, die primäre Magnetisierung überlagernder sekundärer Komponenten, normale Polarität der Brunhes-Polaritätszone mit deutlicher Anomalie der Magnetisierung im Niveau der Blake-Polaritätssubzone, jedoch schwächer ausgeprägt als im Profil Russe; eine in beiden Profilen registrierte Anomalie von D im Niveau des FB₃ wurde im entsprechenden stratigraphischen Niveau in LÖBserien Mittelasiens festgestellt. Es könnte sich hierbei um eine postsedimentäre Überprägung während noch andauernder Verwitterung zur Zeit der Blake-Polaritätssubzone handeln.
Brunhes-Polaritätszone;
3. Kosar Belene, Bez. Russe, etwa 5 km nördlich Bjala, Schurf an der Straßenböschung, KB 1 - 274, KB 1' - 89', Abb. 19: LÖBkomplex mit Fossilböden FB₁ bis FB₆ und dem rezenten Boden; nach MINKOV (1970), FOTAKIEVA (1970) korreliert FB₃ mit dem Rib/Würm-Interglazial, FB₄ mit dem Rib₁/Rib₂-Interglazial, FB₅ mit dem Mindel/Rib-Interglazial und FB₆ mit einem intramindelzeitlichen Interstadialboden; KUKLA (1970) vergleicht die Fossilböden FB₅ und FB₆ mit den Warmzeitböden der LÖBzyklen F und G der CSSR; TiMt, Hä, Mh, Go; NRM 8,48 - 142,32 nT; 20 mT, D um 0 (230 bis 180), I im Mittel +50 bis +70 mit Depressionen zwischen 0 bis -47 im Niveau L₇/FB₆ (1), Basis FB₅ (2), FB₃ (3), L₃ (4) und L₂ (5), die außer Anomalie (5) mit Depressionen von Q_0 korrelieren; anhand der unter 6.2. aufgeführten Kriterien zur Unterscheidung sedimentationsbedingter Anomalien von Feldexkursionen sind die Schwankungen (1), (2) und (4) als Abbildungen von Feldexkursionen zu interpretieren, während die

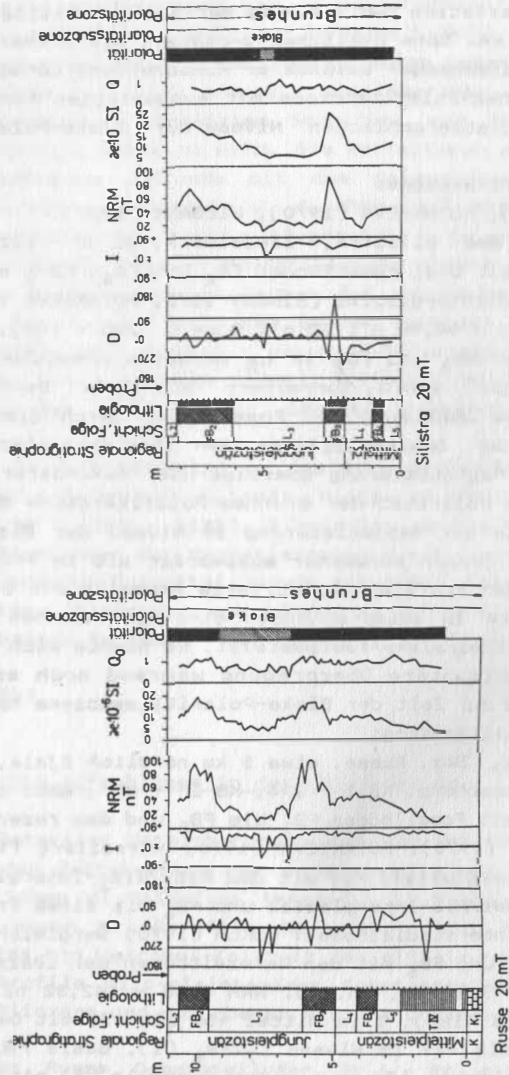


Abb. 18. Variation petro- und paläomagnetischer Charakteristika in den Lössprofilen von Russe und Silistra

Anomalien (3) und (5) offensichtlich sedimentations- bzw. diagenesebedingt sind. Anomalie (4) korreliert mit den Schwankungen von Russe und Silistra und der Blake-Polaritätssubzone.

KA: LÖße L_1 bis L_6 und rezenter Boden ohne wesentliche Richtungsänderungen des Remanenzvektors im Verlauf der Abmagnetisierung; Fossilböden FB_1 bis FB_6 und LÖß L_7 mit deutlichen bis markanten Änderungen des Magnetisierungsvektors oberhalb der Abmagnetisierungsstufe 20 mT als Ausdruck einer partiellen postsedimentären Ummagnetisierung. Die fossilen Bodenbildungen werden sowohl durch die Variationen der NRM wie der Suszeptibilität bemerkenswert deutlich reflektiert.

Brunhes-Polaritätszone.

MINKOV (1970), FOTAKIEVA (1970).

4. Tutrakan, Bez. Russe, Kernbohrung, Tu 169 - 259, Abb. 20; LÖßkomplex mit Basalton BT und den Fossilböden FB_5 und FB_6 ; nach MINKOV (1970) und FOTAKIEVA (1970) korrelieren die Basaltone mit dem Günz/Mindel-Interglazial, nach KUKLA (1977) mit den LÖßzyklen I und H der CSSR; partielle Kernverluste im Bereich der LÖße, NRM 15,56 - 96,50 nT; 20 mT; D um 0 mit starken Schwankungen zwischen 270 - 180 (Bohrprozeß ?), I +40 bis +87, keine Anzeichen von Anomalien bei der Inklination; NRM und Suszeptibilität im Niveau der Fossilböden deutlich höher. KA: Richtungswechsel des Remanenzvektors oberhalb der Abmagnetisierungsstufen 20 und 40 mT in den Fossilböden und im LÖß L_7 belegen schwache postsedimentäre Ummagnetisierungen; Brunhes-Polaritätszone.
5. Bregare I, Bez. Pleven, 25 km nordöstlich Kneza, Kiesgrube I, Br. I/123 - 133; Abb. 21; Schluff, Terrassenschotter mit Fossilboden FB_7 und hangendem LÖßkomplex mit basalem LÖß L_7 ; FB_7 nach MINKOV (1970) und FOTAKIEVA (1970) Äquivalent des Günz/Mindel-Interglazials; T₁mT, H₂; NRM FB_7 34 - 56 nT, L_7 18 - 35 nT; 20 mT; D um 0 (330 - 140), I +34 bis +67; Brunhes-Polaritätszone; MINKOV (1970), FOTAKIEVA (1970).
6. Bregare II, Kiesgrube II, Br II/3-15, Abb. 21; Tone und Schluffe aus dem Tonlager (1) und (2) des Deck- oder Plateauschotterkomplexes: 1. Tonlager (1), 2. Grobschotter, 3. Tonlager (2), 4. Sande, 5. Günzschotter (MINKOV (1970), FOTAKIEVA (1970)); Ton (1): NRM 0,43 - 1,26 nT; 40 mT; D um 0 (270 - 180), I +47 bis 72; KA: Mäßige Richtungsänderungen der Magnetisierung oberhalb der Abmagnetisierungsstufe 20 mT; Ton (2): NRM 0,43 - 1,26 nT; 40 mT; D um 0 (312 - 15), I +36

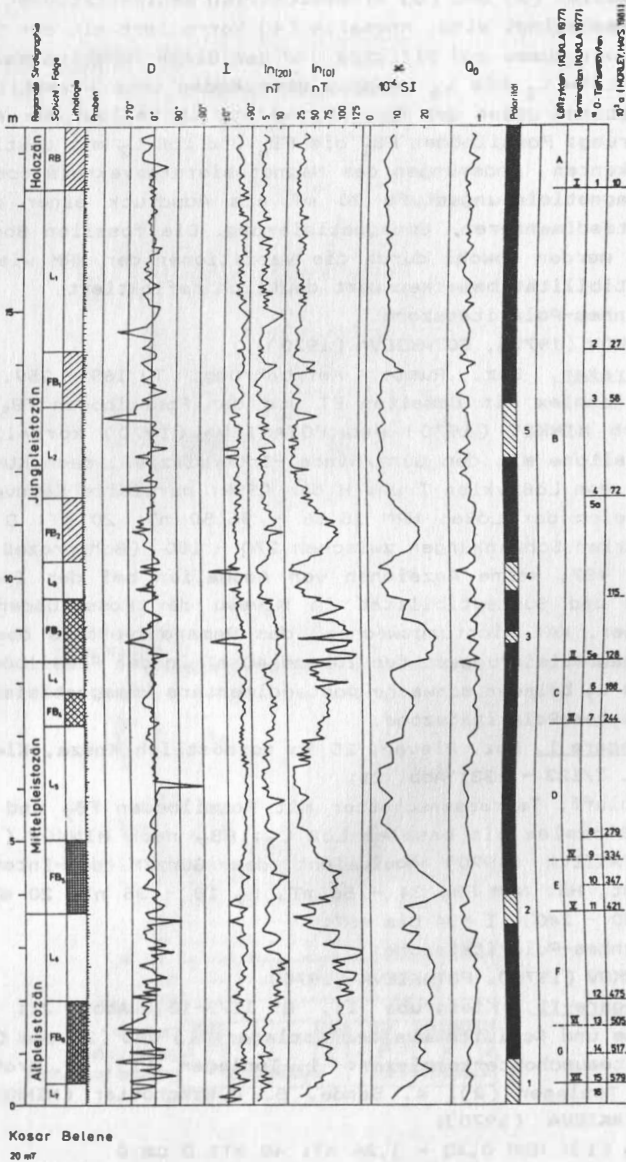


Abb.19. Variation petro- und paläomagnetischer Charakteristika im
DOI: <https://doi.org/10.2312/zfip.1990.113>

bis +73;

KA: Nur geringfügige partielle Ummagnetisierung, keine wesentliche Verfälschung der synsedimentären DRM. Da die unterlagernden, durch eine Diskordanz vom Deckenschotter getrennten Basalschotter mit *Anancus arvernensis*, *Zygodon borsoni*, *Tapirus arvernensis* und *Elephas meridionalis* mit dem Villafranchium sensu FEJFAR, HEINRICH (1987) zu korrelieren sind, das stratigraphisch etwa mit der Gauß-Polaritätszone übereinstimmt, wäre eine Korrelation der unter ariden Bedingungen gebildeten, normal polarisierten Deckenschotter mit dem untersten Abschnitt des Eburoniums, das noch in die normal polarisierte Olduvai-Polaritätssubzone fällt, am wahrscheinlichsten. Eine zeitliche Zuordnung zur Tegelen-B-Kaltzeit, die mit der normalen schmalen Reunion-I-Polaritätssubzone koinzidiert, ist nicht gänzlich auszuschließen. Unwahrscheinlicher ist eine Konnektierung mit der Jaramillo-Polaritätssubzone, in der warm-humide Klimabedingungen dominiert haben. Olduvai-Polaritätssubzone (?).

7. Bosilkovski, Bez. Russe, 8 km westlich Bjala, Kiesgrube, Bo 1 - 20 Abb. 21;

Schluffe und Feinsande im Liegenden nagelfluhartig verbackener Terrassenschotter, Basalschotter-Komplex mit Villafranchium-Fauna; NRM 0,62 - 2,25 nT; 40, 80 mT; D um 0 (270 - 232), I -29 bis +62, sehr inhomogen; KA: Richtungsänderungen des Remanenzvektors differenziert nach 10, 20, und 40 mT, z-Komponente in mehreren Proben erst nach 80 mT negativ; überwiegend intermediäre Magnetisierung, Polarität primär invers, sekundär chemoremanent partiell invers, danach normal ummagnetisiert.

Nach der biostratigraphischen Kennzeichnung durch die Villafranchium-Fauna kommt für die Korrelation mit der PZS aufgrund der primären magnetostratigraphischen Charakteristik nur eine der inversen Polaritätssubzonen der Gauß- oder die untere Matuyama-Polaritätszone in Frage. Da die Akkumulation des Basalschotter-Komplexes nur in einer Zeit erhöhter Aridität erfolgen konnte, ist eine Korrelation mit dem invers polarisierten Prätegelen wenn nicht zwingend, so doch hochgradig wahrscheinlich. Noch unter der Wirkung des inversen Feldes dürfte infolge Verwitterung und Authigenese eine partielle CRM gebildet worden sein, die während weiterer intensiver Verwitterung in der Tegelen-C-Warmzeit und danach durch das normal polarisierte Feld der Olduvai-Polaritätssubzone und der Brunhes-Polaritätszone zu der heutigen intermediären Magnetisierung umgebildet wurde.

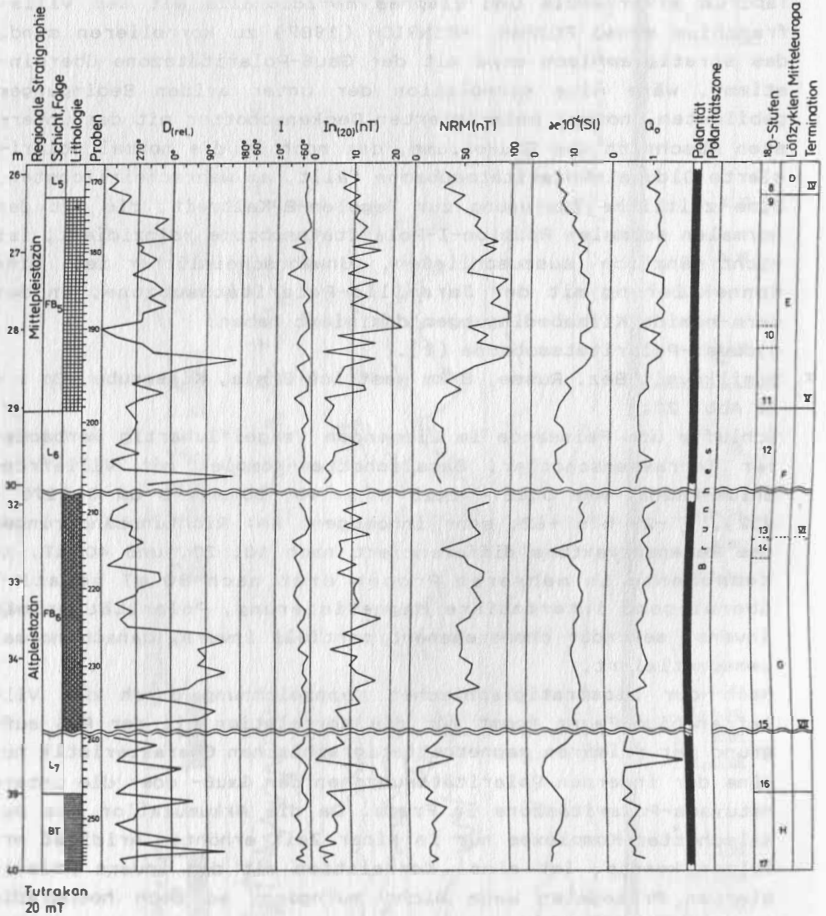


Abb. 20. Variation petro- und paläomagnetischer Charakteristika im Lößprofil von Tutrakan

Matuyama-Polaritätszone.

8. Stanevo, Bez. Michailovgrad, Donauufer, St 35 - 58, Abb. 21; Ton, rotbraun bis graugrün, Romanium (STOJKOV, 1970); NRM 0,14 bis 1,50 nT; 20 mT; D um 0 (222 - 113), I zwischen +41 bis +85 mit einer Depression um + 2; KA: Geringfügige Richtungsänderungen oberhalb 20 mT, z-Komponenten stets positiv, offenbar primäre DRM der Gauß-Polaritätszone weitgehend erhalten, nur schwach durch inverse CRM der Matuyama-Polaritätszone überprägt.
Gauß-Polaritätszone;
STOJKOV, (1970).
9. Lom, Bez. Michailovgrad, Donauufer, LO 21 - 28, Abb. 21; Ton, Dacium (STOJKOV 1970); NRM 0,17 - 0,36 nT; 20 mT; D um 150 (81 - 206), I +22 bis +66; KA: Richtungsänderungen der Horizontalkomponenten zwischen 5 - 40 mT, der Vertikalkomponente oberhalb 10 mT; primär normale DRM, nach biostratigraphischen Kriterien höchstwahrscheinlich der normalen Subzonen der inversen Gilbert-Polaritätszone, partiell invers vermutlich durch schwache CRM der höheren Gilbert-Polaritätszone infolge verstärkter Authigenese nach Trockenfallen des Dazischen Beckens.
STOJKOV (1970).
10. Silistra II, Bez. Silistra, Eisenbahnböschung, SiIII/1 - 138, Abb. 21; Schluffe, Tone, oberes Pontium (STOJKOV 1974); NRM 0,27 - 1,91 nT; 20 mT; D überwiegend um 180, I -66 bis +68; KA: Richtungsänderungen der Horizontal- und Vertikalkomponente nach Abmagnetisierung durch 10 und 20 mT; primär inverse DRM der Polaritätszone 6 nur reliktsch erhalten, CARM intermediär wahrscheinlich infolge postgenetischer Ummagnetisierung durch schwache normalgerichtete CRM nach Trockenfallen des Dazischen Beckens ab oberem Dacium;
Polaritätszone 6;
STOJKOV (1974).
11. Smirneski, Bez. Michailovgrad, Kiesgrube, Sm 1 - 20, Abb. 21; Schluff, Ton, Feinsand, Maeotium, oberes Miozän (STOJKOV, 1970); NRM 0,11 - 0,61 nT; 20 mT; D 225 - 74, I -35 bis +82; KA: Oberhalb 20 mT deutliche Richtungsänderungen der Horizontal- und Vertikalkomponente, Magnetisierung intermediär; wahrscheinlich normale DRM der Polaritätszone 11 mit sekundärer CRM, die spätestens nach dem endgültigen Trockenfallen des Dazischen Beckens im oberen Dazium der inversen Gilbert-Polaritätszone gebildet werden konnte.

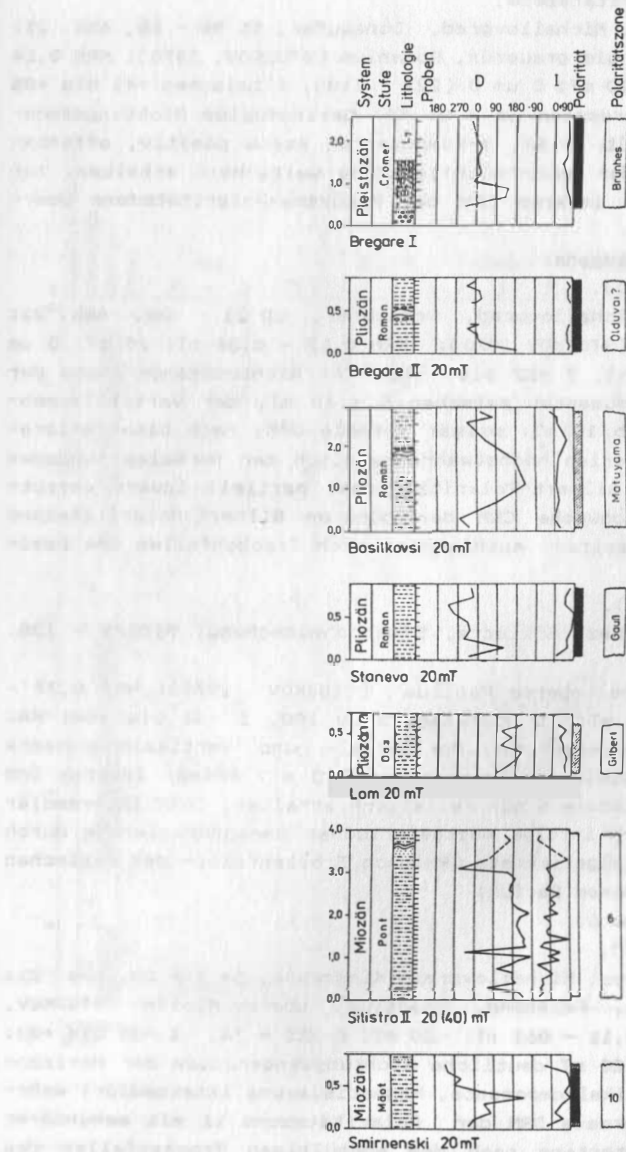


Abb. 21. Magnetostratigraphische Charakteristika von Profilen des Pleistozäns, Pliozäns und Miozäns der VR Bulgariens

5.3. Untersuchte Probenserien von Aufschlüssen in der SFR Jugoslawien

Auf der Grundlage bilateraler Vereinbarungen der AdW der DDR und der Akademie der Wissenschaften der SFR Jugoslawien wurden im Rahmen von Forschungen zur Karstgenese, die für die Wasserwirtschaft dieses Landes Bedeutung hat, petro- und paläomagnetische Untersuchungen mit der Zielstellung der Datierung auf der Basis der PZS an vier Probenserien von Höhlensedimenten aus dem Ljubljana-Karstgebiet durchgeführt.

1. Divaska Jama, Ljubljana-Karstgebiet südlich Ljubljana; Dj 1 - 166, Abb. 22;

(1) Höhlenlehm, älteres Pleistozän; (2) Höhlensinterkalk, Rotlehm, Mittelpleistozän (GOSPODARIČ 1976); TmT, Hä, Mh; NRM (1) 1,54 - 41,9 nT; (2) 79,9 - 306,4 nT; 20 mT; (1) D 180 - 270; I -84 bis +79, (2) D 230 - 340, I +54 bis +63; KA: Änderungen der Horizontal- und Vertikalkomponente oberhalb 10, 20 bzw. 40 mT, z.T. gegenläufig. Magnetisierung inhomogen und intermediär, offenbar primär inverse, wahrscheinlich während der Matuyama-Polaritätszone gebildete DRM in Einklang mit der Einstufung der geschichteten Höhlenlehme ins ältere Pleistozän; Sinterkalk und Rotlehm mit normaler Magnetisierung der Brunhes-Polaritätszone;
GOSPODARIČ (1976).
2. Postojnska Jama, Ljubljana-Karstgebiet südlich Ljubljana, PoJ 1 - 11, Abb. 22;

(1) Höhlenlehm, vermutlich älteres Pleistozän wie von Divaska Jama; (2) Lehm-Block-Folge, älteres bis mittleres Pleistozän (GOSPODARIČ 1982, mündl. Mitt.); NRM 0,27 - 15,92 nT; 20 mT; D 180-320, I -8 bis +75; (1) Magnetisierung der älteren Höhlenlehme intermediär bis normal, offenbar primär inverse DRM wahrscheinlich der Matuyama-Polaritätszone, weitgehend normal überprägt;
(2) Sinter-Einzelproben normal, Brunhes-Polaritätszone;
GOSPODARIČ (1976).
3. Planinska Jama, Ljubljana-Karstgebiet südlich Ljubljana, Plj 1 bis 37; Abb. 22;

(1) Höhlenlehm, älteres oder mittleres Pleistozän, (2) Rotlehm, vermutlich Riß/Würm-Interglazial (GOSPODARIČ 1982, mündl. Mitt.); Mt, Hä; NRM 0,26 - 180,0 nT; 20 mT; 96 (0 - 240), I -53 bis +76; KA: Ältere Laminierte Höhlenlehme mit Richtungsänderungen der Remanenzvektoren oberhalb 20, 40 mT; D und I bis auf 3 Anomalien mit nur geringen Schwankungen normal

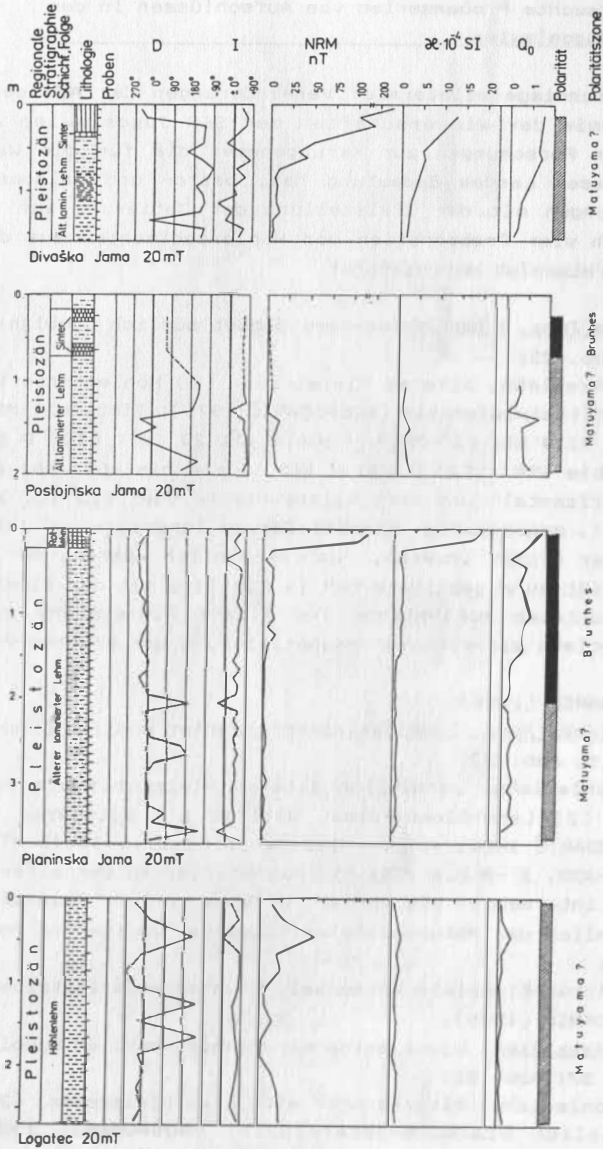


Abb. 22. Variation petro- und paläomagnetischer Charakteristika in Profilen des Pleistozäns der SFR Jugoslawien

polarisiert, Rotlehm mit ausgeprägter CRM normal; bei Altersgleichheit mit den Sedimenten von Divaska Jama und Postojnska Jama ist eine ursprünglich inverse DRM der Matuyama-Polaritätszone anzunehmen, die durch eine normal gerichtete CRM der Brunhes-Polaritätszone überprägt wurde. Sollten die Älteren Laminierten Höhlenlehme zum Mittelpleistozän gehören, könnten die registrierten Anomalien durch Feldexkursionen erklärt werden, wofür zwei Depressionen des Q-Faktors im Niveau der Anomalien als Ausdruck der Verminderung der Feldintensität - wie bei Feldexkursionen zu erwarten - sprechen würden. Für die Lösung dieses Problems sind weitere stratigraphische Informationen erforderlich.

GOSPODARIČ (1976).

4. Logatec, Ljubljana-Karstgebiet südlich Ljubljana, Lo 1 - 14; Abb. 22;

Höhlenlehm, älteres Pleistozän (GOSPODARIČ, mündl. Mitt. 1982); NRM 0,27 - 10,64 nT; 20 mT; D 280 über 0 bis 248, I -18 bis +88, mit drei deutlichen Anomalien in D (um 220 - 240), von denen eine mit einer Depression der Inklination von -18 korrespondiert; KA: Änderungen der Magnetisierungsrichtungen oberhalb 10, 20, 40 mT; primär inverse DRM vermutlich der Matuyama-Polaritätszone durch eine starke normalgerichtete CRM der Brunhes-Polaritätszone bis auf Relikte fast völlig ummagnetisiert.

GOSPODARIČ, HABIČ (1976).

6. Stratigraphisch-geochronologische Folgerungen aus den magnetostratigraphischen Befunden der bearbeiteten Profile für die Rekonstruktion der Entwicklung des höheren Känozoikums in den untersuchten Regionen

6.1. Grundmuster der Magnetisierung in den untersuchten Ablagerungen

Wie aus den Abschnitten 4 und 5 hervorgeht, ist die CARM eines großen Teils der untersuchten Profile substratabhängig weitgehend durch verwitterungsbedingte chemoremanente Überprägungen gekennzeichnet, wobei folgende Grundmuster der Magnetisierung für eine Korrelation mit den Polaritätszonen und -subzonen der PZS zugrunde gelegt werden können:

1. Homogen stabile normale Magnetisierung mit D um 0 und I um 60 nach Abmagnetisierung durch 10 - 20 mT; weitgehend entmagnetisiert nach Einwirkung von 80 mT; Remanenzträger Mt, TiMT, (Hä):

- DRM der Gauß- oder der Brunhes-Polaritätszone oder normal magnetisierter Polaritätssubzonen der Gilbert- oder der Matuyama-Polaritätszone.
2. Homogen stabile inverse Magnetisierung mit D um 180, I um -60 nach Abmagnetisierung durch 10 - 20 mT; weitgehend entmagnetisiert nach 80 mT; Remanenzträger Mt, TiMt, (Hä): DRM der Gilbert- oder der Matuyama-Polaritätszone oder inverser Polaritätssubzonen der Gauß- oder der Brunhes-Polaritätszone (Blake-Polaritätssubzone).
 3. Intermediäre Richtungen von D zwischen 0 - 180 und I zwischen -60 bis +60, stabile Magnetisierung nach Abmagnetisierung durch 80 mT noch substantiell erhalten, Einzelproben und Profilschnitte mit relativ stabiler homogener inverser Magnetisierung nach Abmagnetisierung durch 20 mT noch erhalten, Remanenzträger Hä, Mt, (TiMt): Primäre DRM der Gilbert- oder der Matuyama-Polaritätszone oder inverser Polaritätssubzonen der Gauß-Polaritätszone, zumeist während der Brunhes-Polaritätszone oder anderer Zeiten normaler Polarität ummagnetisiert.
 4. Homogene stabile normale Magnetisierung, nach Abmagnetisierung durch 80 mT noch substantiell erhalten, Remanenzträger Hä und TiMt: DRM der Gilbert-, Gauß- oder der Matuyama-Polaritätszone, während der Gauß- oder der Brunhes-Polaritätszone völlig chemoremanent überprägt.
 5. Zonen inverser oder intermediärer Magnetisierung in Profilen mit aushaltender stabiler normaler Polarität der Brunhes-Polaritätszone, koinzidierend mit Depressionen des Q_0 -Faktors bei einem Grad der Suszeptibilitäts-Anisotropie $p < 1,05$ und signifikant divergierenden Richtungen der CARM sowie der Maxima der Suszeptibilitäts-Anisotropie: Feldexkursionen.
 6. Intermediäre Magnetisierung, die vor der Gauß-Polaritätszone gebildet wurde, kann ohne zusätzliche Altersangaben wegen zeitlich unterschiedlicher, magnetostratigraphisch nicht mehr eindeutig bestimmbarer Möglichkeiten chemoremanenter Umbildungen nicht sicher mit der PZS korreliert werden. In terrestrischer Fazies sind unter diesen Bedingungen nur verwitterungsresistente Tone, in denen wegen fehlender Authigenese keine Ummagnetisierung erfolgen kann, magnetostratigraphisch aussagefähig und interpretierbar.

Nach diesen Kriterien wurden die untersuchten Profile unter Einbeziehung anderer bio-, klima-, morpho- oder lithostratigraphischer Kennzeichen der PZS zugeordnet. Im Rahmen dieses Zeitrasters wurde unter Berücksichtigung der Abfolge und der Intensität der Klimaschwankungen sowie anderer chronostratigraphischer Kriterien (Sedimentationsrate) eine Zuordnung der untersuchten Profile auch

zur hochauflösenden SISK in vielen Fällen widerspruchsfrei möglich. Einstufungsvarianten bisher unsicherer Korrelationen werden unter Hinzuziehung der so verbesserten Zuordnungen präzisiert.

6.2. Interpretation registrierter Anomalien der Deklination und Inklination

In mehreren der untersuchten Profile, die magnetostratigraphisch zur Brunhes-Polaritätszone gehören, wurden in unterschiedlichsten stratigraphischen Niveaus Horizonte anomaler, vom gewöhnlichen Feld normaler Polarität (D etwa 360° , I etwa 60°) abweichende kräftige Schwankungen der Deklination ($>90^\circ$) und der Inklination ($>30^\circ$) festgestellt. In ihrer Morphologie und stratigraphischen Position vergleichbare Anomalien sind in Gesteinsserien mariner und kontinentaler Fazies in unterschiedlichsten Regionen registriert und zumeist auf stärkere Variationen des EMF zurückgeführt worden, ohne daß im einzelnen eine mögliche sedimentationsbedingte Genese sicher ausgeschlossen werden konnte. Zur Charakterisierung der Bildungsbedingungen der beobachteten Anomalien wurden in vorliegender Arbeit folgende Kriterien verwendet:

1. Korngrößenspektrum der Remanenzträger
2. Grad der magnetischen Suszeptibilitäts-Anisotropie
3. Richtungsunabhängigkeit der CARM und des Maximums der Suszeptibilitäts-Anisotropie
4. faziesunabhängige stratigraphische Horizontbeständigkeit bzw. interregionale Korrelierbarkeit
5. Änderung des Königsberger-Quotienten Q_n .

Eine objektivierbare Abschätzung des Einflusses der Sedimentationsbedingungen auf die Abbildung der Richtung des EMF in den Gesteinen ist anhand der Beziehungen zwischen dem Korngrößenspektrum der magnetischen Minerale und den Richtungen der Suszeptibilitäts-Anisotropie und des Vektors der CARM möglich.

Nach NAGATA (1961) ist die Wirkung des EMF auf die Ausrichtung der Remanenzträger im Korngrößenbereich zwischen $0,1 - 20 \mu\text{m}$ am stärksten. Bei einem Anisotropiegrad $p < 1,05$ haben Strömung und Gravitation auf die Korneinregelung bei diesen Dimensionen praktisch keinen Einfluß (DAMM 1988). Bei Korngrößen $> 30 \mu\text{m}$ dominiert dagegen der Einfluß von Gravitation und Strömung auf die Kornorientierung in Abhängigkeit von der Kornform, die durch die Suszeptibilitäts-Anisotropie abgebildet wird. Stimmen bei diesen Korngrößen Suszeptibilitäts-Anisotropie und Richtung der CARM überein,

muß eine Ausrichtung des Remanenzvektors unter der Wirkung von Strömung und Gravitation angenommen werden.

Auch bei einem breiteren Korngrößenspektrum der magnetischen Minerale etwa zwischen 1 - 50 μm kann danach der Einfluß der strömungs- oder gravitationsbedingten Kornorientierung auf die feldbedingte Korneinregelung anhand der Richtungsdivergenz der CARM und der zugeordneten maximalen Suszeptibilitäts-Anisotropie χ_{max} abgeschätzt werden. Weichen beide Richtungen signifikant voneinander ab, so sind die remanente und die induzierte Magnetisierung auf voneinander verschiedene Orientierungsmechanismen zurückzuführen, und die CARM kann als eine von den Sedimentationsbedingungen im wesentlichen unabhängig gebildete, feldbedingte Magnetisierung interpretiert werden.

In den Niveaus der registrierten Anomalien der Deklination und Inklination bestehen deutliche Divergenzen zwischen den Richtungen der CARM und den Maxima der Suszeptibilitäts-Anisotropie in den Profilen

Russe (Abb. 23a)

Silistra (Abb. 23b)

Kosar Belene 4 (Pr. 199 - 201, Abb. 23c)

Rüdersdorf III (SII, Abb. 23f)

Rittmitz (RiB, SI-LöB, Abb. 23g)

Profen (U, SI, Abb. 23i)

Voigtstedt (U, M EII, Abb. 23h)

Kosar Belene 2 (Pr. 88 - 94, Abb. 23d)

Mahlis (L3, Abb. 23f)

Kosar Belene 1 (Pr. 1 - 15, Abb. 23c).

Stimmen beide Richtungen annähernd überein, so kann durch eine Korngrößenbestimmung geprüft werden, ob die Richtungskongruenz durch die Sedimentationsbedingungen oder auf die Orientierung durch das EMF zurückzuführen ist: Bei Korngrößen $< 20 \mu\text{m}$ ist die Magnetisierungsrichtung feldbedingt, bei Korngrößen $> 20 \mu\text{m}$ ist eine Abbildung des Sedimentgefüges anzunehmen.

Die beiden Richtungen koinzidieren in den Niveaus der Anomalien in den Profilen von

Kosar Belene 5 (Pr. 261, Abb. 23c)

Kosar Belene 3 (Pr. 174, Abb. 23d)

Rüdersdorf II (M, SI, Abb. 23k)

Rüdersdorf II (M, EII, Abb. 23j).

Die Korngrößen von Titanomagnetiten aus Profilen mit registrierten Anomalien liegen, wie in Tab. 5. angegeben, im Bereich zwischen

etwa 4 - 100 μm DOI: <https://doi.org/10.2312/zipc.1990.113>

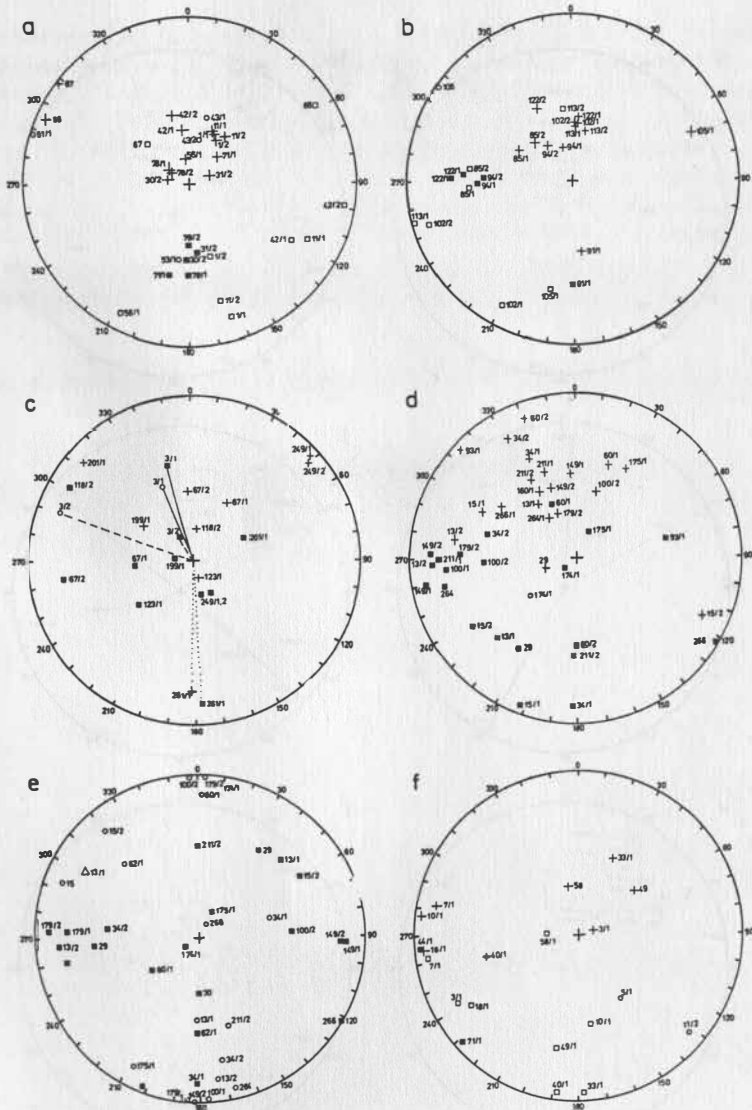


Abb. 23a-f. Richtungen der CARM (Kreuze, Kreise) und Raumlage der Maxima der magnetischen Suszeptibilitäts-Anisotropie in den Niveaus registrierter Anomalien von D und I. (Quadrate: Offen - Löß, ausgefüllt - Fossilböden)
Erläuterungen a-f unter Abb. 23g-1

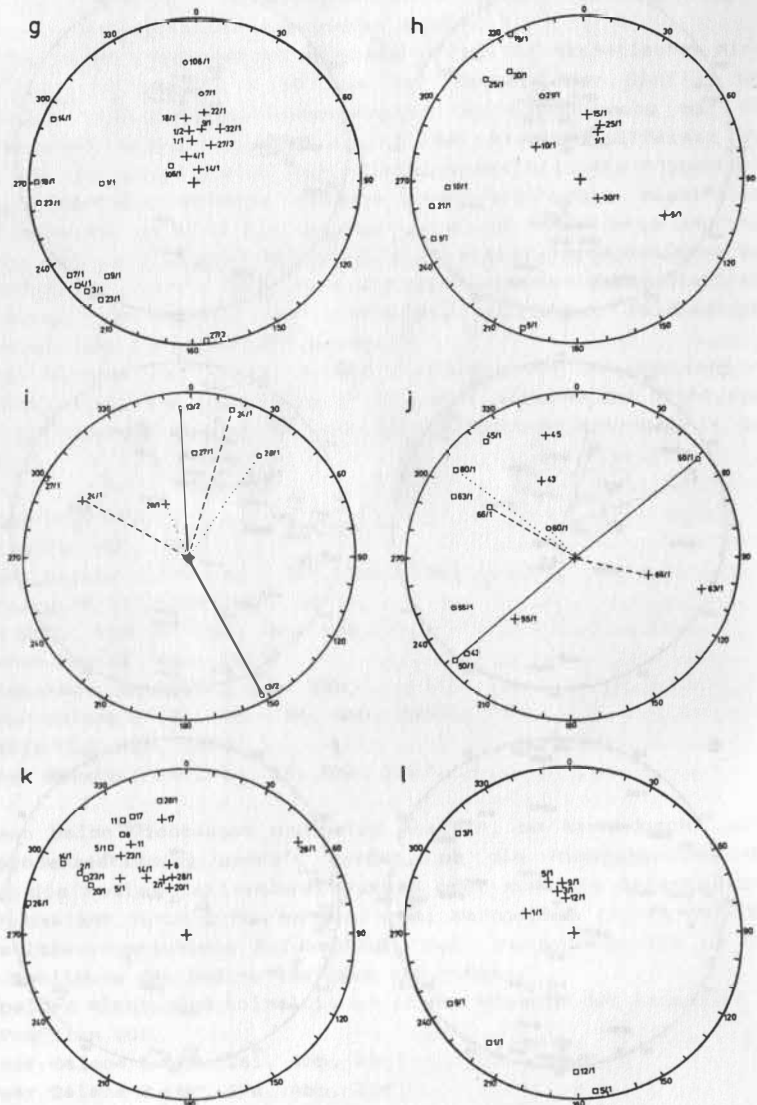


Abb. 23g-l. Richtungen der CARM und Raumlage der Maxima der magnetischen Suszeptibilitäts-Anisotropie (Signaturen wie Abb. 23 a-f, zugeordnete Profile umseitig)

Erläuterungen zu Abb. 23a-1: a - Russe; b - Silistra; c - Kosar Belene (1), Probe 3/1; K. Belene (4), Proben 199 - 201; d - K. Belene (2), Proben 88 - 9; K. Belene (3), Probe 174; e - Raumlage der maximalen (Quadrate), minimalen (Kreise) und intermediären (Dreieck, Probe 13/1) Suszeptibilitäts-Anisotropie im LÖB-komplex von K. Belene; f - Richtung der CARM und Raumlage der Maxima der Suszeptibilitäts-Anisotropie, Mahlis, LÖB; g - desgl. Rittmitz, LÖB SI; h - desgl. Voigtstedt, M EII; i - desgl. Profen; j - desgl. Rüdersdorf II, M EII; k - desgl. Rüdersdorf, M SI; l - desgl. Rüdersdorf M SII

Tab. 5. Korngrößen von Titanomagnetiten aus Profilen mit Anomalien von D und I

Lokalität	Korngrößenbereich μm
Stoltera, M W1, W2	3 - 50 μm
Rüdersdorf, M SI	4 - 100
Rüdersdorf, M EII	6 - 100
Rittmitz, Lö LoB	4 - 40
Profen, U	6 - 40
Mahlis, Lö L3	4 - 60
Voigtstedt M EII	2 - 60
Russe, Lö L ₃	4 - 50
Kosar Belene, Lö	4 - 50

Danach ist in allen Profilen mit einer Überlagerung der magnetischen Komponenten feldbedingter Orientierung der Kornfraktion $<20 \mu\text{m}$ und der anisotropieabhängigen strömungs- und gravitationsbedingten Einregelung der Kornfraktion $>20 \mu\text{m}$ zu rechnen. Die Werte des Grades der Suszeptibilitäts-Anisotropie p (Tab. 4) sind bei den LÖBen im Mittel von etwa 1,005 am niedrigsten, erreichen in den Paläoböden bei stärkerer Streuung höhere Werte, die jedoch nur in Ausnahmefällen den kritischen Wert $p = 1,05$ übersteigen, oberhalb dessen Strömung und Gravitation die Kornorientierung bestimmen. Die Daten der limnischen Schluffe liegen innerhalb der Streuung der LÖBe. Geschiebemergel weisen eine generell stärkere Schwankung des Anisotropiegrades auf, der in fast allen Profilen Werte von $p = 1,05$ überschreitet, die für sedimentationsbedingte Anomalien kennzeichnend sind.

Für die Unterscheidung der beiden Anomalientypen ist den Kriterien 1. - 3. das größte Gewicht beizumessen.

Der Nachweis der substrat- bzw. faziesunabhängigen Horizontbeständigkeit (die interregionale Korrelierbarkeit) verlangt eine

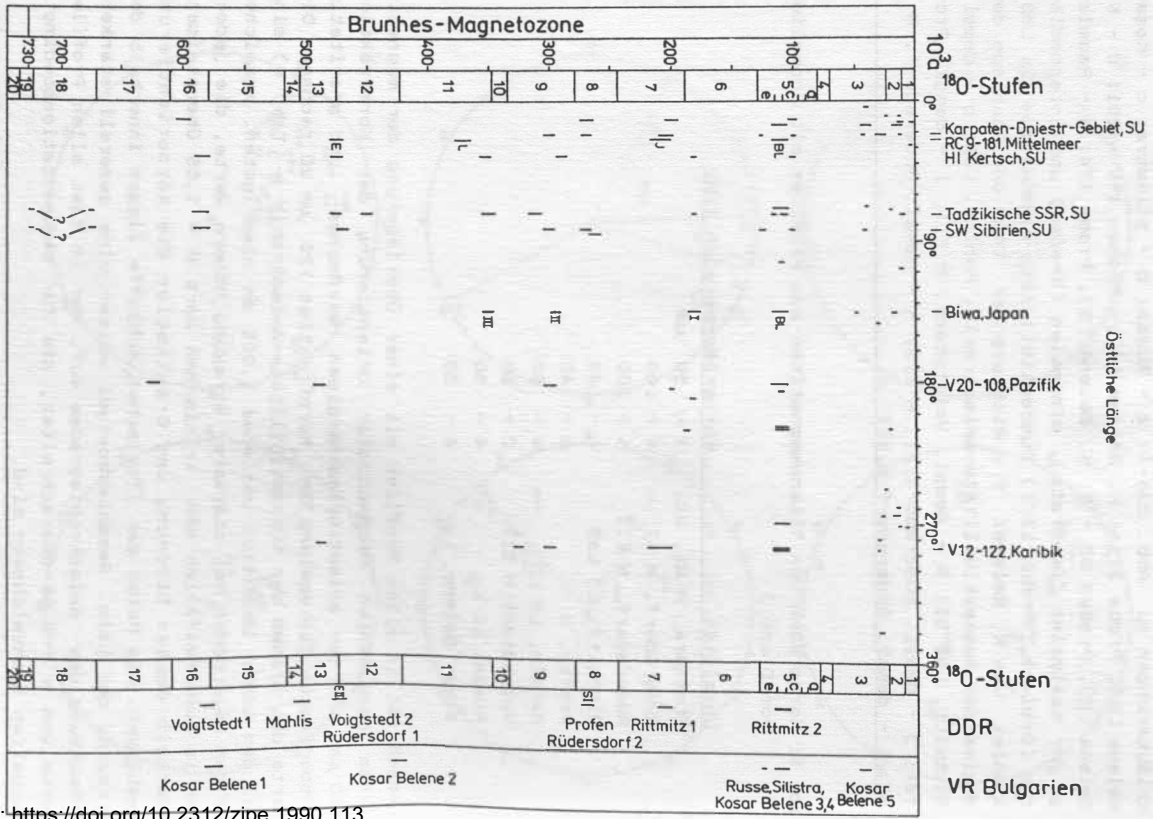


Abb. 24. Zeitliche Stellung von paläomagnetischen Anomalien der Brunhes-Polaritätszone, die auf Exkursionen des paläomagnetischen Feldes zurückgeführt werden

Tab. 6. Genetische Charakterisierung von registrierten Anomalien
 (+ Argument für Feldexkursion; - Argument für petrogenetisch bedingte Anomalie; o nicht untersucht)

Profil Sediment	SIS	D ^o	I ^o	Kriterien					Exkursion Anomalie	ka
				1	2	3	4	5		
Stoltera										
M W1, W2	2	0	-180 -20	-	-	o	+	o	Anomalie	18
Kosar Belene 5										
Lö, L ₂	4/3	190-360	+60 (+)(+)(-)	+	-				Exkursion ? Kargapolovo	58
Rittmitz										
Lö, LoB	5d	360-180	-60 (+)(+)	o	+	+			Exkursion (Blake)	110
Russe										
Lö, L ₃	5d	200-100	-70 (+)	+	(+)	+	+		Exkursion (Blake)	110
Silistra										
Lö, L ₃	5d	230-185	+8	o	+	+	+	+	Exkursion (Blake)	110
Kosar Belene 4										
Lö, L ₃	5d	330- 20	-60 (+)(+)(+)	+	o				Exkursion (Blake)	110
Kosar Belene 3										
FB ₃	5a	180- 60	-60 (+)(+)	-	+	(+)			Anomalie ?	120
Rittmitz										
Lö, RiB	7	360-180	-30 (+)(+)	+	+	+			Exkursion (Biwa I?)	200
Rüdersdorf III										
M, SII	8	270- 90	0	o	+	+	+	o	Exkursion	250
Peres										
M, SI	8	270- 90	-20	o	o	o	+	o	Anomalie ?	
Rüdersdorf II										
M, SI	8	270- 90	-20	-	-	-	+	o	Anomalie	
Profen										
U, SI	9/8	270- 90	-20 (+)(+)	+	+	o			Exkursion (Biwa II)	300

Tab. 6. Fortsetzung

Profil Sediment	SIS	D ⁰	I ⁰	Kriterien					Exkursion Anomalie	ka
				1	2	3	4	5		
Bilzingsleben										
U, FuK	10	270-180	-5	o	o	o	-	o	Anomalie ?	
Kosar Belene 2										
L ₆ , FB ₄	12/11	330- 90	0 (+)(+)	+	+	+			Exkursion (Emperor ?)	410
Voigtstedt II										
U, M, EII	12	300-150	-50	-	+	+	+	o	Exkursion (Elunino V)	450
Rüdersdorf II										
M, EII	12	270-150	-50	-	-	-	+	o	Anomalie	
Peres										
N, EII	12	360-180	0	o	o	o	+	o	Anomalie ?	
Pirkau										
M, EII	12	360- 90	-50	o	o	o	+	o	Anomalie ?	
Mahlis										
Lö, L ₃	14/13	0-180	-10	+	+	+	+	o	Exkursion	500
Kosar Belene 1										
L ₇ , FB ₆	16/15	270- 80	-20 (+)(+)(+)	+	+				Exkursion (Elunino VI)	570
Voigtstedt I										
U, MKi, HeK	16	270- 90	+20	o	o	o	+	o	Exkursion ? (Elunino VI ?)	570

hochauflösende stratigraphische oder zeitliche Einstufung, die für den Zeitraum der Brunhes-Polaritätszone auf der Grundlage der SIS und der Datierung mittels der Sedimentationsrate oder radiometrischer Verfahren möglich ist.

Abb. 24. gibt einen Überblick über die chronostratigraphische Stellung publizierter Exkursionen des EMF der Brunhes-Polaritätszone.

Wie Feldumpolungen sind auch Feldexkursionen, von denen nach HOFFMAN (1988) ein Teil als abgebrochene Feldinversionen betrachtet werden können, durch eine Abnahme der Intensität des Paläo-

feldes gekennzeichnet. Sofern substratbedingte Änderungen des Königsberger-Quotienten auszuschließen sind, kann dessen Abnahme bei Koinzidenz mit stärkeren Variationen von D und I als Ausdruck von Schwankungen des Paläofeldes in die Interpretation einbezogen werden.

In Tab. 6 sind die in den untersuchten Profilen registrierten Anomalien nach den genannten Kriterien charakterisiert worden. Danach sind von den 21 insgesamt festgestellten markanten Schwankungen der Deklination und Inklinatation allen Anzeichen nach 11 Ereignisse auf 8 zeitlich verschiedene Feldexkursionen zurückzuführen, während mindestens 3 Anomalien sedimentations- oder diagenesebedingte Strukturen abbilden. Fünf weitere Anomalien lassen sich wegen unzureichender Kennzeichnung nicht sicher ansprechen, gehen vermutlich aber eher auf petrogenetische Ursachen zurück.

6.3. Geochronologische Präzisierung der klimastratigraphischen Ereignisfolge des höheren Känozoikums der DDR auf der Grundlage der paläomagnetischen Polaritätszeitskala und der Sauerstoffisotopenskala SISK

Die Ablagerungen des höheren Känozoikums im Gebiet der DDR sind entsprechend den klimaabhängig wechselnden, lokal durch Subrosionsprozesse überlagerten Abtragungs-, Akkumulations- und Umlagerungsprozessen unter subaerischen wie subaquatischen Bedingungen faziell auf engem Raum stark differenziert

Hieraus folgen Unterschiede in der Eignung des Untersuchungsmaterials für die paläomagnetische Analyse und damit in der Genauigkeit der magnetostratigraphischen Aussage. Dabei ist die Sicherheit der magnetostratigraphischen Interpretation stark von der biostratigraphischen Charakteristik (und deren Korrelierbarkeit mit geochronologisch aussagefähigen Äquivalenten) abhängig. Durch die Interpretation der in der Gesamtheit der biostratigraphischen, magnetostratigraphischen und klimastratigraphischen Befunde enthaltenen paläoklimatischen und geochronologischen Information ist dann die Zuordnung der untersuchten Ablagerungen zur SISK und dadurch eine noch genauere Datierung möglich.

Das Oberpliozän wird im Gebiet der DDR überwiegend durch lokal in Subrosionssenken oder als Erosionreste erhaltene lakustrische Beckensedimente oder fluviatile Bildungen repräsentiert. Die in ihnen enthaltenen Paläofaunen und -flore ermöglichen zumindest die stratigraphische Zuordnung zum Oberpliozän und in den meisten Fällen die Festlegung ihrer stratigraphischen Aufeinanderfolge (MAI u. a. 1963; AHRENS u. a. 1968; KRUTZSCH 1988; MAI, WALTHER

1988). Die primäre DRM dieser Bildungen ist nur in einigen Fällen in tonigen Beckenablagerungen erhalten (Kaltensundheim, Berga). Die meist schluffigen bis feinsandigen fluviatilen Ablagerungen sind zumeist durch Verwitterung oder bodenbildende Prozesse chemo-remanent überprägt.

Das Frühpleistozän ist überwiegend durch stratigraphisch merkmalsarme stark verwitterte Schotterserien mit seltenen, nur örtlich erhaltenen warmzeitlichen lakustrischen Einschaltungen vertreten. Diese Folgen besitzen i. allg. eine starke sekundäre CRM.

Die Bildungen des klimaabhängig in raschem räumlich-zeitlichem Wechsel zyklisch aufgebauten Mittel- und Jungpleistozäns mit Moränen, Schmelzwasserbildungen, Schotterserien, Beckenablagerungen und Lößen besitzen eine in Abhängigkeit von ihrem Korngrößenspektrum und den Sedimentationsbedingungen stark differenzierte Eignung für paläomagnetische Analysen. Hierauf ist insbesondere bei der Interpretation von Zonen anomaler Magnetisierung zu achten, die, sofern feldbedingt, für die magnetostratigraphische Untergliederung der Brunhes-Polaritätszone Bedeutung haben. Infolge exogener und allen Anzeichen nach auch endogen bedingter zeitlich unterschiedlich ausgeprägter Reliefausformung bestand für die Akkumulation und Überlieferung warmzeitlicher Bildungen im Verlauf des mittleren und jüngeren Pleistozäns eine offensichtlich unterschiedliche Wahrscheinlichkeit.

6.3.1. Oberes Pliozän und Frühpleistozän

Zu den älteren Ablagerungen des oberen Pliozäns der DDR sind die Quarz-Lydit-Schotter des Älteren Senftenberger Elbelaufs (ÄSEL, 240-m-Talboden; WOLF 1980) zu rechnen, die aufgrund enthaltener Makrofossilien einer Taxodium-Liquidambar-Ulmus-Parrotia-Assoziation möglicherweise bereits im oberen Miozän einsetzen (AHRENS u. a. 1968). Sie werden nach einer Erosionsdiskordanz von den petrographisch mit ihnen vergleichbaren Schottern des Jüngeren Senftenberger Elbelaufs (JSEL) überlagert, die erste regional überlieferte Frostbodenstrukturen enthalten und von WOLF (1980) ins Prätegelen gestellt werden. Das somit auf Obermiozän bis Oberpliozän eingegrenzte Alter des ÄSEL kann aufgrund seiner primär inversen Magnetisierung auf die höchste Gilbert-Polaritätszone und die inversen Polaritätssubzonen der Gauß-Polaritätszone weiter eingengt werden.

Da zwischen ÄSEL und JSEL kein wesentlicher petrographischer Unterschied besteht, dürfte der zeitliche Abstand zwischen ihrer Ablagerung nicht erheblich gewesen sein.

Unter der Voraussetzung, daß die Sedimentation der unteren Schotter wie die der oberen (und auch jüngerer Elbeläufe) nur unter semiariden bis ariden Klimabedingungen erfolgen konnte, würde sich die Bildungszeit der Schotter des ÄSEL weiter auf die Phasen erhöhter Trockenheit im höchsten Miozän und im Pliozän reduzieren. Nach den paläoklimatischen Indikationen der Florensuksessionen in Nordwest- und Südeuropa (MENKE 1975; SUC, ZAGWIJN 1983; SUC 1984), die mit den Klimadepressionen anzeigenden Maxima der SISK koinzidieren, könnten hierfür nur das Susterium, das Brunssumium B oder das Reuverium A in Frage kommen, wobei nach dem Pollendiagramm vom Brachterwald mit absoluter Dominanz der Kiefer (VAN DER HAMMEN u. a. 1971) die vor dem Prätegelen stärkste Abkühlung mit zugleich erhöhter Aridität an der Basis des Reuverium A erfolgte. Der Beginn dieser durch einen erneuten Gipfel tertiärer Florenelemente zweigeteilten Depression mit einem kürzeren, aber etwas stärkeren zweiten Maximum korreliert mit der Einstellung eines sommertrockenen Mittelmeerklimas an der Basis der Pollenzone II in Südfrankreich (SUC 1984) und einem ebenfalls durch eine Einsattelung geteilten Doppelgipfel der markanten $\delta^{18}O$ -Variation um etwa 7 ‰ in Sedimenten des Nordatlantik und des Pazifik zwischen 3,185 - 3,100 und 3,030 - 2,990 Ma v. h. (SHACKLETON u. a. 1984). Diese Zeit deckt sich weitgehend mit der invers magnetisierten Mammoth-Polaritätssubzone (3,18 - 3,08 Ma v. h.) und der mittleren normal magnetisierten Gauß-Polaritätszone. Die primär inverse Magnetisierung des ÄSEL steht danach mit dessen Zuordnung in die basale Klimadepression des Reuver A im Niveau der Mammoth-Polaritätssubzone durchaus in Einklang. Mit dieser offensichtlich klimatisch bedingten Aufschotterungsphase korrespondieren zeitlich Zersatzkiese von Oberzella und Gerstungen (ELLENBERG 1968), die von Braunkohlen des Reuver s. str. (KRUTZSCH 1988; MAI, WALTHER 1988) konkordant überlagert werden. Sie sind subrosiv abgesenkt und primär den pliozänen Verebnungsflächen mit Schotterstreus des 124-m-Niveaus (rel. Höhe) zuzuordnen. Nach ELLENBERG (1968) besteht zwischen diesen Schottern und den Zersatzkiesen von Bittstedt, Rippersroda und Nordhausen petrographisch kein Unterschied.

Die "Roterdetuffite" von Haselbach sind nach DUPHORN (1960) jünger als die Höhenschotter und die Basalteffusionen und -intrusionen der Rhön, die von unterpliozänen Süßwassersedimenten unterlagert werden, aber älter als die nach einer Diskordanz im Hangenden folgenden Schotter mit Frostbodenstrukturen und Sanden und gehören mit hoher Wahrscheinlichkeit zum Mittel- bis Jungpliozän. Die liegenden Sande und die "Roterdetuffite" sind primär invers magnetisiert. Die dadurch mögliche Zuordnung zur Mammoth-Polari-

tätssubzone der Gauß-Polaritätszone würde dieser mittel- bis jungpliozänen Alterseinstufung entsprechen. Zugleich ergeben sich hieraus Korrelationsmöglichkeiten zwischen den basalen fluviatilen Sanden von Haselbach mit den Zersatzkiesen von Oberzella und Gerstungen, die offensichtlich eine kühlere bzw. semiaride bis aride Phase vor der Ablagerung der Braunkohlen des Reuver s. str. dokumentieren und deswegen mit großer Wahrscheinlichkeit mit dem Reuver A parallelisiert werden können, das chronostratigraphisch mit der Mammoth- oder der Kaena-Polaritätssubzone korreliert. Ein weiterer Befund (ELLENBERG 1968) stützt diese Korrelation: Bei Oberzella-Kirstingshof liegen Auswurfprodukte einer Schlotbrekzie in lithofazieller und allem Anschein nach auch chronostratigraphischer Übereinstimmung mit den Befunden von Haselbach auf den pliozänen Zersatzkiesen.

Nach ELLENBERG (1968) folgt im Werra-Gebiet über dem 124-m-Niveau rel. Höhe, der die Zersatzkiese von Oberzella und Gerstungen zuzuordnen sind, noch die Verebnungsfläche der Hoppberge mit 140 m rel. Höhe. Nach UNGER (1974) sind in dieser Höhe nach Heraushebung des gesamten thüringischen Gebietes, die en bloc erfolgte, die oberpliozänen Täler um einige Dekameter eingeschnitten. Nach den vorliegenden chronostratigraphischen Befunden müßte diese Hebung im Brunssumium stattgefunden haben. Die Taleintiefung wurde aber bald während einer Trockenzeit (Reuverium A) unterbrochen, in der die Zersatzkiese von Oberzella und Gerstungen sowie ihre Haselbacher Äquivalente abgelagert wurden. Die Verebnungsfläche der Hoppberge in 140 m rel. Höhe müßte dann als Ergebnis flächiger Abtragung noch vor der ariden Phase des Susterium erfolgt sein, in der die Akkumulation der Schotterstreu in diesem morphologischen Niveau nach den derzeitig vorliegenden stratigraphisch-geomorphologischen Informationen stattgefunden haben müßte.

Im Gebiet der Niederrheinischen Bucht (BOENIGK u. a. 1979) werden die Reuertone ebenfalls von Flußschotter (RBW-Schicht 10) unterlagert, die einer Phase reduzierter Fließgeschwindigkeit des Oberflächenwassers infolge erhöhter Aridität während des Reuver A gleichgesetzt werden können.

Die primär normal magnetisierten Tone und Schluffe der Muschelkalkdoline von Kaltensundheim bei Meiningen mit *Zygodon borsoni* sind nach einer ersten Pollenanalyse von UKRAINCEVA mit dem niederländischen Prätégelen korreliert worden (KAHLKE u. a. 1984). Nach BOENIGK u. a. 1979; BRUNNACKER u. a. 1982) fällt die Gauß-Matuyama-Polaritätsgrenze (2,47 Ma v. h.) jedoch ins Reuver C, während das Prätégelen durchweg invers magnetisiert ist. Nach KRUTZSCH (1988) ist die Pollenassoziation von Kaltensundheim eine kühl-gemäßigte Minimum-Flora von DBF-Charakter, die aufgrund

ihrer Zusammensetzung, des Vorkommens von *Zygozaphrentis borsoni* mit einer definierten oberen stratigraphischen Grenze innerhalb der Montopoli-Fauna (AZZAROLI 1977) als wohl kälteste oberpliozäne Flora in das Minimum zwischen der Reuver s. str. und die Flora von Berga in die obere Gauß-Polaritätszone zu stellen ist. Anhand der Makroflorenreste kommen MAI, WALTHER (1988) zu einer damit übereinstimmenden paläoökologisch-klimatischen Aussage, wonach die Flora von Kaltensundheim die erste echte intraoberpliozäne Verarmungs- und Abkühlungsphase repräsentiert. Diese erste Abkühlungsphase im Oberpliozän müßte nach den Untersuchungen von VAN DER HAMMEN u. a. (1971), SUC (1984) und SUC, ZAGWIJN (1983), SHACKLETON u. a. (1984) wiederum dem Übergangsbereich vom Brunssumium zum Reuverium A entsprechen, jedoch nicht, wie im Falle des ÄSEL, dessen basalen Abschnitt im Niveau der inversen Mammoth-Polaritätssubzone, sondern, da die Dolinenfüllung von Kaltensundheim normal magnetisiert ist, der kräftigeren zweiten Klimadepression im oberen Teil der normal polarisierten mittleren Gauß-Polaritätszone zwischen Mammoth- und Kaena-Polaritätssubzone mit einem Alter von 3,030 - 2,990 Ma. Da im oberen Abschnitt der Gauß-Polaritätszone nach Indikationen der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationskurve von Tiefseesedimenten (Kern 552A) mit weiteren Klimadepressionen zu rechnen ist (Niveaus 2,86 - 2,82; 2,755 - 2,735, 2,51 - 2,49 Ma v. h.), wäre eine Zuordnung der Sedimente von Kaltensundheim auch zu diesen Ereignissen möglich, jedoch weniger wahrscheinlich als zu der Klimadepression im Niveau 3,03 - 2,99 Ma v. h.

Die normal magnetisierten Beckentone von Berga sind nach stratigraphischen Indikationen der enthaltenen fossilen Flora (KRUTZSCH, MAJEWSKI 1965; LOTSCH 1969; KRUTZSCH 1988; MAI, WALTHER 1988) wie die Braunkohlen von Oberzella und Gerstungen mit dem niederländischen Reuverium (B) vergleichbar. Dieser Einstufung entspricht die magnetostratigraphische Zuordnung der Beckensedimente in die höhere Gauß-Polaritätszone. Danach und entsprechend den Variationen der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve dürfte eine Korrelation mit dem Zeitbereich zwischen 2,74 bis 2,55 Ma v. h. wahrscheinlich sein.

In die erste starke Klimadepression (Prätogelien) fällt nach DUPHORN (1962) auch die Ablagerung der Terrassenschotter (Mastodontenschotter) von Sülzfeld, die sich durch ihre Fracht an Tongeröllen und Driftblöcken zumindest teilweise als kaltzeitliche Bildungen ausweisen. Die enthaltene Großsäugerfauna mit *Mastodon borsoni*, *M. arvernensis*, *Dicerorhinus etruscus*, *Tapirus arvernensis* wurde von DIETRICH (1953) ins Oberpliozän (Asti) gestellt. Die stratigraphische Reichweite der Mastodonten und von *Tapirus arvernensis* endet erst im Niveau der Olduvai-Polaritätssubzone (WIEGANK 1983). Entgegen früheren Darstellungen (WIEGANK 1981, 1982)

haben sich die Sülzfelder Mastodontenschotter nach nochmaliger eingehender Prüfung (Komponentenanalyse) als primär invers magnetisiert erwiesen. Dieser magnetostratigraphische Befund steht mit der Einstufung der Mastodontenschotter in die erste kalt-aride Phase der unteren Matuyama-Polaritätszone in Einklang.

Zumindest z. T. zum Prätegelen zu rechnen ist die Zersatzkiesserie am Nordrand des Thüringer Waldes. Diese Folge ist durch die Flora der Braunkohle von Rippersroda (I) im Liegenden der Zersatzkiese und die Vertebratenfauna der Zersatzkiese im Hangenden der Braunkohle biostratigraphisch näher einzugrenzen. Die Braunkohlenflora entspricht nach MAI u. a. (1963), MAI, WALTHER (1988), KRUTZSCH (1988) und URBAN (1978) weitgehend der des Tegelen A (Belfeld-Ton V, Raum Brügggen; Tonhorizont B2, Niederrheingebiet der Ville). Die hangenden Zersatzkiese mit Villafranchium-Fauna sind - bei offenkundiger konkordanter Lagerung - dem Tegelen B zuzuordnen, einer Kaltzeit, die nach MENKE (1975) die Intensität subarktischer Klimaverhältnisse erreichte. Eine Probenserie aus dem oberen Bereich der Zersatzkiesserie von Rippersroda (II) zeigt die Merkmale einer primär inversen Magnetisierung in Übereinstimmung mit einer magnetostratigraphischen Einstufung in die untere Matuyama-Polaritätszone. Eine entsprechende Magnetisierung zeigen auch die Zersatzkiese von Bittstedt und Nordhausen-Petersdorf. Humose Lagen der Zersatzkiesfolge von Nordhausen-Petersdorf (Döhrumsche Ziegelei) enthalten eine Pollenflora, die nach KRUTZSCH (1988) mit dem unteren Maximum des Tegelen s.str. (TC1 - TC3) etwa vergleichbar ist, nicht aber mit der Flora des Tegelentones (TC5). ERD in AHRENS u. a. (1968) hält aufgrund seiner Pollenanalysen N.-Petersdorf und Rippersroda für zeitgleich mit dem Tegelen A. Die Flora zeigt jedoch mindestens ebenso enge Beziehungen zu denen der Fortuna-Oszillation (URBAN 1978) und der Meinweg-Warmzeit (MENKE 1975), mit denen sie sich von Rippersroda durch einen wesentlich geringeren Anteil sog. tertiärer Exoten und das Fehlen von Fagus unterscheidet. Die primär inverse Magnetisierung der Zersatzkiese von N.-Petersdorf steht mit einer Zuordnung zur Fortuna-Oszillation (Meinweg-Warmzeit, SIS (67)) durchaus in Einklang.

Da die Zersatzkiese von Oberzella und Gerstungen südlich des Thüringer Waldes nach ELLENBERG (1968) petrofaziell mit denen im Norden des Gebirges übereinstimmen, reicht der Bildungszeitraum dieser unter ariden bis kalt-ariden Klimabedingungen sedimentierten fluviatilen Ablagerungen vom Reuverium A bis mindestens ins Tegelen B, d. h. von etwa 3,1 - 2,0 Ma v. h.

Nördlich von Dresden überlagern quarzreiche Zersatzschotter des Jüngeren Senftenberger Elbelaufs (JSEL, A₁-Talboden) diskordant die mit ihnen petrographisch übereinstimmenden Schotter des ÄSEL

(240-m-Talboden). Sie unterscheiden sich von diesen jedoch durch eindeutige Kennzeichen von Frostbodenstrukturen als Zeugen eines zumindest subarktischen Klimas und werden deshalb von PRÄGER (1975) in eine der ersten Kaltzeiten des Quartärs gestellt, von WOLF (1980) mit der ersten pleistozänen Kaltzeit korreliert.

Nach der Pollenflora von Lieth und den Korrelationsschemata von MENKE (1975) und von URBAN (1978) stellen sich erstmals in der Ekholt-Kaltzeit, die zeitlich dem oberen Prätegelen unmittelbar nach der Fortuna-Meinweg-Schwankung entspricht, arktische Klimabedingungen im mitteleuropäischen Raum ein. Die primär invers magnetisierten Schotter des JSEL entsprechen sowohl klima- wie magnetostratigraphisch dieser Zuordnung und können als Äquivalente der Ekholt-Kaltzeit mit der SIS (66) parallelisiert werden.

Schotter des Bautzener Elbelaufs (BEL) mit basal primär inverser, in oberen Tonhorizonten normaler Magnetisierung von Kleingießhübel stellt WOLF (1980) mit Vorbehalt zum Tegelen B. In diesem Falle würde der Übergang von inverser zu normaler Magnetisierung dem Polaritätswechsel der Basis der Reunion-I-Polaritätssubzone entsprechen. Doch kämen, da eingrenzende biostratigraphische und engere chronostratigraphische Kriterien fehlen, für eine Zuordnung der beiden bisher ausgehaltenen Schotterkörper im Niveau der unteren Matuyama-Polaritätszone zwischen der Gauß/Matuyama-Grenze und der Olduvai-Polaritätssubzone zu den insgesamt in diesem Zeitraum erfolgten drei Klimadepressionen mit zu erwartenden Aufschotterungen auch die Einstufungsvarianten

BEL - Tegelen C4c

JSEL - Tegelen B

in Frage. In diesem Falle wäre eine nicht auszuschließende Korrelation ÄSEL - Prätegelen zu überprüfen. Bei einer zeitlichen Gleichsetzung des BEL mit dem Tegelen C4c würde die normale Polarität der Tone von Kleingießhübel der Basis der Olduvai-Polaritätssubzone entsprechen.

Bei einem Vergleich paläoklimatischer Merkmale der kaltzeitlichen Bildungen des Zeitintervalls vom Prätegelen bis Eburon stellt sich heraus, daß die ersten Frostbodenkennzeichen regional in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus überliefert sind. Im sächsischen Raum treten sie mit Sicherheit im JSEL auf, im Thüringer Wald und im Werragebiet fehlen sie nach UNGER (1974) in den Zersatzkiesen und erscheinen erst in den Zersatzgrobschottern, die ins Eburon gestellt werden könnten (ELLENBERG 1968, UNGER 1974). Sie dürften mit den frühesten Frostbodenstruktur-Indikationen des Leipziger Raumes in der Oberen Frühpleistozänen Terrasse (OFT; EISSMANN, MÜLLER 1979) korrelieren, obwohl die Zuordnung der OFT zum Eburon nicht eindeutig gesichert ist. Im Gebiet des Nieder-

rheins (Ville) sind erste Driftblöcke im Schotter d, der dem Tegelen C4c zuzuordnen ist, registriert worden, und Eiskeilpseudomorphosen sind in diesem Gebiet erst aus der Hauptterrasse 3 bekannt, die mit dem Bavelium zu parallelisieren ist. Sofern Fehlkorrelationen auszuschließen sind, muß aus diesen Befunden auf erhebliche regional unterschiedliche Überlieferungslücken oder starke Differenzierungen des Regionalklimas geschlossen werden.

Das jüngere Frühpleistozän vom Eburonium bis zur Basis des Cromer der niederländischen Gliederung wird im Gebiet der DDR überwiegend durch präglaziale fluviatile Schotterkomplexe repräsentiert, die altersabhängig unterschiedlich verwittert sind. Biostratigraphisch ließ sich diese etwa 1 Ma umfassende Folge im Gebiet der DDR bisher nur zwischen die Tegelen-A-Flora von Rippersroda und die paläomagnetisch datierten Muscheltonne von Voigtstedt eingrenzen. Für die weitere chronostratigraphische Auflösung dieses Intervalls hat der inzwischen bio- und magnetostratigraphisch näher eingegrenzte Fundkomplex von Untermaßfeld eine überregionale Bedeutung erlangt. Nach den Ergebnissen paläomagnetischer Untersuchungen auf drei Parallelprofilen sind die fluviatilen Ablagerungen mit der warmzeitlichen Fauna im unteren Teil des Profils der Grabungsstätte als primär invers, im oberen Teil als primär normal magnetisiert zu interpretieren. Der Gesamtbefund spricht für die Abbildung einer Feldumpolung von inverser zu normaler Polarität. Aufgrund des Vorkommens von biharischen Kleinsäuger-Leitformen mit *Miomys (Hintonia) savini* und *Miomys pusillus* ist der Fundkomplex dem oberen Altbiharium zuzuordnen (HEINRICH 1985), und die Umpolung kann daher nur mit der Basis der Jaramillo-Polaritätssubzone (0,98 Ma v. h.) korreliert werden. Die fossilführenden warmzeitlichen fluviatilen Sedimente von Untermaßfeld liegen in konkordantem Verband auf den Jüngeren Zersatzgrobschottern (JZGS, ELLENBERG, mündl. Mitt.), die nahe der Fundstätte am Mittleren Tonkopf aufgeschossen sind und dort wie in den Aufschlüssen von Breitungen und am Dänischen Berg durchweg primär invers magnetisiert sind. Ihre Ablagerung erfolgte mithin in der Zeit zwischen der Olduvai- und der Jaramillo-Polaritätssubzone.

Im Raum der Leipziger Tieflandsbucht ist die Folge der Frühpleistozänen Terrassen durch unterlagernde Quarzschotter mit vermutetem oberpliozänen (obermiozänen ?) Alter und die frühelsterzeitliche Schotterterrasse zeitlich eingegrenzt (EISSMANN, 1975; EISSMANN, MÜLLER 1979). Alle drei Frühpleistozänen Terrassen sind durch Eiskeilpseudomorphosen als kaltzeitliche Bildungen ausgewiesen und werden von EISSMANN, MÜLLER (1979) mit der Sequenz der frühpleistozänen Kaltzeiten der niederländischen Gliederung korreliert. CEPEK (1981) läßt Einstufungsvarianten dieser drei Terras-

senschotter zwischen Tegelen A und der letzten voreiszeitlichen Cromer-Warmzeit offen.

Nach den magnetostratigraphischen Merkmalen feinkörniger Sedimente der Oberen Fröpleistozänen Terrasse OFT von Domsen und der Unteren Fröpleistozänen Terrasse UFT von Pörsten ist der fröpleistozäne Terrassenkomplex insgesamt der Matuyama-Polaritätszone zuzurechnen, d. h., die OFT kann nicht älter als 2,47 Ma, die UFT nicht jünger als 0,73 Ma sein. Wegen der Eiskeilpseudomorphosen und anderer syngenetischer kaltzeitlicher Klimaindikationen in allen drei Terrassen muß zumindest ein Teil eines jeden Schotterkörpers unter subarktischen bis arktischen Klimabedingungen abgelagert worden sein. Nach EISSMANN (1964) bestehen Ähnlichkeiten in der Verwitterungsintensität zwischen den thüringischen Zersatzgrob-schottern und den Schottern der OFT. Nach all diesen Befunden ist eine Korrelation der OFT mit der Eburon-Kaltzeit wahrscheinlich, vielleicht schon mit der Tegelen-B- oder sogar mit der Prätegelen-Kaltzeit möglich, und die UFT müßte zumindest teilweise in einer der letzten intensiven Kaltzeiten vor der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze sedimentiert worden sein. Da die Mittlere Fröpleistozäne Terrasse MFT nach Position und Intensität offensichtlich mit der Menap-Kaltzeit korreliert, der klimastratigraphisch im zeitlichen Rahmen der mittleren Matuyama-Polaritätszone zwischen Olduvai- und Jaramillo-Polaritätssubzone die SIS 28 bis 26 entsprechen müßten (Tab. 35), kämen als zeitliche Äquivalente der UFT nur die SIS 24 bis 20 in Frage. Da die SIS 22 die größte Amplitude besitzt, die mit denen der intensiven mittelpleistozänen Kaltzeiten vergleichbar ist, dürfte der Hauptteil des Schotterkörpers der UFT während dieser Stufe sedimentiert worden sein.

Die Ablagerungen des Kalbsrieth-Röbleben-Wendelsteiner Schotterzuges KRWS der Aufschlüsse Kalbsrieth und Wendelstein, die von MANIA (1973) aufgrund ihres Gehalts warmzeitlicher Molluskenfaunen mit den Muscheltonen von Voigtstedt verglichen werden, sind primär invers magnetisiert und der Matuyama-Polaritätszone zuzurechnen. Der Schotterkomplex umfaßt offenbar mehr als einen klimatisch bedingten Sedimentationszyklus. Die Molluskenfauna aus den Melanopsiskiesen von Zeuchfeld/Borntal belegt basal warme, im oberen Teil kalte Klimabedingungen und wird deshalb von MANIA (1969, 1974) einen Klimazyklus vor die Kalbsriether Ablagerungen gestellt. Die Oberkante der Melanopsiskiese im Borntal liegt mit 160 m NN etwa im Niveau der MFT des Saale-Systems (RUSKE 1972). Wegen der Korrelation dieser Terrassenschotter mit der Menap-Kaltzeit müßte die Zeuchfelder Warmzeit einer der Warmzeiten des niederländischen Baveliums entsprechen (Bavel- oder Leerdam-Interglazial, die zeitlich mit den SIS 25 und 23 korrespondieren).

Die ebenfalls zu diesem Schotterzug gestellten Ablagerungen von Rieth-Nordhausen sind nach STEINMÜLLER (mündl. Mitt.) Äquivalente der unteren Helmekiese von Voigtstedt. Doch sind diese primär invers magnetisiert und damit zur Matuyama-Polaritätszone zu rechnen, während die normal polarisierten Schotter von Rieth-Nordhausen bereits zur Brunhes-Polaritätszone gehören. Von den im Thüringer Becken verbreiteten präglazialen Grobschottern haben die Jüngeren Grobschotter JGS nach UNGER (1974) ein frühelsterkaltzeitliches Alter. Die Älteren Grobschotter ÄGS sind nach den magnetostratigraphischen Befunden des Profils von Schwallungen normal polarisiert und damit wie die Jüngeren Grobschotter ebenfalls der Brunhes-Polaritätszone zuzuordnen. Da ihre Akkumulation unter ausgeprägt kalt-ariden Bedingungen erfolgt sein dürfte, ist eine Korrelation mit der SIS 16 am wahrscheinlichsten.

6.3.2. Cromer-Komplex

Anzahl und chronostratigraphische Positionen der Warm- und Kaltzeiten des i. allg. lückenhaft überlieferten Cromer-Komplexes (niederländische Gliederung) sind seit Anfang der siebziger Jahre in Diskussion und noch immer strittig. Durch eine komplexe Betrachtung der bisher bekannten bio-, klima-, isotopen- und magnetostratigraphischen Befunde kann die Problematik eingegrenzt und einer Lösung näher gebracht werden (WIEGANK 1979).

Aufgrund der Korrelierbarkeit der datierten Stufen der $\delta^{18}\text{O}$ -Skala SISK (SHACKLETON, OPDYKE 1973) der Tiefseesedimente mit den klimastratigraphisch indikativen Löß-Boden-Folgen in Mitteleuropa durch die zeitliche Eichung beider Sequenzen anhand der Position der datierten Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze kann die $\delta^{18}\text{O}$ -Skala der marinen Bildungen auch als Korrelationsschema und Zeitskala für die Einstufung und Datierung klimastratigraphisch definierter Folgen (Kaltzeit-Warmzeit-Zyklen, Stadial-Interstadial-Zyklen) auf den Kontinenten genutzt werden.

Die Anwendbarkeit der SISK der Tiefseeablagerungen als Korrelationsschema auch auf kontinentale Bildungen leitet sich von folgenden Voraussetzungen her:

1. Die gute Übereinstimmung der Morphologie der paläoökologisch (paläobotanisch) ermittelten Klimavariationskurve des Jungpleistozäns und Holozäns mit der Sauerstoff-Isotopen-Variationskurve mariner Sedimente mit kongruenter Abbildung des Eem-Interglazials, der Frühweichsel- und Mittelweichselinterstadiale sowie des Holozäns (Abb. 26, 27) läßt erwarten, daß die SISK kontinuierlich und lückenlos sedimentierter Tiefseeablagerungen

- die globalen Klimaschwankungen 1. und 2. Ordnung (Kaltzeiten - Warmzeiten und Stadiale - Interstadiale) nach Anzahl und Intensität abbildet (SHACKLETON 1977).
2. Die radiometrisch datierte Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze (0,73 Ma v. h.) liegt in Tiefseesedimenten an der Oberkante der SIS 20, an der Basis der 8. Warmzeit vor dem Holozän und in lückenlos sedimentierten, ebenfalls klimaindikativen Löß-Boden-Folgen Mitteleuropas (Červeny Kopec), Mittel- und Ostasiens gleichfalls an der Basis der 8. Warmzeit vor dem Holozän.
 3. Kontinentale Ablagerungen der letzten Warmzeit (Eem) haben nach radiometrischen Datierungen ein Alter zwischen 130 - 100 ka (HENNING u. a. 1983) und korrelieren damit eindeutig mit der SIS 5 (5e) der $\delta^{18}O$ -Skala.
 4. Eine dadurch zunächst nach der Folge der kontinentalen Klimaschwankungen mögliche Zuordnung der Warm- und Kaltzeitbildungen zur SISK im zeitlichen Rahmen der Brunhes-Polaritätszone wird durch zusätzliche radiometrische Datierungen kontinentaler Bildungen gestützt: Die Häufung von radiometrischen Datierungen der Holstein-Warmzeit zwischen 326 - 420 ka (STREMMER 1983, 1986; HENNING u. a. 1983) sowie der Elster-Kaltzeit um 450 ka (LIPPOLT u. a. 1986) legt die Korrelation der Elster-Holstein-Folge mit den SIS 12 und 11 fest. Mit dieser wichtigen chronostratigraphischen Stützstelle ist zugleich der mögliche zeitliche Umfang des Cromer-Komplexes schärfer eingegrenzt.
 5. Aus der Korrelation des Klimazyklus Elster-Kaltzeit/Holstein-Warmzeit mit den SIS 12 und 11 folgt eine deutliche Übereinstimmung der Amplituden der anhand der SIS ableitbaren Kaltzeiten mit denen aus der Expansion des skandinavischen Gletschers nach Mitteleuropa abschätzbaren Intensitäten der Kaltzeiten des Mittelpleistozäns in Zentraleuropa. Damit können auch die Amplituden der SIS als Merkmal der Ausprägung der Kaltzeiten (und auch der Warmzeiten) in die Korrelation der kontinentalen Serien mit der SISK einbezogen werden, wodurch die Sicherheit der Zuordnungen wesentlich erhöht wird.
- Die Einbeziehung der Intensitäten der Klimaschwankungen in die Rekonstruktion der paläoklimatischen Ereignisfolge des Mittelpleistozäns ermöglicht insbesondere schärfere Gliederungen des Cromer- und des Holstein-Komplexes.
- Als Stratotyp des Cromerian s. str. gilt nach der Revision der Cromer Forest Bed Series von Norfolk und Suffolk durch WEST, WILSON (1966) die Schichtenfolge von West Runton (Tab. 7):
- Die liegende Warmzeit-Kaltzeit-Folge des Pastonian und Prä-Pastonian ist nach STUART (1981) wahrscheinlich durch eine mehrere

Tab. 7. Schichtenfolge von West Runton nach WEST, WILSON (1966)

<u>Stufe</u>	<u>Polle nzone</u>	<u>Sedimente</u>
Anglian	e Ang	Geschiebemergel limnische Sande; Eiskeile, Kryoturba- tionen
	Cr IV	marine Sande, Schluffe
	Cr III	marine Sande, Schluffe, Schotter; Vertebratenreste
Cromerian	Cr II	limnische Schalendetritus-Mudden, ("Upper Freshwater Bed"); Vertebraten- Hauptfundhorizont
	Cr I	limnische Mergel
Beestonian 1	Be	limnische Mergel Tone, Schluffe, Sande, Schotter, Ton- Konglomerate; Eiskeile, Kryoturba-tionen

klimastratigraphische Glieder umfassende Lücke von der oberen Sequenz getrennt.

Nach komplexen lithostratigraphischen, palynologischen und magne-tostratigraphischen Untersuchungen konnten ZAGWIJN u. a. (1971) zwischen der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze und den Sedimenten der Elster-Kaltzeit eine Folge von drei weiteren Warmzeit-Ablage-rungen unterscheiden (Cromer-Komplex mit den Interglazialen I - III, davon Interglazial I unterhalb der Matuyama/Brunhes-Grenze). Von diesen ließ sich anhand der Pollenflora jedoch keines mit dem Typusprofil des Cromerian von West Runton vergleichen, das danach eine weitere frühmittelpleistozäne Warmzeit zwischen dem Intergla-zial III der Niederlande und dem Elsterglazial repräsentieren müßte. Diese stratigraphische Position schien durch das Intergla-zial von Noordbergum (Niederlande) bestätigt, das zunächst zur Holstein-Warmzeit gestellt, dann als Cromer IV eingestuft wurde und das palynologisch mit der von WEST (WEST, WILSON 1966) defi-nierten Pollensukzession des Cromerian-Typusprofils von West Run-ton korreliert werden kann (ZAGWIJN 1985). Wegen der Ähnlichkeit der Pollenflora (ERD 1978) bzw. der Wirbeltierfunde (STUART 1981) des Cromerian von West Runton mit denen der Hauptfundschiicht der Unteren Lehmzone von Voigtstedt sollte eine annähernde Überein-stimmung im Alter beider Fundstätten anzunehmen sein. Doch weist STUART (1981) auf ein etwas höheres Entwicklungsniveau von *Miomys savini* HINTON aus dem oberen Interglazial von Voigtstedt hin, das damit etwas jünger als das Cromerian von West Runton sein müßte. Der chronostratigraphische Rahmen des Cromerian-Profils von Voigt-

stedt wird durch die Position der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze im oberen Teil der Unteren Kiese (WIEGANK 1975) und die die Folge abdeckende Moräne der Elster-Kaltzeit bestimmt. Nach der Sequenz der niederländischen Interglaziale müßten die Cromerian-Profile von Noordbergum, West Runton und der Unteren Lehmschichten von Voigtstedt mit der SIS 15 korrelieren. Die nach der SISK zwischen dieser und der Elster-Kaltzeit (SIS 12) in der Korrelation noch offene Warmzeitstufe 13 müßte dann erwartungsgemäß mit dem Schotterkomplex von Süßenborn zeitlich übereinstimmen, der jünger als die Untere Lehmzone von Voigtstedt ist und die Indikation wenigstens einer Warmzeit enthält:

Der die Schotterkörper der Älteren und Jüngeren Abfolge von Süßenborn trennende mächtige lessivierte Fossilboden belegt die Wirkung einer humiden intensiven Warmzeit (STEINMÜLLER 1972). Darüber hinaus repräsentieren Faunenelemente gemäßiger warmzeitlicher Klimate innerhalb der vorwiegend kaltzeitlichen Fauna der Älteren Abfolge (u. a. mit *Glis glis suessenbornensis*, *Trogontherium cuvieri*, *Castor fiber*, *Dicerorhinus etruscus*) eine weitere Warmzeit, die, nach der Evolutionshöhe von *Mimomys savini* und *Dicerorhinus etruscus* zu urteilen, jünger sein muß als die Voigtstedt-Warmzeit (mündl. Mitt. von W.-D. HEINRICH, Berlin).

Führte man den Unterschied in der Evolutionshöhe von *Mimomys savini* HINTON in den Profilen des Cromerian von West Runton und der Unteren Lehmschicht von Voigtstedt auf den Altersabstand eines Klimazyklus zurück, so würde nunmehr unter Einbeziehung der beiden als wahrscheinlich anzunehmenden Warmzeiten von Süßenborn die Sequenz des Cromer-Komplexes oberhalb des Typ Cromerian von West Runton noch weitere drei, der gesamte Cromer-Komplex also sechs Kaltzeit-Warmzeit-Zyklen zwischen der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze und der Elster-Kaltzeit umfassen, denen jedoch nur vier globale marine Korrelationsäquivalente in Form der SIS 19, 17, 15 und 13 gegenüberstehen. Damit ist aber die Korrelierbarkeit der in mariner Fazies abgebildeten Klimaschwankungen mit den klimastratigraphischen Abfolgen auf den Kontinenten in Frage gestellt. Die Lösung dieses Dilemmas ist jedoch unter Einbeziehung von Klimavariationen 2. Ordnung in die Korrelation möglich.

Die Kurve der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation weist in ihrem Verlauf im Bereich der SIS 19 und 17 jeweils nur ein deutliches Maximum auf. Der Kurvenverlauf der Stufen 15 und 13 ist dagegen - wie bei den Stufen 7 und 5 - mehrgipflig. Diese Charakteristik der Sauerstoffisotopen-Variation ist in den Kurven der Tiefseekerne V28-238, V28-239, von Site 552A sowie in den Schwankungen des Karbonatgehalts der Kerne V28-238 und von Site 552A deutlich abgebildet. Aufgrund der unter optimalen Überlieferungsbedingungen eindeutigen Korrelierbarkeit

Tab. 8. Korrelation der kontinentalen Sequenz des Cromerium mit der SISK unter Berücksichtigung der Klimaschwankungen 2. Ordnung (C. Kopec: Profil Červeny Kopec, KUKLA 1977)

SIS	C.Kopec	Süßenborn	Voigtstedt	West Runton	Niederlande
12		Moräne EII Schotter	Moräne EII	Moräne Anglian	Peelo-Fm.
13a	F2a	<u>Boden</u>			
13b		Kaltzeit- Fauna			
13c	F1a	Warmzeit- <u>Fauna</u>			
14		Schotter	O. Kiese ?		
15a	G2a		<u>U. Lehmzone</u>		
15b					
15c	G1a			Up. Fresh- <u>water Beds</u>	<u>IG IV ?</u>
16			Mtl.Kiese Schluffe ?	Schotter	
17	Hia				<u>IG III</u>
18					
19	I1a				<u>IG II</u>
20			U. Kiese		
21	J1a		<u>Muschelton</u>		<u>IG I</u>

der SIS 5 in ihren Unterstufen 5e bis 5a mit dem kontinentalen Eem und den Frühweichsel-Interstadialen und -Stadialen sowie der zweigipfligen SIS 7 mit dem Rittmitzer (7c) und dem Altenburger Boden (7a) ist zu erwarten, daß auch ausgeprägte Klimavariationen 2. Ordnung anderer SIS in den kontinentalen Abfolgen unter optimalen Erhaltungsbedingungen abgebildet werden, und zwar besonders in solchen klimatisch sensiblen Regionen, in denen diese Schwankungen die Einstellung eines zumindest über einige ka stabilen, vom vorangegangenen abweichenden Klimaregimes bewirken können. Andere Gebiete außerhalb der sensitiven Region, insbesondere der Subtropen, Tropen und der Polargebiete, könnten von solchen Schwankungen durchaus unbeeinträchtigt bleiben. Eine Analyse geeigneter Löß-Bodenkomplexe des Cromerium von Europa, Mittel- und Ostasiens zeigt, daß sich solche Schwankungen nicht nur in der Folge sondern auch in der Intensität der Bodenbildungen sowie in der Lößsedimentationsrate als Ausdruck der Intensität von Kaltzeiten in weitgehender Übereinstimmung mit den Variationen 1. und 2. Ordnung der ¹⁸O-

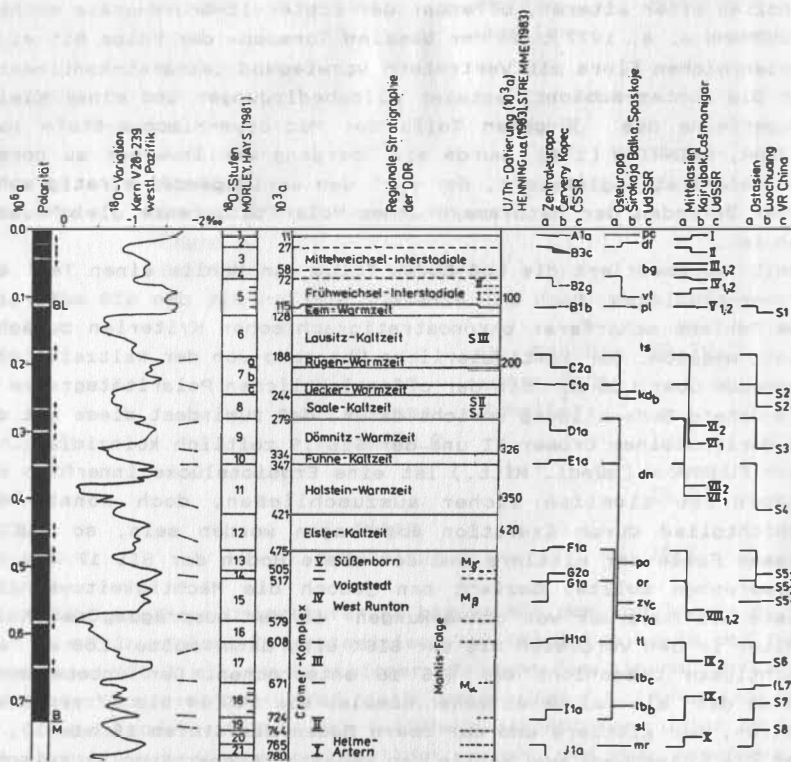
Kurve abbilden (Abb. 25; WIEGANK 1987).

Unter Einbeziehung der Klimaschwankungen 2. Ordnung in die klimastratigraphische Gliederung des Cromerium ergeben sich die in Tab. 8 dargestellten Zuordnungen der kontinentalen Folge zur SISK. Der cromerzeitliche Lößkomplex von Mahlis mit drei vollwarmzeitlichen Fossilböden wird von der Saale-I-Grundmoräne überlagert, die Schollen einer älteren, offenbar der Elster-II-Grundmoräne enthält (FUHRMANN u. a. 1977). In der basalen Tonmulde der Folge mit einer exotenreichen Flora mit Vertretern vorwiegend temperat-kontinentaler bis montan-subkontinentaler Klimabedingungen und einer Kleinsäugerfauna des jüngeren Teils der *Microtus-Mimomys*-Stufe nach FEJFAR, HEINRICH (1981) wurde ein Übergang von inverser zu normaler Polarität registriert, der nach den vorliegenden stratigraphischen Befunden der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze gleichzusetzen ist.

Damit repräsentiert die Löß-Boden-Folge von Mahlis einen Teil des Cromer-Komplexes. Doch ist eine Korrelation mit den SIS aufgrund des Fehlens schärferer chronostratigraphischer Kriterien zunächst nicht möglich. Der kontinuierliche Übergang von der kaltzeitlichen Tonmulde über Löß L₁ mit der offensichtlichen Polaritätsgrenze in die untere Bodenbildung spricht dafür, daß zumindest diese mit dem niederländischen Cromer II und der SIS 19 zeitlich koinzidiert.

Nach FUHRMANN (mündl. Mitt.) ist eine Erosionslücke innerhalb des Lößprofils ziemlich sicher auszuschließen, doch könnte ein Schichtglied durch Exaration abgetragen worden sein, so daß in diesem Falle der mittlere und der obere Boden der SIS 17 bzw. 15 entsprechen sollte. Bezieht man jedoch die Mächtigkeitsverhältnisse als Ausdruck von Schwankungen in der Ausprägung der Kaltzeiten in den Vergleich mit der SISK ein, dann müßte Löß L₂ als mächtigste Lößschicht der SIS 16 entsprechen. Der untere Boden würde dann als polygenetischer Komplex die SIS 19 bis 17 repräsentieren, der mittlere und der obere Boden die Stufen 15 bis 13, so daß die Lößsequenz von Mahlis den gesamten Cromer-Komplex zwischen Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze und Elster-II-Kaltzeit verkörpern würde. Für eine Parallelisierung des obersten Bodens Mahlis gamma mit der SIS 13 spricht auch die Registrierung einer paläomagnetischen Anomalie der Deklination und Inklination in diesem stratigraphischen Niveau (SIS 14/13), die in einer entsprechenden chronostratigraphischen Position in Sedimenten des Mittelmeeres (RYAN 1972), in Mittelasien (DODONOV, PEN'KOV 1977) sowie in Tiefseesedimenten des Pazifik (WOLLIN u. a. 1971) festgestellt und auf etwa 470 bis 490 ka datiert wurde (vgl. 6.2., Tab. 6).

In der Subrosionssenke von Horschlitt bei Berka südwestlich des Thüringer Waldes sind cromerzeitliche Tone, limnische Sande und



Schluffe mit zwei geringmächtigen Torflagern sedimentiert worden, die von Zersatzgrobshottern unterlagert und von Älterem präglazialen Grobshotter des Thüringer Beckens überdeckt werden (ELLENBERG 1969). Pollenanalysen ergaben Assoziationen mit Pinus, Betula, untergeordnet Abies, Picea, Tilia und Fagus sowie Tertiärrelikten mit Juglans, Carya und Pterocarya. Die gesamte Folge ist normal polarisiert und aufgrund der Lagerungsverhältnisse in den Cromer-Komplex zu stellen. Da die Älteren Grobshotter mit hoher Wahrscheinlichkeit während der SIS 16 sedimentiert worden sind, müßten die warmzeitlichen Bildungen von Horschlitt mit den SIS 19 oder 17 korrelieren.

6.3.3. Elster-Kaltzeit bis Saale-Kaltzeit

Zur Erfassung paläomagnetischer Anomalien, die auf Exkursionen des Paläomagnetfeldes zurückgehen und möglicherweise stratigraphische Bedeutung haben könnten, wurden die paläomagnetischen Charakteristika von solchen Ablagerungen des mittleren und jüngeren Pleistozäns untersucht, in deren stratigraphischen Niveaus paläomagnetische Anomalien nach Registrierungen in anderen Regionen zu erwarten waren. Nach einer Übersicht der bisher publizierten paläomagnetischen Anomalien der Brunhes-Polaritätszone, die nach radiometrischen Datierungen, bio- und klimastratigraphischen Kriterien mit der der SISK korreliert wurden (WIEGANK 1990), kann mit feldbedingten Anomalien in den Niveaus der SIS 19/18, 17/16, 13/12, 11/10, 9/8 7/6, 5e/5c sowie 2 und 1 gerechnet werden (Abb. 24).

Nach den in 6.2. hierzu dargestellten Ergebnissen sind die Anomalien im Löß L₃ von Mahlis (SIS 14/13), an der Basis der E-II-Moräne (SIS 12), der SI- und der SII-Moräne (SIS 9/8 und höhere SIS 8) im Rittmitzer Boden (SIS 7c) und im Hangenden des Lommatzcher Bodens (SIS 5d) mit hoher Wahrscheinlichkeit auf Feldexkursionen zurückzuführen.

Nach der unter 6.3.2. begründeten Zuordnung der Holstein-Warmzeit zur SIS 11 und der Eem-Warmzeit zur SIS 5e müßte die Sequenz des mittleren Pleistozäns zwischen diesen beiden Zeitschnitten, die im Gebiet der DDR durch die Bildungen der Fuhne-Kaltzeit, der Dömnitz-Warmzeit und des Saale-Komplexes mit den zwischengeschalteten Ablagerungen der Uecker- und der Rügen-Warmzeit repräsentiert wird (CEPEK, ERD 1983; ERD 1987), zeitlich der Folge der SIS 10 - 6 entsprechen. Das sich hieraus ergebende Problem der Zuordnung von 7 kontinentalen klimastratigraphischen Einheiten zu nur fünf SIS läßt sich nach eingehender Überprüfung des regionalen stratigraphischen Befundmaterials und überregional gültiger geochronologi-

scher Kriterien wiederum wie im Falle des Cromer-Komplexes unter Einbeziehung der Klimaschwankungen 2. Ordnung in die Korrelation lösen. Diese kann durch folgende, die chronostratigraphische Position der Glieder des mittleren Pleistozäns im einzelnen näher bestimmende Argumente präzisiert werden:

1. Zwischen der S-I- und der S-II-Grundmoräne sind im Gebiet der DDR und angrenzender Regionen nach dem derzeitigen Kenntnisstand keine eindeutigen echten Warmzeitbildungen überliefert worden. Beide Moränen repräsentieren damit offensichtlich keine autonomen Kaltzeiten, sondern zwei Stadiale einer Kaltzeit, die durch ein (kühles) Interstadial getrennt sind, in dessen Verlauf der skandinavische Gletscher etwa bis in das Gebiet der südlichen Ostsee zurücktaute.
 2. Zwischen den Bildungen der palynologisch begründeten Uecker- und der Rügen-Warmzeit des Saale-Komplexes ist bisher keine Moräne nachweisbar.
 3. Auch aus den Gebieten der nordischen Vereisung außerhalb der DDR (VR Polen, CSSR, UdSSR, BRD) liegen bisher keinerlei Anzeichen einer Untergliederung des saalekaltzeitlichen Moränen-Komplexes durch Ablagerungen von zwei zeitlich verschiedenen, voll entwickelten Warmzeiten vor, die durch eine deutlich ausgeprägte längere Kaltzeit getrennt sind (LINDNER 1984; MOJSKI 1982; MACOUN 1981; VELIČKO, FAUSTOVA 1981; VELIČKO u. a. 1983; NIKIFOROVA u. a. 1987; STREMMER 1982; KLOSTERMANN 1985).
 4. Die Kurve der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation weist zwischen den SIS 11 (Holstein) und 5e (Eem) mit den Stufen 10, 8, 6 drei Maxima (Kaltzeiten) und mit den Stufen 9 und 7 zwei Minima (Warmzeiten) auf. Das Minimum der SIS 7 ist durch einen schwachen Nebengipfel (Maximum 2. Ordnung) mit einer etwa halb so großen Amplitude wie die der SIS 8 und 9 geteilt (z. B. Tiefseekerne V28-238, E49-18, RC14-37, V19-240, RC11-120, K708-7, Abb. 26).
 5. Dieser Folge von zwei durch eine nicht sehr ausgeprägte Depression getrennten Klimaoptima entspricht zeitlich eine Sequenz von zwei Parabraunerden C1a und C2a mit einem zwischen-geschalteten, nur wenige m mächtigen LÖB im Profil von Červeny Kopec (KUKLA 1977, WIEGANK 1987).
 6. Mit dieser Entwicklung stimmt auch der durch die Floren-Sukzessionen von Philippi, Griechenland (VAN DER HAMMEN u. a. 1971) und vom Hochland von Bogotá (VAN DER HAMMEN u. a. 1971; HOOGHIEMSTRA 1984) abgebildete Klimagang der vorletzten Warmzeit mit zwei deutlichen Klimaoptima sehr gut überein (Abb. 26).
- Diese im Rahmen des derzeitigen Kenntnisstandes weitgehende Kongruenz der paläoklimatischen Indikationen 1. und 2. Ordnung der marinen und kontinentalen Fazies berechtigt daher, die Besonder-

heiten der paläoklimatischen Charakteristika der SISK für die Präzisierung der Einstufung bzw. Datierung solcher Abfolgen heranzuziehen, deren stratigraphische Position aufgrund unzureichender herkömmlicher stratigraphischer Kriterien allein noch strittig ist.

Nach der Gesamtheit der hier angeführten Befunde und Argumente zur Stratigraphie und Entwicklung des mittleren Pleistozäns, die eine weitgehende Übereinstimmung der aus der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation, den Löß-Boden-Folgen und den Pollenfloren-Sukzessionen ableitbaren Klimaschwankungen erkennen lassen, dürfte die Klimageschichte des mittleren Pleistozäns in Mitteleuropa mit hoher Wahrscheinlichkeit wie folgt abgelaufen sein:

1. In Analogie zur Abbildung der Klimaschwankungen auf den Kontinenten durch den Kurvenverlauf der SIS 5 - 1 dürfte die eigentliche Holstein-Warmzeit nur etwa das zweite Fünftel der SIS 11 (421 - 341 Ka) umfassen und damit maximal nicht länger als etwa 15 ka gedauert haben. Darüber hinaus lassen Variationen höherer Ordnung der SIS 11 eine Folge von 2 - 3 Stadien und Interstadialen vor bzw. nach der eigentlichen Holstein-Warmzeit erwarten.
2. Während der nach der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve nur etwa 7 ka dauernden Fühne-Kaltzeit (SIS 10, 341 - 334 ka), für die bisher im Gebiet keine Moräne nachgewiesen werden konnte, hat sich offensichtlich nur ein kleinerer Gletscher in Skandinavien bilden können, der das Gebiet der DDR nicht erreichte, jedoch bis in das Territorium der VR Polen vordrang (vgl. 7.2.6.; LINDNER 1984).
3. Die eigentliche Dömnitz-Warmzeit hat nach der Morphologie der Kurve der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation wie die Holstein-Warmzeit eine Dauer von nicht mehr als 15 ka gehabt und entspricht nur dem ältesten Abschnitt der SIS 9 (334 - 279 ka). An diesen schlossen sich zwei Stadien und zwei Interstadiale an, die sowohl durch Pollenfloren-Sukzessionen (Philippi, Bogotá) wie durch Bodenbildungen (Červený Kopec, Parabraunerden D2a, D3a) belegt sind.
4. Das Maximum der SIS 8 ist in einigen Tiefseekernen (E49-18, RC14-37, V18-240) durch eine schwache Depression in einen Doppelgipfel geteilt, mit dem die Folge der saalekaltzeitlichen Moränen SI und SII korrespondiert.
5. Uecker- und Rügen-Warmzeit korrelieren mit den Unterstufen 7c und 7a der SIS 7, die nach den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven mehrerer Tiefseekerne (V28-238, RC 14-37, E49-18) in ihren Amplituden hinter denen der Holstein-, Dömnitz- und Eem-Warmzeit zurückblieben und offenbar auch kürzer als diese waren (<10 ka?). Mit dieser insgesamt schwächeren Ausprägung des Doppelinterglazials der

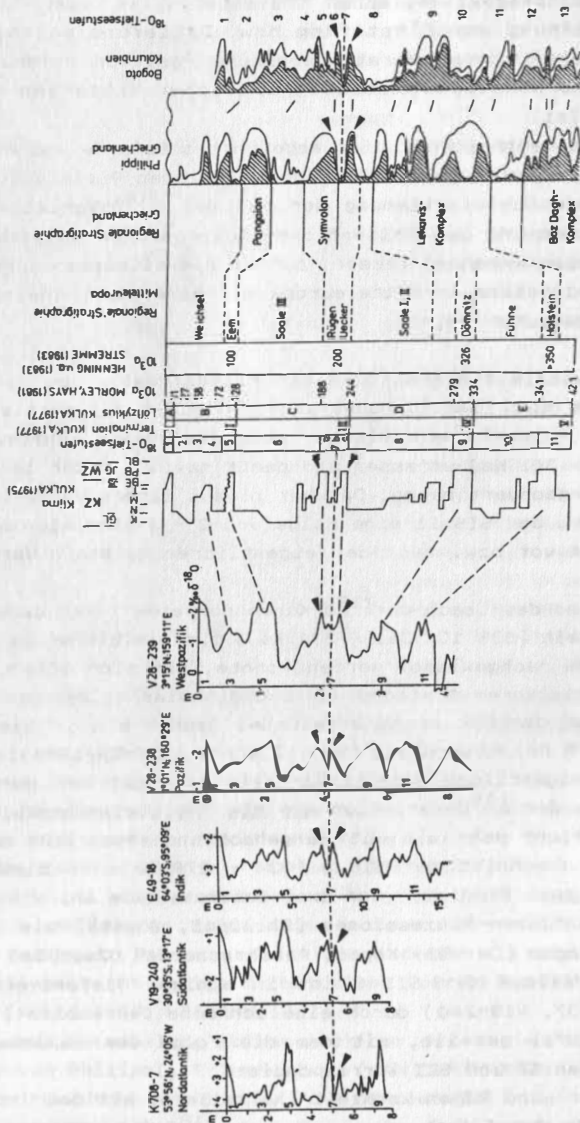


Abb. 26. Korrelation der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von 5 Tiefseekernen mit der Löss-Boden-Folge von Červený Kopec (CSSR) und Pollenfloren von Griechenland (Philippi) und Kolumbien (Bogotá)

SIS 7 steht die nach paläoökologischen Befunden höhere Kontinentalität der Uecker- und Rügen-Warmzeit in Einklang.

6. Die ^{18}O -Kurve der SIS 6 (188 - 128 ka v. h.) läßt nach einer ersten Klimadepression einen Wechsel von 2 Stadialen und 2 Interstadialen erkennen, die auch in den Pollenprofilen von Philippippi und Bogotá sowie in der Lössserie von Červený Kopec (mit den Böden C21 und C2a) abgebildet sind. Das Maximum der SIS 6 ist bis auf eine schwache Einmuldung ungegliedert. Seine Dauer umfaßt ein Drittel bis die Hälfte dieser Stufe, ca. 20 - 30 ka. Der Übergang zur Stufe 5 erfolgt wie im Wechsel zwischen den Stufen 12/11, 10/9 und 8/7 innerhalb weniger Jahrtausende.

7. Vergleichende geochronologische Untersuchungen zur paläoklimatischen Entwicklung im höheren Känozoikum

7.1. Methodische Grundlagen

In den chronostratigraphischen Tabellen 34 - 37 wird die geologische Entwicklung des höheren Känozoikums repräsentativer Regionen der Erde auf der Grundlage biostratigraphischer, klimastratigraphischer, magnetostratigraphischer Merkmale und physikalischer Altersbestimmungen verglichen. Zielstellung dieser Korrelation ist, eine möglichst widerspruchsfreie stratigraphische Einstufung und Datierung der Schichtglieder zu erreichen, um ein möglichst vollständiges Bild über Folge und Intensität der überlieferten paläoökologischen und paläoklimatischen Ereignisse zu erhalten für die Charakterisierung der sie bedingenden Prozesse, ihrer Steuermechanismen und letzten Ursachen.

Grundlage dieser chronostratigraphischen Korrelation ist der Vergleich geochronologischer Merkmale biostratigraphischer, klimastratigraphischer, pedomorphostratigraphischer, morphostratigraphischer, magnetostratigraphischer und isotopenchronologischer regionaler Gliederungen.

7.1.1. Biostratigraphie

Die orthostratigraphische Standardgliederung des höheren Känozoikums basiert auf den marinen Planktonzonen von BLOW (1969) nach Foraminiferen und von MARTINI (1971) nach kalkigem Nannoplankton und folgt in ihrer chronologischen Zuordnung dem Korrelationsschema für das Känozoikum von BERGGREN u. a. (1985). Die paläomagnetische Polaritätszeitskala der letzten 4 Ma fußt auf der Datierung

von MANKINEN, DALRYMPLE (1979), die durch eine Kalibrierung von BERGGREN u. a. (1985) nur geringfügig modifiziert wurde.

Die Biostratigraphie des höheren Känozoikums in kontinentaler Fazies gründet sich zunächst auf die Ereignisse der Säugetier-Evolution (MEIN 1975), die z. T. durch radiometrische Datierungen und magnetostratigraphische Zuordnungen zur PZS chronologisch definiert sind (u. a. die klassischen Großsäugerfundstätten des französischen Zentralmassivs, BOUT 1975). Für eine hochauflösende Zonierung des höheren Känozoikums haben sich in jüngster Zeit die Entwicklungsreihen der Kleinsäuger als besonders geeignet erwiesen. Die Gliederung nach Arvicoliden-Sukzessionen von FEJFAR, HEINRICH (1981, 1983, 1987) basiert auf Art- und Gattungskombinationen von Evolutionsereignissen kontinuierlicher endemischer Entwicklungslinien und Immigrationsphasen. Sie unterteilt das Plio-Pleistozän in 6 Stufen mit 10 Zonenfolgen mit einer mittleren zeitlichen Auflösung von etwa 500 ka.

In kontinentaler Fazies reflektieren Sukzessionen von Pflanzenassoziationen mit Arten unterschiedlicher Temperatur- und Feuchteansprüche zweifellos in bester Näherung die regional (und lokal) wirksamen Klimaschwankungen. Die gegenüber den Säugern weitaus geringere Evolutionsrate der Pflanzen im höheren Känozoikum schließt ihre Nutzung als echte Leitfossilien definierter Stufen oder Zonen orthostratigraphischer Gliederungen etwa wie die der Kleinsäugertaxa jedoch weitgehend aus. Doch bieten Besonderheiten in der Ausbreitungsfolge charakteristischer Arten und in der Zusammensetzung der Assoziationen Möglichkeiten zur Unterscheidung aufeinanderfolgender Klimaschwankungen, besonders der Warmzeiten und Interstadiale. Hierzu ist jedoch die Überlieferung solcherart gekennzeichnete Profilabschnitte Voraussetzung, ein Umstand, der die Identifizierung der meist lückenhaften kontinentalen Abfolgen häufig erschwert oder gar unterbindet. Diese bis in die Gegenwart fortbestehenden Einschränkungen bedingen Kenntnislücken in der Zahl und Folge der pollenfloristisch abgeleiteten und definierten Klimaschwankungen (Warmzeiten) des höheren Känozoikums.

Einen umfassenden kritischen Überblick über mögliche Beiträge und über Ergebnisse der Palynologie zur klimastratigraphischen Gliederung des Pliozäns bis tieferen Altpleistozäns im westlichen, südlichen und mittleren Europa gibt KRUTZSCH (1988). Die pliozänen Floren von Thüringen sind zuletzt von MAI, WALTHER (1988) im Zusammenhang der regionalen süd- und westeuropäischen Florenfolgen unter der Wirkung des Klimawechsels im Pliozän dargestellt worden. Die Untersuchungen verdeutlichen, daß weitere Fortschritte in der Rekonstruktion der klimastratigraphischen Entwicklung nur durch kritische Analysen des gesamten stratigraphisch und paläoökolo-

gisch aussagefähigen Befundmaterials möglich sind.

Annähernd kontinuierliche Vegetationsfolgen innerhalb der letzten etwa 4 Ma sind zumindest abschnittsweise in plio-pleistozänen Ablagerungen der Niederrheinischen Bucht und der Niederlande (MENKE 1975; URBAN 1978; ZAGWIJN 1985) erhalten. Am vollständigsten ist die Vegetationsentwicklung der letzten 3,5 Ma in limnischen Sedimenten des Hochlandes von Bogotá überliefert (VAN DER HAMMEN u. a. 1971; HOOGHIEMSTRA 1984).

Unabhängig von pflanzengeographisch bedingten Unterschieden im Artenbestand weisen die aus den paläoökologischen Variationen dieser Florensuksessionen in den beiden Regionen ableitbaren Klimaschwankungen hinsichtlich ihrer Amplituden und Frequenzen eine bis in die Klimavariationen 2. Ordnung (Interstadiale, Stadiale) reichende, zunächst nicht zu erwartende Übereinstimmung auf.

7.1.2. Isotopen-Geochronologie

Für die Rekonstruktion des Ablaufs des höheren Känozoikums steht wegen der gesteinsabhängig begrenzten Anwendbarkeit radiometrischer Datierungsverfahren bei z. T. hohen Fehlergrenzen (BRUNNACKER u. a. 1983) noch immer eine nur begrenzte Zahl physikalischer Altersbestimmungen zur Verfügung, denen als Zeitgerüst für die Korrelation bio- und klimastratigraphischer Ereignisfolgen und insbesondere für die Eichung anderer geochronologischer Verfahren (TL-Datierung, Biochronologie auf der Grundlage biometrischer Quotienten, Magnetostratigraphie) eine besondere Bedeutung zukommt.

Auf die Gefahr von Fehlinterpretationen bei unkritischer Verwendung physikalischer Altersdaten hat noch einmal KRUTZSCH (1988) hingewiesen. Andererseits steht außer Frage, daß die Vernachlässigung konsistenter, aber nicht in vorgefaßte stratigraphische Konzepte passender Datierungen ebenfalls zu schwerwiegenden Fehlern in der Zeitanalyse führen kann.

Für die Klärung der Folge und Ausprägung von Klimaschwankungen hat die Analyse der temperaturabhängigen Variationen der Verhältnisse der stabilen Sauerstoffisotope $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ eine fundamentale Bedeutung erlangt. (Der höhere Dampfdruck von ^{16}O bedingt die Anreicherung des leichten Isotops im Eis kontinentaler Gletscher und daher in Kaltzeiten eine höhere Konzentration von ^{18}O im Meerwasser, wo die beiden Isotope ihren Verhältnissen entsprechend in die Kalkschalen von Organismen eingebaut werden). Die mittlere Warmzeit-Kaltzeit-Amplitude der $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankung (Abweichung vom $\delta^{18}\text{O}$ -Standard) des Mittelpleistozäns liegt bei etwa 1 ‰ und entspricht der klimabe-

dingten Änderung des Meeresspiegels von ca. 100 m und der Ozean-temperatur um ca. 3 °C (SHACKLETON, OPDYKE 1973).

Die zeitliche Eichung der zuerst von EMILIANI (1955) eingeführten $\delta^{18}\text{O}$ -Stufengliederung auf der Grundlage der paläomagnetischen Polaritätszeitskala durch SHACKLETON, OPDYKE (1973) und EMILIANI, SHACKLETON (1974) schuf die Voraussetzungen dafür, die Sauerstoffisotopenvariation zur Vollgliederung und Datierung der weitgehend klimabeherrschten Entwicklung des höheren Känozoikums zunächst in mariner Fazies nutzen zu können. Hieraus ergaben sich neue Möglichkeiten, die (noch immer hinsichtlich ihrer Zahl und Ausprägung strittigen) regional unterschiedlichen, zumeist lückenhaften kontinentalen Folgen mit der durch die $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse im marinen Milieu dokumentierten globalen Klimaentwicklung auf der Grundlage klimaindikativer und geochronologischer Merkmale zu korrelieren und zu datieren.

Der Kurvenverlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation von Tiefseekernen aus dem äquatorialen Pazifik (V28-238, V29-239) korreliert - zunächst nach der guten Übereinstimmung von Anzahl und Intensität der in kontinentaler und mariner Fazies überlieferten Klimaschwankungen der letzten 150 ka zu urteilen - offenbar in bester Näherung mit den global wirksamen Klimaschwankungen des höheren Känozoikums und bildet, wie der Vergleich mit den auf dem europäischen Kontinent überlieferten Klimaindikationen des gesamten Mittelpleistozäns zeigt, auch die Klimaschwankungen 2. Ordnung (Stadiale, Interstadiale) mit hinreichender Auflösung ab (vgl. 6.2.3., Abb. 28).

Die Numerierung der Sauerstoffisotopenstufen SIS in dieser Untersuchung folgt bis Stufe 23 der Gliederung von SHACKLETON, OPDYKE (1976). Zur Kennzeichnung weiterer Stufen bis zur Basis des Kerns V28-239 wurde die von HOOGHIEMSTRA (1984) gebrauchte Bezifferung übernommen. Darüber hinaus werden vom Autor zur Kennzeichnung der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen des Pliozäns der Nordatlantik-Kerne von Site 552A/7-12 zusätzlich weitere Stufen ausgehalten, die durch Klammerung von den bisher publizierten unterschieden sind (Tab. 34).

Die zeitliche Eichung der Isotopenstufenfolge auf der Basis der paläomagnetischen Polaritätszeitskala ermöglichte die Datierung der SIS mittels der Sedimentationsrate.

In den Zeitraum der Brunhes-Polaritätszone fallen einschließlich des Holozäns 9 Warmzeiten und 8 Kaltzeiten. Die Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze liegt in mariner wie in kontinentaler Fazies im Übergangsbereich von kaltzeitlichen zu warmzeitlichen Klimabedingungen (SIS 20/19, BERGGREN u. a. 1980; Glazial A, VAN MONTFRANS 1971; Löbzyklus J3, KUKLA 1975). Zwischen der Matuyama/Brunhes-Grenze und der Jaramillo/Matuyama-Grenze folgen die SIS 20 - 23, von denen SIS 22 und 23 durch hohe Amplituden gekennzeichnet sind.

Mit der Jaramillo-Polaritätssubzone korrelieren zeitlich SIS 24 mit mäßiger Amplitude und der obere Teil der SIS 25 (mit geteiltem Minimum). Der Zeitabschnitt zwischen der Olduvai/Matuyama- und der Matuyama/Jaramillo-Grenze umspannt die Stufen 25 (älteres Minimum) bis 49, von denen die Stufen 26 - 29, 37 - 40, 44 und 49 deutlicher ausgeprägt erscheinen als die übrigen. Insgesamt ist die Frequenz der Schwankungen in diesem Intervall höher bei geringeren Amplituden. Zur Olduvai-Polaritätssubzone gehören die SIS 50 - 55 (z. T.) mit mäßigen Amplituden. Zwischen der Gauß/Matuyama- und der Matuyama/Olduvai-Grenze mit den SIS 55 (z. T.) bis (70) fallen die Stufen 60, 62, 65, 66 und 68 durch hohe Amplituden auf. Zwischen den SIS 44 - 63 überlappen sich die Kerne V28-239 und 552A/7-12. Obwohl beide Kerne aus unterschiedlichen Ozeanen und Klimaregionen stammen, weisen sie im Überlappungsbereich eine bemerkenswert gute Übereinstimmung in Folge und Intensität der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation auf.

In der Gauß-Polaritätszone sind die Amplituden der Stufen bei teilweise hoher Frequenz allgemein nur schwach ausgeprägt. Mit höheren Amplituden treten die Stufen (72) und der Bereich zwischen Kaena- und Mammoth-Polaritätssubzone (etwa 3,2 - 3,0 Ma) hervor. Auch der Topbereich der Gilbert-Polaritätszone ist durch eine stärkere Schwankung gekennzeichnet. Dieses Verhalten der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation im Kern 552A/7-12 stimmt mit der von Kern V28-179 (SHACKLETON, OPDYKE 1977) aus dem Westpazifik weitgehend überein, so daß eine Abbildung global wirksamer Klimaschwankungen durch die Sauerstoffisotopenvariation auch für die Zeit des unteren Pliozäns und des Miozäns angenommen werden muß.

7.1.3. Lithostratigraphie

Die klassischen lithostratigraphischen Verfahren der Geschiebe-, Schotter- und Schwermineralanalyse liefern in vielen Regionen die für die Rekonstruktion der paläoklimatischen Entwicklung wesentlichsten Indizien und sind insbesondere für die Kennzeichnung glazialer bzw. für die Unterscheidung arider und humider Klimabedingungen von grundlegender Bedeutung.

In kontinentaler Fazies spiegeln Löß-Boden-Folgen, sofern lückenlos und mit hoher Sedimentationsrate abgelagert, die regionalen und globalen Klimaschwankungen (auch höherer Ordnungen) am vollständigsten wider und sind daher für die Korrelation zwischen Bildungen des marinen und des kontinentalen Milieus am besten geeignet. Das von KUKLA (1975, 1977) erarbeitete Schema der Lößstratigraphie Mitteleuropas kann auf der Basis geochronologischer

Stützpunkte, besonders der Magnetostratigraphie, weitgehend widerspruchsfrei mit der Sauerstoffisotopenskala der Tiefsee anhand der paläoklimatischen Indikationen beider Sequenzen sowohl hinsichtlich der Folge als auch der Intensitätsmerkmale korreliert werden. Damit kommt der Lößstratigraphie nicht nur als Grundlage für die interregionale Korrelation pedogenetischer Bildungen, sondern auch für die Rekonstruktion der regional unterschiedlichen Auswirkungen globaler Klimaschwankungen und ihrer Ursachen eine besondere Bedeutung zu (DODONOV, PEN'KOV 1977; LIU TUNG-SHENG 1985).

7.1.4. Morphostratigraphie

Sofern andere Entstehungsbedingungen ausgeschlossen werden können (Tektonik), sind marine und fluviatile Terrassenbildungen wichtige Zeugen von Klimaschwankungen, die Aussagen über Folge und Intensität der Klimaänderungen und ihre Wirkungen auf das Drainage-, Transport- und Sedimentationsregime bzw. auf die Höhe eustatischer Meeresspiegelschwankungen und der sie verursachenden Variationen im Eishaushalt auf den Kontinenten zulassen. Durch Überlagerungen anderer morphogenetisch wirksamer Prozesse (Tektonik, Geoidundulation) kann jedoch die Befundinterpretation erschwert werden, sofern es nicht gelingt, die klimatogene von den anderen morphogenetischen Komponenten zu trennen.

7.1.5. Geochronologische Korrelation regionaler stratigraphischer Gliederungen

Die regionalen stratigraphischen Gliederungen des höheren Känozoikums gründen sich auf lithostratigraphische Einheiten unterschiedlicher Fazies, die durch biostratigraphische, klimastratigraphische, magnetostratigraphische Merkmale oder physikalische Altersbestimmungen chronostratigraphisch gekennzeichnet sind. Auf der Grundlage dieser klimastratigraphisch-geochronologischen Merkmalskomplexe können die regionalen stratigraphischen Gliederungsschemata mit der datierten, die globale Klimaentwicklung in bester Näherung abbildenden marinen Sauerstoffisotopenskala verglichen und die einzelnen Einheiten durch Zuordnung zu den SIS datiert werden.

Die Genauigkeit der Korrelation in der Folge der zyklisch wiederkehrenden paläoklimatischen Merkmale ist dabei naturgemäß stark von der Vollständigkeit ihrer Überlieferung abhängig.

7.2. Europa

7.2.1. Mittelmeergebiet

Im Mittelmeerraum liegen die für die Definition der Tertiär/Quartär-Grenze maßgeblichen Stratotypus-Profile von Santa Maria di Catanzaro, La Castella und Vrica. Der Disput um die Position der Tertiär/Quartär-Grenze kann angesichts der Unschärfen und Widersprüche der für die Grenzziehung zugrunde gelegten Kriterien sowie der Schwierigkeit ihrer Anwendung nur durch Empfehlung oder Festlegung beendet werden. Die Problematik ist inzwischen durch die Möglichkeiten verbesserter biostratigraphischer, magnetostratigraphischer und geochronologischer Kennzeichnung der Ereignisfolgen auch der plio-pleistozänen Übergangsschichten weitgehend entschärft, wenn nicht gegenstandslos geworden.

Nach der Empfehlung der Temporary Commission on the Pliocene-Pleistocene Boundary des 18. Internationalen Geologenkongresses, London 1948, sollte die Pliozän/Pleistozän-Grenze nach folgenden Kriterien festgelegt werden:

- anhand von Änderungen mariner Faunen,
- im klassischen Gebiet der Übergangsschichten in Italien mit Verzahnung mariner Sedimente und ihrer terrestrischen Äquivalente,
- mit Einschluß des marinen Calabriano und des äquivalenten terrestrischen Villafranchiano als basales Glied des unteren Pleistozäns,
- in der Position der ersten Indikation klimatischer Verschlechterung des italienischen Neogens.

Da diese Kriterien in den klassischen Gebieten quartärer Vereisungen des kontinentalen Mittel- und Nordeuropas nicht oder nur unzureichend anwendbar waren, wurde dort überwiegend das Merkmal "erste Indikation klimatischer Verschlechterung" zur Abgrenzung angewandt, so daß in diesen Gebieten das pollenfloristisch leichter zu diagnostizierende Prätegelen als Basisglied des Pleistozäns betrachtet wurde, woran auch heute noch vielfach in den unterschiedlichsten regionalen Gliederungen auch aus Gründen der Tradition, der Zweckmäßigkeit und Logik festgehalten wird. Die Anwendung anderer klimastratigraphisch interpretierbarer Kriterien, wie das erste Auftreten der E-L-E-Gruppe des Villafranchium in Perrier-Etouaires (HAUG 1911) oder das Erlöschen von Elementen der Tertiärflora (Tiberian limit mit Ausbleiben von Taxodium, Sciadopytis, Nyssa u. a.), die als zeitgleich mit dem ersten Erscheinen nordischer Immigranten im Mittelmeer als Zeichen der ersten globa-

len Klimadepression interpretiert wurden, bedingten weitere Verwirrungen bei der Suche nach einer akzeptablen Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän in Südeuropa und ihrer Korrelation mit den Grenzschichten in Mittel- und Nordeuropa. Die Problematik der Grenzziehung wird von ZAGWIJN (1974), NAKAGAWA (1977, 1981), HAQ, BERGGREN, VAN COUVERING (1977), SELLI u. a. (1977), ARIAS u. a. (1982, 1983), WIEGANK (1982) erörtert und wurde auf dem 11. INQUA-Kongreß, Moskau 1982 noch einmal kontrovers diskutiert (ARIAS u. a. 1982; NAKAGAWA 1982; ŠANCER u. a. 1982).

Zur Festlegung einer streng definierten Pliozän/Pleistozän-Grenze war auf dem 5. INQUA-Kongreß, Madrid 1957, die "Subcommission I-D on the Pliocene-Pleistocene Boundary" gebildet worden, die später auch als Working Group on the Pliocene-Pleistocene Boundary (früher Neogene-Quaternary Boundary) der International Commission on Stratigraphy ICS der IUGS tätig wurde. Ihr Ziel war zunächst die Erarbeitung von Kriterien für eine eindeutige Grenzziehung.

Auf dem 8. INQUA-Kongreß, Paris 1969, wurde das Profil Le Castella in Calabrien als Typusprofil vorgeschlagen, das jedoch die Grenzkriterien nicht erfüllt. Im Rahmen des IGCP wurde 1974 das Projekt 41 "Neogene-Quaternary Boundary" begonnen, in dessen Verlauf auf mehreren Feldkonferenzen und Symposien die kontinentalen Folgen der plio-pleistozänen Grenzschichten analysiert und verglichen wurden. Im Ergebnis der Untersuchungen der genannten Arbeitsgruppen und Kommissionen wurden die Kriterien zur Festlegung der Neogen/Quartär-Grenze präzisiert und anlässlich des 11. INQUA-Kongresses, Moskau 1982, das Profil Vrica als Typusprofil und das Niveau des ersten Erscheinens nordischer Immigranten als Stratotyp vorgeschlagen. Nach Einbeziehung lithostratigraphischer Kriterien in die Definition wurde der Vorschlag von der ICS Subcommission on Quaternary Stratigraphy (Commission on Stratigraphy of INQUA) akzeptiert und auf dem 27. IGC, Moskau 1984, durch die IUGS ratifiziert (AGUIRRE, PASINI 1985; BASSETT 1985). Die Pliozän/Pleistozän-Grenze ist danach wie folgt definiert:

"The boundary stratotype for the base of the Pleistocene Series is within subsection B of the Vrica Section, approximately 4 km south of Crotona in the Marchesato Peninsula, Calabria, southern Italy. The marker point for the base is at the base of the claystone conformably overlying the sapropelic marker bed e in the section. The boundary lies between the Last Appearance Datums of *Discoaster brouweri* (below) and the Last Appearance Datums of *Globigerinoides obliquus extremus* und *Cyclococcolithus macintyreii* and First Appearance Datums of *Gephyrocapsa oceanica* and *Globigerinoides tenellus* (above); these taxa are distinctive nannoplancton and foraminifera of widespread distribution. It also lies between the top of the

Olduvai normal polarity zone and a zone with dominantly left-coiled specimens of the foraminifer *Neoglobobulimina pachyderma*. The boundary is some 3 - 6 metres (representing a period of 10,000 - 20,000 years) above the top of the Olduvai normal polarity subchron. The base of the Pleistocene Series automatically defines the top of the underlying Pliocene Series. ICS approved the definition by 20 votes in favour, 1 against, and 4 abstentions" (BASSETT 1985).

Eine Abkühlung des Meerwassers als Ergebnis einer markanten Klimadepression signalisieren die linksgewundenen Kaltwasserformen von *Neoglobobulimina pachyderma* und *Cytheropteron testudo*, die beide etwa 8 - 10 m über der Grenze und 12 - 15 m über dem Top der Olduvai-Polaritätssubzone einsetzen. In den Niederlanden beginnt die Klimadepression des Eburons noch während der obersten Olduvai-Polaritätssubzone. Hieraus folgt, daß die Initialphase des Eburons (Äquivalente der SIS 50, 48, 46) offenbar noch nicht bis in das Mittelmeergebiet hineingewirkt hat. Erst während der ausgeprägten SIS 44 wurden Bedingungen erreicht, die das Einwandern der borealen Arten in das Mittelmeer ermöglichten.

Die im Profil von Vrica dokumentierte paläoökologisch-paläoklimatische Entwicklung ist danach zunächst nur für das Mittelmeergebiet repräsentativ und nicht direkt mit der paläoklimatischen Ereignisfolge in Mitteleuropa zu vergleichen. Hieraus ergeben sich erneut Diskrepanzen in der überregionalen Korrelation des Beginns des Quartärs. Es erscheint wenig logisch, wenn die Basis des sich in erster Linie auf klimastratigraphische Kriterien gründenden Korrelationssystems des Quartärs in den klimatisch hochsensitiven mittleren Breiten nicht an den Anfang, sondern in die Mitte einer Kaltzeit gelegt wird!

Wegen des nach Ansicht des Autors weiterhin strittigen Wertes der empfohlenen Grenzziehung zwischen Neogen und Quartär einerseits (vgl. hierzu auch CEPEK, JÄGER 1988) und der Bedeutung, die der Abgrenzung der beiden Systeme nicht zuletzt aus praktischen, aber auch erkenntnistheoretischen Gründen zuzumessen ist, wird im vorliegenden Schema die Fixierung dieser Grenze offengelassen. Sie wäre nach Auffassung des Autors dort zu ziehen, wo die bedeutendsten und stärksten Änderungen in der globalen geologischen, paläoklimatischen und paläoökologischen Entwicklung (einschließlich der Evolution) stattgefunden haben.

Die geologische Entwicklung der letzten 3,5 Ma wird im Mittelmeergebiet durch die Überlagerung unterschiedlicher endogener und exogen gesteuerter Prozesse charakterisiert. Die früher gliederungsbestimmenden marinen Transgressionsphasen sind, da das Calabrisano ein jüngeres Synonym für das Siciliano ist, revidiert wor-

den (RUGGIERI, SPROVIERI 1977; RIO u. a. 1982). Das Calabriano ist durch das Selinuntiano ersetzt worden, das aus Santerno und Emiliano besteht. Diese Unterstufen sind durch erste Vorkommen der borealen Immigranten *Arctica islandica* bzw. *Hyalinea baltica* gekennzeichnet. Im hangenden Siciliano setzt *Globorotlia truncatulinoides* ein. Basis des Selinuntiano ist die Neogen/Quartär-Grenze, wie in Vrica nunmehr festgelegt.

Die kontinentale Entwicklung auf der Apenninen-Halbinsel ist durch eine Folge von Floren- und Säugetierassoziationen sowie Erosionsphasen gekennzeichnet. Die Ereignisfolgen sind anhand radiometrischer Daten, magneto- und biostratigraphischer Merkmale zeitlich näher fixierbar und können zumindest annähernd mit der SISK konnektiert werden.

Pollenfloristische Entwicklung

Anhand der Pollenfloren-Sukzessionen lassen sich im kontinentalen nordwestlichen Mediterrangebiet (Golf von Lyon) nach SUC (1984) 6 Pollenzonen unterscheiden, die einen Wandel von feuchtwarm-gemäßigten Klimabedingungen bis zur Herausbildung des rezenten sommertrockenen Mittelmeerklimas widerspiegeln:

Pollenzone P I

mit den Subzonen P Ia-c; etwa der *G. margaritae*-Zone s. l. entsprechend; unteres Pliozän, Tabianium, 5 - 3,2 Ma v. h.

Dichte Waldvegetation mit einer Küsten-Assoziation von vorherrschenden Taxodiaceae, *Myrica*, *Symplocos*, *Nyssa* und einer binnenländischen Assoziation mit *Engelhardia*, *Carya*, *Rhoiptelea*, *Hammamelis*, *Embolanthera*. Diese Vegetation ist mit den immergrünen sclerophyllen Laubwäldern Chinas vergleichbar. Das Klima war während der Zonen Ia und Ic feuchtwarm mit ganzjährigen Niederschlägen, während der Zone Ib weniger humid.

Pollenzone P II

etwa mit dem unteren und mittleren Piacentium übereinstimmend, 3,2 bis 2,3 Ma v. h.

Rascher Übergang von geschlossener Waldvegetation zu komplexen offenen Gesellschaften um 3,2 Ma v. h. Die immergrünen Küstenwälder werden stark reduziert und mit ihnen insbesondere die Taxodiaceen; *Quercus* und *Alnus* dominieren. Der Anteil der Xerophyten des heutigen östlichen Mittelmeergebietes nimmt zu (*Phylliera*, *Olea*, *Cistus*, *Quercus-ilex*-Typ, *Pistacia*). Während dieser Zeit verschwinden einige subtropische planktische Foraminiferen (*G. margaritae*, *G. puncticulata*, *Sphaeroidinellopsis*). Das Klima ist durch zunehmende jahreszeitliche Rhythmizität gekennzeichnet. Etwa ab

2,8 Ma v. h. ist mit der Einstellung ausgeprägter Sommer-Trockenzeiten zu rechnen.

Pollenzone P III

etwa Prätégelen bis Tegelen B, 2,3 - 2,0 Ma v. h.

In diesem relativ kurzen Zeitabschnitt steigt der Anteil des Pollens von Steppengesellschaften (*Artemisia*, *Ephedra*, *Compositae*, *Caryophyllaceae*, *Amaranthaceae*, *Chenopodiaceae*, *Erodium*) bei Rückgang des Baumpollens außer *Pinus*. Die Assoziationen repräsentieren ein trocken-gemäßigtes Klima.

Pollenzone P IV - Pl I

etwa Tegelen C, 2,0 - 1,7 Ma v. h.

Ausbreitung von Waldgesellschaften mit *Quercus*, *Carya*, *Carpinus*, *Ulmus*, *Zelkova* sowie *Acer*, *Pterocarya*, *Parrotia* in zonaler und vertikaler niederschlags- und temperaturabhängiger Folge:

<i>Olea-Ceratonia</i> -Assoziation	warm-mediterran
<i>Phylliera-Quercus-ilex</i> -Assoziation	meso-mediterran
Eichenmischwald mit <i>C. orientalis</i>	humid- o. supra-mediterran
Gebirgswälder	

Die Assoziationen repräsentieren wieder ein insgesamt feuchteres und wärmeres Klima.

Pollenzone Pl II

etwa Eburon, 1,7 - 1,4 Ma v. h.

Mit Elementen mediterraner Steppen, trockener und kühler als Pl I und Pl III.

Pollenzone Pl III

etwa Waal, 1,4 - 1,1 Ma v. h.

evtl. wärmer als P IV - Pl I.

Nach diesen Befunden erfolgt im nordwestlichen Mittelmeerraum etwa mit der Pollenzone P II um 3,2 Ma v. h. der Übergang vom stabilen feuchtwarm-subtropischen Klima (mit schwächeren Temperaturfluktuationen) des unteren Pliozäns (*Zanclium/Tabianium*) zu ausgeprägt rhythmischen Klimaschwankungen mit Wechsel zwischen kühl-trockenem Steppenlima und feuchtwarm-gemäßigten Klimabedingungen. Der erste deutliche Zyklus setzt mit ausgeprägter Temperaturdepression und Anstieg der Aridität etwa um 2,3 Ma v. h. ein. Diese Umstellung des Klimaregimes im Mittelmeerraum korreliert zeitlich mit der strengen Klimadepression des Prätégelen in West-

und Mitteleuropa, und die Daten 3,2 und 2,3 Ma v. h. koinzidieren mit globalen klimatischen Ereignissen, die in der SISK im marinen Milieu sowie durch andere klimaindikative Kennzeichen auf den Kontinenten nach den vorliegenden Befunden in wohl allen Regionen abgebildet werden.

Mit den Klimaschwankungen geht eine rasche Entwicklung der Säugerfaunen im Mittelmeergebiet einher, die nach AZZAROLI (1977, 1983) durch die Abfolge der Fossilgesellschaften der Triversa-, Montopoli-, Olivola-, Tasso-, Imola-Farneta-, Galeria-, Ranussio- und Maspeno-Fauna widergespiegelt wird. Diese Sukzessionen sind nach AZZAROLI (1983) neben autochthoner Evolution das Ergebnis von "dispersal events" im Sinne von REPENNING (1976): Kurzer Perioden rascher interkontinentaler Migration, die zur Durchdringung bis zur Verdrängung bodenständiger Faunen führten.

Die Triversa-Waldfauna mit *Mimomys gracilis*, *Dicerorhinus jeanvireti*, *Tapirus arvernensis*, *Zygodon borsoni* repräsentiert das in Italien älteste Villafranchium, dessen Basis nach radiometrischen Daten von Vialette nach THOUVENY, BONIFAY (1984) zwischen 3,4 - 3,15 Ma v. h. anzusetzen ist. Die Triversa-Fauna korreliert mit der Pollenzone P I von SUC (1984).

In der Montopoli-Fauna fehlen mit *Zygodon borsoni*, *Tapirus arvernensis*, *Sus minor*, *Ursus minimus* wesentliche Vertreter der oberpliozänen Waldfauna. Sie enthält dafür mit *Equus cf. leuconensis*, *Archidiskodon gromovi* und *Gazella borbonica* Formen der Savanne, die als Immigranten aus dem nordamerikanischen bzw. asiatischen Raum zuwanderten. Das Erscheinen von *Equus* wird von LINDSAY u. a. (1979) auf ca. 2,6 Ma v. h. datiert, doch ist ein höheres Alter nicht auszuschließen. *Archidiskodon gromovi* ist bereits in den brackisch-marinen Schichten unterhalb der Montopoli-Fauna enthalten. Nach Ausweis der Kleinsäuger ist die Montopoli-Fauna mit der *Mimomys-polonicus*-Stufe zu korrelieren, die auf etwa 2,9 - 2,4 Ma v. h. zu datieren ist und etwa dem mittleren und oberen Teil der Pollenzone P II von SUC (1984) entspricht.

Die Olivola-Fauna besteht zumeist aus höherentwickelten Elementen der Montopoli-Fauna (*Archidiskodon m. meridionalis*) zu der sich mit *Canis etruscus*, *Leptobos etruscus*, *Sus strozzi*, *Pachycrocuta brevirostris* erneut asiatische Immigranten gesellen. Die Vergleichbarkeit mit der Fauna von Chiljac (etwa 1,8 Ma v. h.) datiert die Olivola-Fauna auf etwa 1,7 Ma, d. h. in den Grenzbereich zwischen Tegelen und Eburon.

Die Tasso-Fauna, die wiederum einen höheren Anteil an Immigranten enthält (*Canis arvernensis*, *C. falconeri*, *Hippopotamus antiquus*, *Leptobos vallisarni*), wird zeitlich mit dem niederländischen Eburon verglichen.

Die Farneta-Fauna mit *Archidiskodon meridionalis*, *Leptobos vallisarni*, *Hippopotamus antiquus*, *Equus stenorhinus*, *E. stehlini* stellt nach AZZAROLI (1983) die Endphase der Villafranchium-Faunenentwicklung dar.

Ein weiteres, auf etwa 1,0 - 0,9 Ma v. h. zu datierendes Dispersionsereignis ist nach AZZAROLI (1983) durch eine umfassende Erneuerung der Faunenelemente charakterisiert, die sich im Erscheinen veränderter Adaptionstypen mit größeren Körpermaßen äußert (besonders bei Bovidae, Cervidae, Ursidae). Diese neue Galeria-Fauna (AMBROSETTI u. a. 1972) entspricht etwa dem oberen Biharium. Zu ihr gehören neben den Cerviden *Megaceros (Megaceroidea) verticornis*, *M. solilhacus*, *M. savini*, *Cervus elaphus acoronatus*, *C. elaphoides*, *Cervalces latifrons* noch *Bison schoetensacki*, *Equus suessenbornensis*, *E. altidens* und *Ursus deningeri*. Späte Galeria-Faunen werden auf etwa 0,37 Ma v. h. datiert (BIDITTO u. a. 1979). Von Bedeutung für paläoökologische Rekonstruktionen wie für stratigraphische Korrelationen ist die Untergliederung des mediterranen Plio-Pleistozäns durch Intervalle erhöhter Erosion, die offenbar mit Kaltzeiten zusammenfallen. Die Aquatraversa-Erosionsphase zwischen der Periode der Montopoli- und der Olivola-Fauna kann mit dem Prätogelien, die Aulla-Phase mit dem Eburon, die Cassio-Phase mit dem Menap, die Flaminio-Phase mit den Kaltzeiten der SIS 22 und 20 korreliert werden. Die Nomentano- und die Ostia-Phase werden mit Elster- und Saale-Kaltzeit verglichen.

7.2.2. Niederlande

Die pollenanalytisch definierten kontinentalen lithostratigraphischen Einheiten der Niederlande und ihrer Nachbargebiete, die sich in Teilbereichen mit marinen Ablagerungen verzahnen, bilden wegen ihrer Lückenarmut und hohen Überlieferungsdichte paläoökologisch-paläoklimatischer Ereignisse auch heute noch die stratigraphische Grundlage für die Gliederung des höheren Känozoikums West- und Mitteleuropas. Jedoch erst die geochronologische Eichung dieser Folgen mit Hilfe der paläomagnetischen Polaritätszeitskala durch VAN MONTFRANS (1971) schuf die Voraussetzungen für interregionale Korrelationen. Durch die Definition der Bavelien-Folge (ZAGWIJN, DE JDNG 1983/1984) wurde die Zahl der bisher unterscheidbaren Warmzeit-Kaltzeit-Schwankungen der westeuropäischen kontinentalen Fazies noch mehr der vollständig überlieferten marinen Sequenz angenähert.

Die pliozänen Reuvertone der Niederlande sind durchweg normal polarisiert und mit der höheren Gauß-Polaritätszone zu paralleli-

sieren. Die zunächst noch unsichere Position der Reuver/Prätegelen-Grenze ist durch Nachweis inverser Polarität im Topbereich der Reuver-C-Ablagerungen der Niederrheinischen Bucht einerseits (BOENIGK u. a. 1979) und durch ein extremes Maximum der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation in den Kernen 552A/7-12 vom Rockall-Plateau und V28-179 aus dem Pazifik mit einem übereinstimmenden Alter von etwa 2,4 Ma präzisiert worden.

Die Grenze Prätegelen/Tegelen wird von ZAGWIJN (1974, 1985) wenig unterhalb der Reunion-I-Polaritätssubzone gezogen. Nach VAN MONTFRANS (1971) und den Darstellungen von ZAGWIJN (1974, 1985) sind Tegelen A, C3, C5-6 normal polarisiert und werden mit der unteren und oberen Reunion- bzw. mit der Olduvai-Polaritätssubzone korreliert. Mit dieser Einstufung steht die Koinzidenz der kaltzeitlichen Tegelen-B-Pollenzone mit der Klimadepression der Stufen 60 bis 62 in den Kernen V28-239 und 552A/7-12 in Einklang. Tegelen C4c und Tegelen C4b sind ebenfalls normal polarisiert und könnten evtl. noch der Reunion-II-Polaritätssubzone zugeordnet werden. Dann würde, wenn man von der Koinzidenz der Klimaschwankungen maximaler Amplituden im kontinentalen und marinen Milieu ausgeht, das einer Kaltzeit entsprechende Tegelen C4c, das nach ZAGWIJN (1974) im inversen Bereich zwischen der Reunion-II- und der Basis der Olduvai-Polaritätssubzone liegt, mit der Klimadepression der SIS 56 korrelieren. ZAGWIJN (1985) stellt diese Klimadepression an die Basis der Olduvai-Polaritätssubzone, d. h. ebenfalls etwa in das Niveau der SIS 56.

Wenn auch die Korrelation zwischen der Folge der Klimaschwankungen des Tegelen und der SISK noch keineswegs als gesichert betrachtet werden kann und weiterer spezieller chronostratigraphischer Untersuchungen bedarf, kommt den angenommenen zeitlichen Zusammenhängen zwischen beiden Ereignisseries aufgrund der angewandten Korrelationskriterien doch bereits eine hohe Wahrscheinlichkeit zu.

Die Grenze Tegelen/Eburon liegt nach VAN MONTFRANS (1971) im Topbereich der Olduvai-Polaritätssubzone und fällt offenbar mit dem markanten Wechsel des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses zwischen den SIS 51/50 zusammen. Anders als von ZAGWIJN (1985) dargestellt, erfolgt im marinen Milieu der Klimaumschwung allen Anzeichen nach in wenigen Jahrtausenden. Nach den Befunden der Pollenanalyse ist der Bereich zwischen dem Top der Olduvai-Polaritätssubzone und der Basis der Jaramillo-Polaritätssubzone nach pollenfloristisch-lithofaziellen Kriterien durch die klimastratigraphische Sequenz Eburon bis Menap gegliedert, der insgesamt 11 Klimaschwankungen entsprechen (5 im Eburon oberhalb des Tops der Olduvai-Polaritätssubzone, je 3 im Waal und Menap). Dieser Folge stehen in mariner Fazies die SIS 26 bis 49 gegenüber, deren Amplituden im Vergleich zur Tegelen-Se-

quenz s. l. und den mittel- und jungpleistozänen Klimaschwankungen um etwa 25 - 30 % geringer sind. Im Niveau des Eburons zeichnen sich die SIS 50, 48, 44, und 40, im Niveau des Waals die SIS 39, 37, 29 und im Niveau des Menaps die SIS 28 und 26 durch höhere Amplituden aus. Hieraus lassen sich die in Tab. 9 dargestellten zeitlichen Beziehungen zwischen den kontinentalen und marinen klimastratigraphischen Reihen herleiten.

Tab. 9. Korrelation der kontinentalen Folge Eburon bis Menap mit der Sauerstoffisotopenskala

<u>Niederlande</u>	<u>SIS</u>	
Menap	28 - 26	
Waal C	29	
Waal B	34 - 30	
Waal A	39 - 35	
Eburon VII	40	
VI	43 - 41	
V	44	
IV	47 - 45	
III	48	
II	49	Matuyama
I	50	Olduvai

Der Zeitraum zwischen der Basis der Jaramillo-Polaritätssubzone und der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze wird von dem aus zwei Klimazyklen bestehenden Bavelium (Bavel-Interglazial, Linge-Glazial, Leerdam-Interglazial, Dorst-Glazial nach ZAGWIJN, DE JONG 1983/1984) und dem Cromer-I-Interglazial eingenommen. Die Basis des Bavel ist invers polarisiert und liegt mithin noch unterhalb der Matuyama/Jaramillo-Polaritätsgrenze. Anhand der drei magnetostratigraphischen Leithorizonte Unter- und Obergrenze der Jaramillo-Polaritätssubzone und Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze kann die Folge dieser fünf klimastratigraphischen Einheiten widerspruchsfrei in übereinstimmender Reihen- und Intensitätsfolge mit den SIS 25 - 21 parallelisiert werden. Besonders bemerkenswert ist die Übereinstimmung in den Intensitäten der Kaltzeiten: Gegenüber dem Linge-Glazial mit *Juniperus* war das Dorst-Glazial mit reinen Kräuter-Gräser-Gesellschaften offenbar kälter und trockener. Dementsprechend besitzt die SIS 22 eine im Verhältnis zur SIS 24 bedeutend höhere Amplitude.

Die Matuyama/Brunhes-Grenze liegt im Glazial A des aus vier Warm- und drei Kaltzeiten bestehenden Cromer-Komplexes der niederländischen Gliederung. Das Holstein wird nicht wie in Mitteleuropa als

komplexe Warmzeit-Kaltzeit-Warmzeitfolge aufgefaßt. Die Saale-Kaltzeit wird durch das Hoogeven- und das Bantega-Interstadial untergliedert, von denen das Hoogeven-Interstadial nach seiner Vegetationsabfolge einem echten Interglazial sehr nahekommt. ZAGWIJN (1986) verbindet das Hoogeven-Interstadial mit der Wacken-Dömnitz-Warmzeit und diskutiert Korrelationsvarianten mit der SISK.

Danach sei eine Konnektierung zwischen der Holstein-Warmzeit und der SIS 11 unwahrscheinlich, da das Cromer-Interglazial IV zeitlich zwischen einer radiometrischen Datierung der Basis der lithostratigraphischen Urk-Formation mit 400 ka (EVERNDEN u. a. 1957, FRECHEN, LIPPOLT 1965) und der Elster-Kaltzeit einzustufen sei, wofür nur die SIS 11 in Frage käme. Eine klare Entscheidung für eine Korrelation zwischen der Holstein-Warmzeit und der SIS 9 oder 7 sei jedoch wegen des Fehlens eindeutiger chronostratigraphischer Argumente derzeit nicht zu fällen. Physikalische Datierungen und neuere klimastratigraphische Befunde aus dem Nordwesten der BRD und der Wetterau (STREMME u. a. 1986; LIPPOLT u. a. 1986) sprechen jedoch trotz anderer z. T. erheblich jüngerer Altersbestimmungen der Holstein-Warmzeit (KATZENBERGER, HAUSMANN 1986) bei Berücksichtigung aller chronostratigraphischen Befunde für deren Korrelation mit der SIS 11 (vgl. 6.2.3.). Nach der vorliegenden klima- und chronostratigraphischen Information läßt sich die Folge des niederländischen Plio-Pleistozäns, abgesehen von noch bestehenden Unsicherheiten in der Einstufung des Holstein-Interglazials und des Saale-Glazials sowie des Fehlens präzisierender Kriterien zur Chronologie des Tegelen TA - TC4c, generell mit der globalen klimaindikativen SISK in Übereinstimmung bringen.

7.2.3. Britische Inseln

Die Korrelation der Ablagerungen des obersten Pliozäns und des älteren Pleistozäns der Britischen Inseln mit denen des Kontinentes kann bisher nur begrenzt als gesichert gelten. Die lithostratigraphisch-pollenfloristisch definierte Folge im Liegenden des Cromerian s. str. enthält Lücken und ist wegen ökologisch-biogeographisch bedingter Unterschiede anhand der Pollenflora allein mit den Festlandserien nicht eindeutig korrelierbar. Engere Zusammenhänge bestehen offenbar zwischen dem Ludhamian und einem Teil des Tegelen.

Nach Einbeziehung stratigraphisch schärfer definierter Kleinsäugertaxa durch MAYHEW, STUART (1986) konnte die Korrelation mit dem festländischen Plio-Pleistozän anhand der Verbreitung von *Mimomys pliocaenicus* präzisiert werden. Die ausgehaltene *Mimomys*-Superzone

entspricht etwa dem Villanyium von FEJFAR, HEINRICH (1981, 1987) und umfaßt mit drei Faunengruppen die Folge Pastonian bis Antian. Die Pastonian-Präpastonian-Gruppe reicht danach vom Tegelen C5 bis ins Eburon hinein. Die Bramertonian-Gruppe korreliert mit dem Tegeln A. Das Baventium mit Sachzeugen einer ausgeprägten Kaltzeit ist dem oberen Prätegelen gleichzustellen, und das Antian könnte dann mit der Meinweg-Fortuna-Warmzeit parallelisiert werden. Das Thurnian als erste deutliche Kaltzeit des Plio-Pleistozäns der Britischen Inseln müßte danach mit dem unteren Prätegelen zeitgleich sein. Offen bleibt zunächst die Frage nach den britischen Äquivalenten des kontinentalen älteren und mittleren Quartärs vom oberen Eburon bis zum Cromer der niederländischen Gliederung.

7.2.4. Nördliches Frankreich

Im Lößgebiet Nordfrankreichs - von der Bretagne bis Flandern - ist die geologisch-paläoklimatisch-paläoökologische Entwicklung des Plio-Pleistozäns durch die Verzahnung äolischer, fluviatiler und mariner Ablagerungen, durch Terrassen- und Bodenbildungen mit reicher Ausstattung an Fossilien und Artefakten mit hoher zeitlicher Auflösung überliefert. Das wiedergegebene Korrelationsschema folgt der Gliederung der französischen Arbeitsgruppe des Projektes 73/1/24 des IGCP (LAUTRIDOU u. a. 1981, 1983), die sich an die niederländische Quartärstratigraphie anlehnt.

Der plio-pleistozäne Übergangsbereich und das ältere Pleistozän werden durch die fluvio-lakustrische Folge von La Londe mit den Pedokomplexen XI - VIII, das mittlere Pleistozän bis zum Cromer s. l. einschließlich durch die auf den Mittelterrassen der nordfranzösischen Flüsse lagernden LÖB-Boden-Folge von Mesnil Esnard mit den Pedokomplexen V - VI und von Bosc Hue mit dem Pedokomplex VII repräsentiert.

Eine chronostratigraphische Einstufung und die überregionale Korrelation der Sequenz ist mittels des magnetostratigraphischen Zeitrasters möglich: Pedokomplex VIII liegt innerhalb der Olduvai-Polaritätssubzone, Pedokomplex VII zwischen der Jaramillo-Polaritätssubzone und der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze. Hieraus folgt eine zeitlich-paläoklimatische Zuordnung des Pedokomplexes VIII zum Tegelen C5-6 (SIS 55 - 51) und des Pedokomplexes VII zum oberen Teil des Bavelien und dem Cromer I der niederländischen Gliederung (SIS 23 - 19). Pedokomplex IX müßte dann mit dem Tegelen A, Pedokomplex X mit der Fortuna-Meinweg-Warmzeit korrelieren, und Pedokomplex XI würde danach schon zum Grenzgebiet Prätegelen/Reuver, wahrscheinlich zum Reuver C gehören. Das Cromer

s. 1. wird durch die Pedokomplexe VII - V vertreten.

In den Mittel- und Niederterrassen der Seine bei Tourville (nahe Rouen) und im Lößkomplex von Saint-Pierre-les-Elbeuf ist die nachfolgende paläoklimatische Entwicklung des mittleren Pleistozäns bis zur Saale-Kaltzeit einschließlich überliefert. Der kräftiger als die hangenden Bodenbildungen entwickelte Bodenkomplex Elbeuf IV wird auf die Holstein-Warmzeit zurückgeführt. Über dem gekappten Boden folgt eine sandige Lage, der sich ein Kalktuff mit mediterraner Molluskenfauna anschließt. Dieser Aufbau des Profils stimmt mit der Abfolge des Holstein-Komplexes in Mitteleuropa sehr gut überein. Die in mariner Fazies entwickelte Herzele-Formation belegt die Transgression des Holstein-Meeress in den Küstenrandgebieten. Die Niederterrassen der Seine sind bei Tourville durch zwei eingeschaltete brackisch-marine Bildungen (Horizonte B, D) untergliedert, die der Ausprägung der SIS 7a-c und der Entwicklung in Mitteleuropa (Uecker- und Rügen-Warmzeit) entsprechen. Bildungen der Eem-Warmzeit sind als Ostende-Formation ebenfalls in mariner Fazies entwickelt.

7.2.5. Bundesrepublik Deutschland

Im westlichen Mitteleuropa ist die geologische Entwicklung des höheren Känozoikums in den Terrassenfolgen von Rhein, Main, Donau und des nördlichen Alpenvorlandes sowie in den Senkungsgebieten des Niederrheins in hoher Ereignisdichte überliefert. Nach komplexen morpho-, litho-, bio-, und magnetostratigraphischen Untersuchungen konnte ein umfangreiches geologisch-paläoökologisch-paläoklimatisch aussagefähiges Befundmaterial in den zeitlichen Rahmen der paläomagnetischen Polaritätszeitskala und einer Reihe, wenn auch z. T. widersprüchlicher, radiometrischer Datierungen gestellt werden (BOENIGK u. a. 1972, 1974, 1979; BRUNNACKER u. a. 1976, 1977, 1978, 1980; URBAN 1978, 1979). Hierdurch wurde es erstmals möglich, die seit langem strittigen zeitlichen Beziehungen zwischen den Folgen der Gletschervorstöße und Klimaschwankungen im Gebiet der alpinen und der nordischen Vereisungen in den Grundzügen zu klären und mit der Sequenz der SISK zu vergleichen. Die vorliegenden Ergebnisse der seit Anfang der 70er Jahre laufenden Untersuchungen ermöglichen hierzu folgende Aussagen:

Oberpliozän bis Frühpleistozän

In den Braunkohletagebauen im Bereich des Erft-Grabens zwischen Frimmersdorf und der Ville und den Tongruben des Venlo-Grabens im Raum Brüggen sind die für die Kenntnis der Geschichte des plio-

pleistozänen Überganges wesentlichen Profile erhalten (Tagebaue Ville, Frechen, Fortuna, Frimmersdorf-West). Im Gebiet der Ville (BOENIGK u. a. 1979) folgt über dem kohleführenden Miozän mit Hauptflöz, Indener und Übergangsschichten eine Serie fluviatil-lagunärer Delta-Bildungen - die pliozäne Kieseloolith-Formation mit Hauptkies- und Rotton-Serie, sowie dem Reuverton. Die Hauptkies-Serie wird mit Vorbehalt der Gilbert-Polaritätszone zugerechnet und ins Suster gestellt. Die Rotton-Serie mit Pseudogley-Bodenbildungen ist basal invers, sonst normal polarisiert. Der Polaritätswechsel wird mit der Gilbert/Gauß-Polaritätsgrenze korreliert, die im tieferen Brunssum liegt. Damit läßt sich die Bodenbildung auf etwa 3,4 Ma v. h. datieren.

Inverse Abschnitte der Rotton-Serie werden mit der Mammoth- und der Kaena-Polaritätssubzone verglichen. Die Rotton-Serie selbst gehört nach Ausweis der Pollenflora noch zum Brunssum.

Die Reuverton-Serie enthält die Leithorizonte Ton A1 und Ton A2. Ton A1 mit einer Flora des Reuver B ist normal polarisiert. Die Grenze zwischen Brunssum und Reuver liegt demnach im oberen Teil der Gauß-Polaritätszone zwischen der Kaena-Polaritätssubzone und der Gauß/Matuyama-Grenze. Ton A2 mit basal inverser, oben normaler Polarität und abnehmenden Anteilen von Sequoia, Taxodium, Nyssa, Sciadopitys (URBAN 1978) repräsentiert das ausklingende Reuver C. Bemerkenswert ist ein Wechsel der Schwermineralassoziationen zwischen beiden Tonhorizonten von der typischen stabilen Tertiärassoziation mit Turmalin, Zirkon, Staurolith in Ton A1 zum sog. instabilen Rheinspektrum, einer Assoziation mit Epidot, Alterit, Granat, Grüner Hornblende.

Zwischen die Reuvertone und die mächtige Folge der Hauptterrasse 1 des Rheins ist eine Serie wechsellagernder Schotter und Tone eingeschaltet, die den Übergang zu dem auf das Reuver folgenden Regime rascher Schwankungen zwischen kalt-ariden und warm- bis warm-gemäßigt-humiden Klimabedingungen dokumentiert.

Von der Schotterfolge b1, b2, c und d zeigt Schotter b1 noch Anklänge an die Kieseloolith-Formation, Schotter b2, c und d unterscheiden sich jedoch nicht von anderen jüngeren pleistozänen Schottern, und Schotter d ist durch seinen Gehalt an Driftblöcken als eindeutig kaltzeitliche Bildung gekennzeichnet. Schotter c enthält einzelne Großgerölle bis 25 cm Durchmesser, die ebenfalls bereits durch Eisdrift verfrachtet sein könnten. Ton B1 ist unten normal und im Topbereich invers polarisiert. Die Tonschichten B2 und C sind invers magnetisiert. Tonschicht D ist in Frechen normal, ihr annäherndes zeitliches Äquivalent in Brüggen, Ton V, ist basal invers, oben normal polarisiert. Tonschicht B1 führt wie die Schichten C und D eine Molluskenfauna des gemäßigten

pleistozänen Typs und enthält mit *Pinus*, *Alnus*, *Picea* und *Betula* Vertreter pleistozäner kühler, jedoch nicht subarktischer Klimabedingungen (URBAN 1978). Tonschicht B2 verkörpert das Frechen-Interglazial I, das aufgrund seiner höheren Anteile von *Tsuga* und *Fagus* bei klarer stratigraphischer Position in der unteren Matuyama-Polaritätszone eindeutig mit dem typischen Tegelen A korreliert werden kann. Der ältere Tonhorizont B1 zwischen den ersten kaltzeitlichen Schottern muß demnach einer Wärmeschwankung innerhalb der Prätegelen-Kaltzeit entsprechen. Die Tonschichten C und D (Frechen-Interglazial II und III) werden mit den niederländischen Interglazialen C1-4b bzw. C5-6 korreliert. Im Raum Brüggen entspricht Tonschicht D (Frechen-III-Interglazial) der Ton V (van Eyck-Interglazial), der basal invers, oben normal polarisiert ist. Er enthält mit *Phellodendron*, *Decodon*, *Eucommia*, *Pterocarya* sowie *Azolla tegelensis* eine Pollenflora, die zu der der Tonschicht D enge Beziehungen aufweist. In den Pollensukzessionen des Tones V werden zum Hangenden *Pterocarya*, *Carya*, *Alnus*, *Fraxinus*, *Parthenocissus* und *Vitis* durch *Pinus* und *Picea* verdrängt. Nach URBAN (1978) folgt aus dem pollenstratigraphischen Vergleich mit den Ergebnissen von ZAGWIJN (1963), daß der Ton V von Brüggen nur den jüngeren Teil des Tegelen C repräsentiert.

Das ist für die Korrelation der festländischen paläoklimatischen Entwicklung mit der SISK von Bedeutung. Abgesehen von einer Klimadepression der SIS (72) unmittelbar unterhalb der Gauß/Matuyama-Grenze zeigt die Variation der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve erst an der Grenze der SIS (69)/(68) eine einschneidende Klimaänderung an, die als Beginn des Prätegelen zu deuten ist. Anhand der magnetostratigraphischen Befunde der Schotter-Ton-Sequenz aus den Gebieten der Ville und von Brüggen und wegen ihrer weitgehenden litho- und klimastratigraphischen Übereinstimmung mit der niederländischen Prätegelen-Tegelen-Folge liegt unter der Voraussetzung einer synsedimentär fixierten paläomagnetischen Polarität zunächst die von BRUNNACKER u. a. (1982) dargestellte Zuordnung dieser Sequenzen zur paläomagnetischen Polaritätszeitskala nahe (Tab. 10).

Diese Zuordnung befindet sich jedoch nicht mit den klimastratigraphischen Kennzeichen und der zeitlichen Folge der SISK in voller Übereinstimmung. In den Kernen der Bohrungen V28-179 und von Site 552A/7-12 zeigt oberhalb der Gauß/Matuyama-Grenze eine erste starke Schwankung der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationskurve um 2400 ka v. h. mit einer Amplitude von etwa 1 ‰ die erste gravierende, über das Maß der Variationen des Pliozäns hinausgehende Klimaänderung an, die klimastratigraphisch nur mit der Basis des Prätegelen korreliert werden kann. Bis zur Basis der Olduvai-Polaritätssubzone (im Niveau des Tegelen C5) folgt eine Reihe von Variationen mit Minima

der SISK (Klimaoptima !) bei 2270 - 2250, 2170 - 2125, 2000 - 1965 und 1900 - 1840 ka v. h., getrennt durch Maxima (Klimadepressionen). Da der obere Teil des Tegelen C5 - C6 (van Eyck-Interglazial, Frechen-III-Warmzeit) normal polarisiert und zur Olduvai-Polaritätssubzone zu rechnen ist, der untere Teil indessen zur Matuyama-Polaritätszone gehört, muß die SIS 55, die mit dem Matuyama-Olduvai-Grenzbereich zusammenfällt, dem Tegelen C5 - C6 entsprechen.

Tab. 10. Korrelation der plio-pleistozänen Schotter-Ton-Folgen des Niederrheingebietes mit der paläomagnetischen Polaritätszeitskala

Sediment	Klima	Polarität	PZS
Tonschicht D	Frechen-Warmzeit III	+	Olduvai
	van Eyck-Interglazial	-	Matuyama
Schotter d	Frechen-Kaltzeit III	?	
Tonschicht C	Frechen-Warmzeit II	-	
Schotter c	Frechen-Kaltzeit II	?	
Tonschicht B2	Frechen-Warmzeit I	-	
Belfeld-Ton		+	Reunion II
Schotter b2	Frechen-Kaltzeit Ib	?	
		-	
Tonschicht B1	Fortuna-Oszillation	+	Reunion I
Schotter b1	Frechen-Kaltzeit Ia		

Die zum Liegenden folgende Kaltzeit Tegelen C4c - als SIS nicht sehr ausgeprägt, aber doch deutlich markiert - könnte dann mit der SIS 56 (vielleicht bis SIS 58) korrelieren und die anschließende Stufenfolge 57 - 59 (oder nur 59) der Tegelen-Warmzeit C1 - 4a entsprechen. Die Tegelen-B-Kaltzeit dürfte durch die SIS 60 - 62 repräsentiert sein, und das Tegelen A (Frechen-I-Warmzeit) würde dann mit dem ^{18}O -Minimum der SIS (65) zeitlich übereinstimmen. Die Hangendschotter b2 des Prätegelen s. l. würden danach Äquivalente der SIS (64) sein, und die Tonschicht B1 der Fortuna-Oszillation und die Liegendschotter b1 müßten folglich mit den Stufen (65) bzw. (66) - (68) korrelieren.

Dieser Interpretation steht allerdings die normale paläomagnetische

sche Polarität der Tonschicht B1 und des Belfeld-Tons entgegen, der als Zeitäquivalent des Tones B2 der Frechen-I-Warmzeit aufgefaßt wird.

Bei dieser Korrelation, die sich nach magnetostratigraphischem Befund auf die Gleichsetzung der Fortuna-Oszillation mit der Reunion-I- und der Frechen-I-Warmzeit mit der Reunion-II-Polaritätssubzone gründet (BRUNNACKER u. a. 1982), würde das Prätegelen einerseits auf eine Dauer von 400 ka erweitert werden, andererseits würden die festländischen Äquivalente der warmzeitlichen Stufen (65) und (63) fehlen. Es ist unter Berücksichtigung aller geochronologisch-stratigraphischen Aspekte jedoch wahrscheinlicher, daß die normale Polarität der Tonschichten B1 und des Belfeld-Tones (Ton V, Grube Janssen-Dings) auf sekundäre Umprägungen zurückgeht, wie nach BOENIGK u. a. (1979) nicht auszuschließen ist. In diesem Falle wären noch andere Korrelationsvarianten möglich (Abb. 27), von denen bei Beachtung der Amplituden der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation als Indikation der Intensität der globalen Klimaschwankungen und der ihnen nach den verfügbaren Klima- und stratigraphisch-geochronologischen Befunden zuzuordnenden kontinentalen Äquivalente die Variante IV die geringsten Widersprüche aufweist:

1. Die Folge der Stufen (68) - (66), deren Untergrenze im Niveau der Reuver/Prätegelen-Grenze in der untersten Matuyama-Polaritätszone liegt, entspricht dem Prätegelen mit der (nicht voll entwickelten ?) Fortuna-Meinweg-Warmzeit der SIS (67).
2. Erste vollentwickelte Warmzeit danach ist das Tegelen A, das nach der Intensität der Variation der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve mit den SIS (65) - (63) korreliert.
3. Tegelen C5 und Tonschicht D sind übereinstimmend oben normal, unten invers polarisiert; ihnen entsprechen die SIS 55 - 51.
4. Innerhalb dieses stratigraphischen Rahmens korreliert Schotter c entsprechend Tegelen B mit den Stufen 62 - 60, Ton C entsprechend Tegelen C1-4b mit den SIS 59 - 57 und Schotter d entsprechend Tegelen C4c mit SIS 56.

Mit dieser Entwicklung der plio-pleistozänen Übergangsschichten im Gebiet der Ville und des Niederrheins und ihrer Korrelation mit der Folge der globalen Klimaschwankungen stimmen auch die klimaindikativen Befunde der Lieth-Serie in Schleswig-Holstein (MENKE 1975) sehr gut überein (Abb. 27).

Der Zeitabschnitt zwischen dem Top des Tegelen und der Basis des Cromer wird durch die kaltzeitlichen Schotter der Rhein-Hauptterrassen 1 - 3 mit zwischengeschalteten Verwitterungs- und Bodenhorizonten vertreten. Der Tonhorizont E zwischen Hauptterrasse 1 und 2 gehört nach pollenanalytischen Befunden zum Eburon, wahrschein-

licher noch zum kühlen Waal B (URBAN 1978). Eine weitere Untergliederung der drei durch die Terrassenschotter vertretenen Großzyklen, die insgesamt 29 Schwankungen der SISK umfassen, ist z. Z. noch nicht möglich. Unter der Voraussetzung, daß die Schotter kaltzeitlichen Klimaten, die Böden vorwiegend wärmeren Zeiten entsprechen, sind die in Tab. 11 dargestellten Korrelationen zwischen der Hauptterrassensequenz, der SISK und der niederländischen Gliederung wahrscheinlich.

Tab. 11. Korrelation der Hauptterrassenfolge des Rheins mit der SISK und der niederländischen Stufengliederung

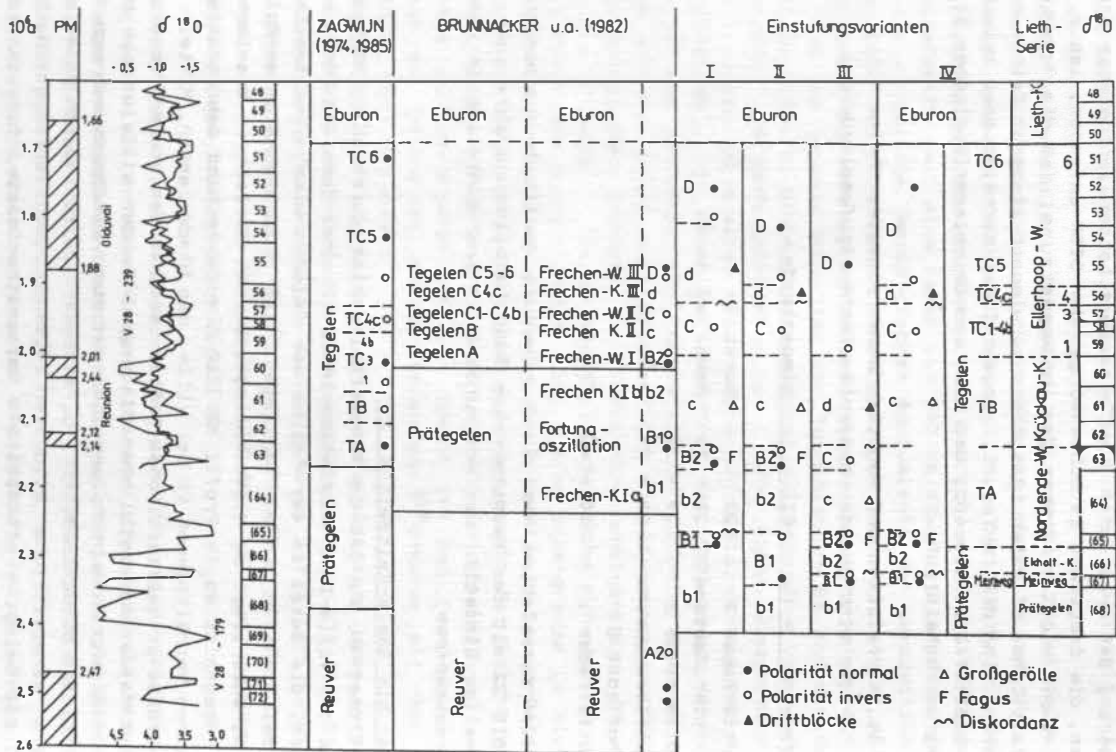
<u>Terrassen</u>	<u>SIS</u>	<u>Niederlande</u>
Hauptterrasse 3	22	Dorst
Verwitterungszone	25 - 23	Bavel
Hauptterrasse 2	28 - 26	Menap
Verwitterungszone	39 - 29	Waal
Tonhorizont E		
Hauptterrasse 1	50 - 40	Eburon

Für eine Korrelation der durch eine hohe Amplitude ausgezeichneten SIS 22 mit der Hauptterrasse 3 spricht insbesondere auch das erstmalige Einsetzen von Kryoturbationen und Eiskeilen in diesem Terrassenkörper.

Cromer bis Saale-Kaltzeit s. 1.

Das Cromer s. 1. ist im Niederrheingebiet durch die LÖB-Bodenfolge des Ville-Interglazialkomplexes mit drei fossilen Böden vertreten, die lokal in der Fazies der "Riesenböden" ohne trennende kaltzeitliche Bildungen vorliegen. Die Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze liegt im Mittelrheingebiet bei Kärlich in Moselschotter (Abschnitt Bb im Profil Kärlich), entsprechend den stratigraphischen Verhältnissen in der Ville, den Niederlanden, Mittel- und Osteuropas in kaltzeitlichen Sedimenten über den ersten zum Cromer zu rechnenden warmzeitlichen Bildungen. In der Ville und am Nieder- und Mittelrhein folgen über der Matuyama/Brunhes-Grenze bis zum Holozän einschließlich - direkt oder indirekt durch Böden oder andere warmzeitliche Bildungen zwischen den Terrassenschottern bzw. LÖB belegt - mindestens 8 Warmzeithorizonte, deren Korrelation mit der SISK wegen des mangels eindeutiger stratigraphischer Kriterien und widersprüchlicher radiometrischer Datierungen bis in die Gegenwart problematisch geblieben ist (BRUNNACKER u. a. 1982; URBAN 1979; KLOSTERMANN 1985; VAN DEN BOGAARD, SCHMINCKE 1988).

Abb. 27. Korrelation des oberen Pliozäns bis unteren Frühpleistozäns NW-Europas nach bio- und klimastratigraphischen Kriterien mit der Sauerstoffisotopenskala



Im Niederrheingebiet schließt sich im Hangenden des Ville-Interglazialkomplexes die Hauptterrasse 4 ohne deutliche Kaltzeit-Indikationen an. Sie wird durch einen Hochflutlehm (Tagebau-Theresia-Interglazial) abgeschlossen. Ein besonderes lithostratigraphisches Merkmal ist der im Niveau der Hauptterrasse 4 zunehmende, durch Braune Hornblende belegte Vulkanismus am Mittelrhein (BRUNNACKER u. a. 1978). Die im Hangenden der Hauptterrasse 4 folgenden Mittelterrassenschotter sind durch eingelagerte warmzeitliche Bildungen generell in Basisschotter und hangende Schotter untergliedert, die nach BRUNNACKER u. a. (1978) entsprechend Tab. 12. mit den Phasen der Klimazyklen in Beziehung stehen.

Tab. 12. Erosions- und Akkumulationsphasen in der Sequenz der Mittelterrassen des Niederrheins

<u>Akkumulation/Erosion</u>	<u>geologische Bildung</u>
1. Hauptakkumulation der Hangendschotter (Pleniglazial)	Mittelterrasse IIIb
5. Seiten- und Tiefenerosion (Anaglazial)	
4. Warmzeit-Bildungen	Kempen-Krefelder Schichten
3. Akkumulation der Basisschotter (Kataglazial)	Mittelterrasse IIIa
2. lineare Erosion	
1. Hauptakkumulation, gegen Ende fluviatile Denudation über ältere Flächen hinweg (Pleniglazial)	Mittelterrasse IIB

Diese Befunde stehen mit den Auffassungen von SIBRAVA (1972) über die Doppelung der Schotterkörper der pleistozänen Flußläufe Zentraleuropas in Einklang. Für die Einschränkung der aufgrund stratigraphischer Unschärfen möglichen Korrelationsvarianten der Bildungen des mittleren Pleistozäns sind neben der Position der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze die Indikationen der ersten nachweisbaren Vereisungen wesentlich.

Nach BRUNNACKER u. a. (1982) ist die Mittelterrasse IIB aufgrund folgender Kriterien der Elster-Kaltzeit zeitlich gleichzusetzen:

1. Die Schotter der Terrasse IIB enthalten erstmals nordische Sedimentkomponenten.
2. Die Schotter der kataglazialen Terrasse IIIa sind in den für die Elster-Kaltzeit kennzeichnenden tiefen Rinnen abgelagert (Rinnenschotter).
3. Der die Ablagerungen des Frimmersdorfer Interglazials enthaltende Schotterkörper der Mittelterrasse II ist durch die Endmoräne der Elster-Vereisung gestaucht.
4. Die Kempfen-Krefelder Schichten, die nach BRUNNACKER u. a. (1978, 1982) und KLOSTERMANN (1985) der Holstein-Warmzeit gleichzusetzen sind, werden von den Rinnenschottern der Mittelterrasse IIIa unterlagert und von der Mittelterrasse IIb (und IVa?) überlagert. Letztgenannte Terrassenschotter korrelieren mit dem ersten Eisvorstoß der Saale-Kaltzeit.

Von besonderem Interesse für die Rekonstruktion des Verlaufs der paläoklimatischen Entwicklung des mittleren Pleistozäns auf den Kontinenten ist die Kenntnis der Altersstellung des Holstein- und des vorletzten Interglazials. Das Holstein-Interglazial hat als stratigraphischer und paläoökologischer Leithorizont für die interregionale Korrelation besondere Bedeutung. Seine chronostratigraphische Position bestimmt zugleich den möglichen stratigraphisch-chronologischen Umfang des Cromer-Komplexes und der Elster-Kaltzeit. Anhand der Altersstellung des vorletzten Interglazials kann die Korrelierbarkeit der SISK mit der Folge der auf den Kontinenten überlieferten Klimaschwankungen überprüft und gegebenenfalls präzisiert werden. Nach der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationskurve ist im Niveau der SIS 7 in kontinentalen Ablagerungen ein (intra-saalezeitliches) Interglazial zu erwarten, für dessen Existenz es zahlreiche stratigraphische Befunde, aber nur einzelne und zumeist unsichere Altersbestimmungen gibt.

Für die radiometrische Datierung des mittleren Pleistozäns bieten die Tephraablagerungen der Osteifel-Vulkane in den klimaindikativen Löß-Boden-Folgen von Kärlich am Mittelrhein besonders günstige Voraussetzungen, zumal diese über die Sequenz der Mittelterrassen mit der Serie der nordischen Vereisungen konnektiert werden können.

Die Löß-Boden-Folge (Abschnitt C -Jb) mit eingelagerten Tuffhorizonten enthält über der Matuyama/Brunhes-Grenze in basalen Moselschottern (Abschnitt Bb) 6 Warmzeit-Böden (Parabraunerden) sowie Indikationen eines weiteren Interglazials und entspricht damit hinsichtlich der Anzahl der Klimaschwankungen 1. Ordnung annähernd der SISK. Der vorletzte Boden (Kärlich-Warmzeit) wurde bisher

stratigraphisch zwischen Eem- und dem Ariendorf-Interglazial eingestuft, das im Profil von Ariendorf von zwei Löß-Boden-Folgen überlagert und von elsterzeitlichen Schottern der Mittelterrasse IIB+IIIA unterlagert wird und deshalb nach BRUNNACKER u. a. (1978, 1982) mit der drittletzten Warmzeit zu korrelieren ist.

Nach TL-Datierungen (ZÖLLER u. a. 1987) hat das vorletzte Interglazial ein Alter, das zwischen dem der liegenden und hangenden Löße mit 222 bzw. 152 ka v. h. liegt. Vergleichbare Werte zwischen 235 - 199 ka v. h. wurden für das vorletzte Interglazial von Ariendorf und für das Profil Riegel am Oberrhein mit 254 - 153 ka v. h. erhalten. Alle diese Daten stimmen gut mit der Altersspanne der SIS 7 (244 - 188 ka v. h.) überein.

Das Ariendorf-Interglazial hat nach den Angaben derselben Autoren ein Alter zwischen 420 - 300 ka v. h., womit von BOSINSKI u. a. (1986) publizierte Daten annähernd koinzidieren. Diese Daten liegen überwiegend im Altersbereich der SIS 11, wie aufgrund des verfügbaren klima-, bio- und chronostratigraphischen Befundmaterials zu erwarten ist (WIEGANK 1979, 1987). Diese Zuordnung wird durch U/Th- und ESR-Datierungen von Mollusken des marinen Holstein-Interglazials in Schleswig-Holstein mit vergleichbaren Werten zwischen 350 - 370 ka v. h. bestätigt (STREMMER 1983, STREMMER u. a. 1986). Ablagerungen der ebenfalls marinen Herzelee-Formation III in Nordfrankreich, die mit der nächstjüngeren Wacken-Dömnitz-Warmzeit korreliert werden, ergaben Daten von 350 - 300 ka v. h. Neuere Altersbestimmungen der Holstein-Warmzeit mittels der U/Th-Methode (HENNING, GEYH 1986), des ESR-Verfahrens (KATZENBERGER, HAUSMANN 1986) und der Aminosäure-Datierung lieferten jedoch widersprüchliche Daten, die je nach Eichungsbasis Einstufungen der Holstein-Warmzeit in die SIS 7, 9 und 11 zulassen und offenbar noch nicht von methodischen Unzulänglichkeiten frei sind.

In guter Übereinstimmung schließen sich an die von STREMMER u. a. (1986) ermittelten Alterswerte nur wenig streuende $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen von Sanidin-Kristallen aus Phonolith-Tuffhorizonten aus dem Niveau der elsterzeitlichen mittleren Mittelterrasse (Terrasse t_{r8} nach BIBUS (1980), Terrasse IIB +IIIA nach BRUNNACKER u. a. 1978) von Ariendorf und vom Wehrer Bims aus der drittletzten präholozänen Lößschicht von Kärlich sowie der Wetterau an. Sie liegen zwischen 500 und 420 ka v. h. und umfassen stratigraphisch den Bereich zwischen oberem Cromer IV und unterem Holstein-Interglazial der regionalen Gliederung (LIPPOLT u. a. 1986). Das Bildungsalter der elsterzeitlichen mittleren Mittelterrasse wird auf 450 ka v. h. datiert, es koinzidiert mit der SIS 12.

Von den genannten Daten für die Kärlich-Warmzeit stark abweichende Werte erhielten VAN DEN BOGAARD, SCMINCKE (1988) mit der weiter-

entwickelten $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Laserdatierung. Für den Brockentuff, der dem Kärlicher Interglazialboden eingelagert ist, ergab sich wie für das Ariendorf-Interglazial ein Alter zwischen 451 und 440 ka v. h. Der unter dem Boden des Ariendorf-Interglazials nach einem Lokalschotter folgende Rheinterrassenschotter wurde auf 710 ka, der vorletzte Boden im Profil von Ariendorf auf 223 ka v. h. datiert.

Aus diesem Alter folgt die Korrelation der basalen Rheinschotter mit der SIS 18, des Ariendorf-Interglazials mit der SIS 13 oder 11, des vorletzten Interglazialbodens mit der SIS 7. Das Kärlicher Profil würde danach oberhalb des Kärlicher Interglazialbodens eine mindestens die SIS 10 bis 7 umfassende Lücke enthalten, und das Cromer s. l. wäre oberhalb der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze durch mindestens fünf Warmzeitbildungen repräsentiert. Die aufgrund des erhaltenen Laserdatums nicht ganz sichere Zuordnung des Ariendorf-Interglazials zur SIS 13 oder 11 kann anhand des Vorkommens von *Arvicola cantiana* und *Elephas antiquus* im Kärlich-Interglazial präzisiert werden: Beide Arten schließen nach derzeitiger Kenntnis eine Einstufung in den Cromer-Komplex oder die Elster-Kaltzeit aus (HEINRICH, mündl. Mitt.).

Wenn auch offenbar mit dem Laser-Datierungsverfahren eine sehr hohe Genauigkeit erreicht werden kann, so sprechen doch gewichtige sedimentologische und biostratigraphische Argumente für ein Alter der Kärlich-Warmzeit, das den TL-Datierungen nähersteht:

1. Die Löße und Tuffite von Kärlich wurden in einer Kratermulde abgelagert, die als Sedimentfalle wirkte und Sedimentationslücken des genannten Ausmaßes unwahrscheinlich werden läßt.
2. Für ein jüngeres, intra-saalezeitliches Alter, wie es aus den TL-Datierungen und bei Annahme lückenloser Sedimentation auch aus der Sedimentationsrate folgt, spricht auch die große Ähnlichkeit des Pollendiagramms von Kärlich (URBAN 1984) mit dem des Interglazials von Röpersdorf (Uecker-Warmzeit), das nach seiner stratigraphischen Position zwischen Elster-II- und Weichsel-Kaltzeit als eigenständiger regionaler Stratotyp mit deutlicher Abgrenzung zum Holstein-, Dömnitz-, Rügen- und Eem-Typ nur einer intra-saalezeitlichen Warmzeit zugeordnet werden kann (ERD 1987).

Es muß daher angenommen werden, daß die für eine hinreichende Nutzung des Laser-Datierungsverfahrens erforderlichen methodischen Voraussetzungen derzeit noch nicht voll erfüllt sind.

Unter Berücksichtigung der diskutierten, einander z. T. widersprechenden stratigraphischen und geochronologischen Argumente für das Alter des Kärlich-Interglazials läßt sich das von BRUNNACKER u. a. (1982) aufgestellte Gliederungsschema der Terrassenfolge des

Niederrheins und der Ville sowie der Löß-Boden-Folge von Kärlich und Ariendorf, wie in Tab. 34 dargestellt, in weitester Übereinstimmung mit der SISK korrelieren. Bei dieser Zuordnung ist jedoch die Korrelation der Hauptterrasse 4 mit der SIS 16 wie die Parallelisierung der Mittelterrasse I+IIa mit der SIS 14 nicht völlig widerspruchsfrei. Die Schotter der Hauptterrasse 4 enthalten nach BRUNNACKER u. a. (1978, 1982) keine eindeutigen Kaltzeitindikationen, während SIS 16 mit einer den SIS 12 (Elster-Kaltzeit), 8 und 6 Saale-Kaltzeit) entsprechenden Amplitude eine offenbar stark ausgeprägte Klimadepression vermutlich mit Bildung eines beträchtlichen skandinavischen Gletschers repräsentiert. Umgekehrt reflektiert eine Häufung von Eiskeilpseudomorphosen in den Schottern der Mittelterrasse I periglaziale Bedingungen, während die im Vergleich zur SIS 16 nur halb so große Amplitude der SIS 14 keine besonders intensive Abkühlung erwarten läßt.

Diese Diskrepanz würde bei einer zeitlichen Gleichsetzung der Mittelterrasse I mit der SIS 16 und der Hauptterrasse 4 mit der nicht sehr deutlich ausgeprägten SIS 18 zwar entfallen. Die zeitlichen Äquivalente der SIS 14 müßten dann im Schotterkomplex der Mittelterrasse IIa und IIb mit enthalten sein. Bei dieser Zuordnung bereitet jedoch die Korrelation des Ville-Interglazialkomplexes mit der SISK Schwierigkeiten, da dann den drei vollentwickelten Interglazialböden zeitlich nur noch die beiden SIS 21 und 19 entsprechen könnten. In diesem Falle müßten, da die Matuyama-Brunhes-Grenze über dem 1. Boden liegt, der 2. und 3. Boden mit der SIS 19 korrelieren. Nun ist die Zuordnung zweier oder mehrerer voll warmzeitlicher Bildungen zu nur einer SIS zwar prinzipiell möglich und bei Ausbildung von Nebenminima der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationskurve sogar zu erwarten, etwa wie im Profil von Červený Kopec, wo mit den SIS 15, 13 und 7, eine den Nebenminima dieser Stufen entsprechende Zahl von Interglazialböden korreliert (vgl. 6.3.2.). Anders als diese Stufen weisen jedoch die SIS 21 und 19 jeweils nur ein Minimum 1. Ordnung ohne weitere Nebenminima auf, denen in den Lößprofilen von Mitteleuropa bis Ostasien nur je ein interglazialer Paläoboden entspricht.

Die Klärung der noch vorhandenen Widersprüche in der Korrelation der klimastratigraphischen Glieder des mittleren Pleistozäns der nordwestlichen BRD erfordert neben weiteren kernphysikalischen Datierungen und einer schärferen biostratigraphischen Charakterisierung auch eine stärkere Trennung lokaler, regionaler und globaler Indikationen und der sie bewirkenden Effekte, die auf den Kontinenten eine höhere Differenzierung des klimastratigraphischen Befundmaterials bedingen können, als nach den Merkmalen der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationskurve in mariner Fazies zu erwarten wäre.

Eem-Warmzeit und Früheichsel-Kaltzeit.

Alter und Dauer der Eem-Warmzeit sowie der Umfang der Früheichsel-Kaltzeit im westlichen Mitteleuropa (BRD), Niederlande, Frankreich) werden bis heute aufgrund widersprüchlicher Befunde diskutiert. Nach radiometrischen Datierungen von Travertinen, Höhlensinter und anderen Binnenwasserkalken klassischer Fundpunkte des letzten Interglazials in Mitteleuropa (Taubach, Burgtonna, Weimarparktravertin, Tata, Stuttgart) stufen HENNING u. a. (1982, 1983) und BRUNNACKER u. a. (1982, 1983, 1985) das letzte Interglazial in den Zeitraum zwischen 110 - 100 ka v. h. ein.

Diese Daten liegen etwa 18 -16 ka unter denen des letztwarmzeitlichen Klimaoptimums in den Weltozeanen, gekennzeichnet durch Meeresspiegelmaxima (BROECKER u. a. 1968; SHACKLETON, MATTHEWS 1977), die mit der Stufe 5e der SISK mit einem Alter von 128 - 116 ka v. h. übereinstimmen (SHACKLETON, OPDYKE 1973). Nach BRUNNACKER in BOSINSKI u. a. (1985) könnte die Ursache für diese Diskrepanz zwischen den Daten mariner und kontinentaler Fazies in einer möglichen Unterteilung der Eem-Warmzeit zu suchen sein.

Eine Lösung dieses Problems ist unter den Bedingungen einer immer noch verbreiteten Unsicherheit radiometrischer Datierungen in Abhängigkeit von der Kenntnis der vielfältigen methodischen datenbestimmenden Randbedingungen, (insbesondere infolge Kontamination durch Toneinlagerungen) ohne eine umfassende Analyse der paläoklimatischen Entwicklung auf den Kontinenten und in den Ozeanen sowie ihrer zeitlichen und kausalen Zusammenhänge nicht möglich. Zusammenfassend läßt sich hierzu feststellen:

1. Die radiometrischen Datierungen von Riffen und Strandterrassen im Atlantik, in der Karibik und im Pazifik sind in sich und untereinander weitgehend konsistent und ergeben Alterswerte zwischen 82 - 125 ka v. h., wie ein Altersvergleich der Terrassen von Barbados (MESOLELLA u. a. 1969), Bermuda (HARMON u. a. 1981, 1983), Neu Guinea (AHARON, CHAPPELL 1986) und der Tiefseestufen (MORLEY, HAYS 1981) zeigt (Tab. 13). Vergleichbare Daten liegen von Ryokyo (KONISHI u. a. (1974) und Atauro-Timor (CHAPPELL, VEEH 1978) vor.
2. Mit diesen Meeresspiegelhochständen fallen zeitlich Minima der SISK der SIS 5a-e zusammen; beide Merkmalsfolgen repräsentieren methodisch voneinander unabhängig Optima der globalen Klimavariation: Die Meeresspiegelhochstände reflektieren Minima der globalen Vergletscherung, und die mit ihnen koinzidierenden Minima der Sauerstoffisotopen-Variation sind sowohl Ausdruck maximaler Meerestemperaturen als auch minimaler globaler Akkumulation von ^{16}O auf den Kontinenten, d. h. ebenfalls minimaler Vereisung.

Tab. 13. Datierung mariner Terrassen des letzten Interglazials

Barbados			Bermuda			Neu Guinea			SIS
ka	m		ka	m		ka	m		ka
III	125	+5	D	125	+4, +6	VIIa	138		128
				118	>-20	VIIb	118		115
II	105	-43	SII	105	-15, -20	VI	107	-12	105
				95	>-20				95
I	82	-42	SI	85	-15, -20	V	85	-19	85
									72

3. Auch in der Folge der Amplituden stimmen beide Merkmalsreihen überein: In beiden Serien liegt das Intensitätsmaximum bei 125 ka v. h., gefolgt von geringeren etwa gleich großen Nebengipfelwerten um 105 und 85 ka v. h.
4. Darüber hinaus stimmt mit diesen beiden klimaindikativen Serien eine nach einem quantitativen ökologischen Analyseverfahren auf der Grundlage der ökologischen Valenz planktischer Foraminiferen für die letzten 450 ka berechnete Paläotemperaturkurve von IMBRIE, KIPP (1971) generell überein.
5. In der kontinentalen Fazies Mitteleuropas wird die paläoklimatische Entwicklung des letzten Interglazials am vollständigsten durch die spezifische Abfolge des Eem-Pollendiagramms charakterisiert, dessen Artenspektrum in Abhängigkeit vom Verlauf der Klimaschwankungen variiert. Die Transgression des Eem-Meeres setzt im Bereich der Nord- und Ostseeküste nach BRELIÉ (1954) in der Pollenzone d (Kiefern-Birken-Zeit) ein und endet in der Pollenzone h (Fichtenzeit). Das Maximum der Eem-Transgression fällt mit den Zonen e - g, dem kontinentalen Klimaoptimum in der Eichenmischwaldzeit zusammen. Damit besteht eine eindeutige Korrelation zwischen dem Klimaoptimum auf den Kontinenten und dem eustatischen Meeresspiegelmaximum, das seinerseits mit der maximalen Erwärmung der Ozeane in der SIS 5e zusammenfällt.
6. Die paläoklimatische Entwicklung von der Eem-Warmzeit in die Weichsel-Kaltzeit wird in Mitteleuropa durch eine Reihe zumeist lückenloser oder -armer Profile dokumentiert (Kittlitz, Königsau, Rederstall, Grande Pile, Samerberg), die in den Grundzügen

gen übereinstimmend und der Abfolge der Meeresspiegelschwankungen sowie der Untergliederung der SIS 5e - 5a vergleichbar durch eine Sequenz von Stadialen und Interstadialen gekennzeichnet ist.

Eine vollständig überlieferte Abfolge der Klimavariationen 2. Ordnung scheint das Profil Königsau mit 9 Interstadialen zu dokumentieren (MANIA, TÖPFER 1973), doch reicht die pollenfloristische Charakterisierung der Frühweichsel-Interstadiale für eine sichere biostratigraphische Korrelation mit anderen Vorkommen bisher nicht aus.

Nach MENKE, TYNNI (1984) umfaßt das Profil von Rederstall/Dithmarschen (BRD) den gesamten Eem-Frühweichsel-Komplex. In der 32 m mächtigen Serie läßt sich anhand von Pollenflora-Sukzessionen über dem Eem-Interglazial folgende Stadial-Interstadial-Sequenz unterscheiden:

Odderade-Interstadial
 Rederstall-Stadial
 Brörup-Interstadial
 Herning-Stadial

Das Amersfoort-Interstadial ist der basale Teil des Brörup-Interstadials. Die Frühweichsel-Kaltzeit umfaßt danach nicht, wie bisher verbreitet angenommen, drei, sondern entsprechend den Schwankungen der marinen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve nur zwei durch Stadiale getrennte Interstadiale. Anhand von Pollendiagrammen ergibt sich nach MENKE, TYNNI (1984) die in Tab. 33 wiedergegebene Korrelation wichtiger Frühweichsel-Profile, die nun widerspruchsfrei mit der SISK konnektiert und datiert werden können.

In der problemlosen Korrelierbarkeit der Vegetationsentwicklung des Eem-Frühweichsel-Komplexes mit der SISK und mit den eustatischen Meeresspiegelschwankungen drückt sich zugleich der globale Charakter auch der Klimaschwankungen 2. Ordnung, der Stadiale und Interstadiale aus. Hieraus folgt andererseits einmal mehr, daß die $\delta^{18}\text{O}$ -Variationskurve unter geeigneten Bedingungen - wie offenbar bei den Pazifik-Kernen V28-238 und V28-239 realisiert - die Abfolge nicht nur der Klimaschwankungen 1. Ordnung, der Kalt- und Warmzeiten, sondern auch der höherfrequenten Stadiale und Interstadiale mit geringeren Amplituden annähernd lückenlos und qualitativ in einer den paläoklimatischen Indikationen der Pollenanalyse vergleichbaren Näherung wiedergibt.

Diese zwischen den klimastratigraphisch-geochronologischen Befunden mariner und kontinentaler Fazies bestehenden Korrelationen lassen für die von BRUNNACKER in BOSINSKI u. a. (1985) aus der

radiometrischen Altersbestimmung eemzeitlicher Travertine von Burgtonna und Untertürkheim gefolgerte Umstufung der Eem/Weichsel-Grenze auf 100 ka v. h. keinen Raum, denn dieses Datum fällt nach mehrfach bestätigten Altersbestimmungen in die Zeit des 1. frühweichselzeitlichen Meeresspiegelhochstandes um 105 ka v. h.

Gegen ein solches Alter spricht auch die Position einer mit der Blake-Polaritätssubzone verglichenen paläomagnetischen Anomalie im Niveau der Bachablagerungen I und II des Frühweichsel-Kaltzeit-Profils von Wallertheim bei Mainz und in der zeitäquivalenten oberen Humuszone von Kitzingen (BOSINSKI u. a. 1985). Die Blake-Polaritätssubzone ist von SMITH, FOSTER (1969) auf 108 - 114, von YASKAWA (1974) auf 104 - 117 ka v. h. datiert worden, womit fission-track-Datierungen von NISHIMURA, YOKOYAMA (1975) annähernd übereinstimmen (Abb. 28).

Hieran gemessen würden die liegenden Interglazial-Ablagerungen in den genannten Profilen in den Zeitraum 115 ka v. h., d. h. der SIS 5e, fallen. Es ist zu vermuten, daß die Travertindatierungen von Burgtonna und Untertürkheim entweder zu niedrig sind oder, wie MANIA (1978) diskutiert, aber letztlich ausschließt, doch schon den Übergang zum Weichselfrühglazial markieren.

Bemühungen von GROOTES (1977), durch thermische Isotopen-Diffusionsanreicherung den Anwendungsbereich der ^{14}C -Datierung auf die Frühweichsel-Kaltzeit auszudehnen und für eine genauere Altersbestimmung der Stadiale und Interstadiale zu nutzen, führten nicht zu eindeutigen Ergebnissen. Die Werte für das Amersfoort- und das Odderade-Interstadial mit 76 bzw. 70 ka v. h. liegen um etwa 30 ka unter denen des auf das eemzeitliche Transgressionsmaximum folgenden ersten Meeresspiegelhochstandes, der mit dem ersten kontinentalen Frühweichsel-Interstadial korreliert und auf 105 ka datiert wurde.

Abweichend von der Vegetationsentwicklung des zentralen und nördlichen Mitteleuropas in den Frühweichsel-Interstadialen belegt das Pollendiagramm von Grande Pile in den Vogesen in den Warmphasen St Germain I und II, die zeitlich dem Brörup- bzw. dem Odderade-Interstadial entsprechen, nochmals eine Ausbreitung des Eichenmischwaldes mit deutlicher Beteiligung von *Corylus* und *Carpinus*, was zunächst WOILLARD (1977) veranlaßte, die beiden warmen Perioden als echte Interglaziale zu interpretieren. MENKE, TYNNI (1984) verweisen darauf, daß die Tendenz der Florentwicklung im Brörup-Interstadial (St Germain I) vom Norden zum Süden (von Brörup, Rederstall, Amersfoort bis Grande Pile) der klimatisch-pflanzengeographisch bedingten Veränderung der Florenzusammensetzung entsprechend mit Zunahme thermophiler Florenelemente folgerichtig verläuft. Ein ebensolcher Vergleich läßt bei geringerer Fundstät-

tendichte einen steileren Gradienten vermuten. Wie in der Frühweichsel-Kaltzeit stimmen auch in der Mittelweichsel-Kaltzeit (SIS 4 und 3) die paläoklimatischen Indikationen der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve und der Vegetationsfolge auf dem Festland bemerkenswert gut überein. In mariner Fazies wird die SIS 5 durch einen steilen Gradienten der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationskurve gegen die Stufe 4 begrenzt, die mit einer Dauer von 72 - 58 ka v. h. eine nur kurze Zeitspanne umfaßt, aber als deutliche Klimadepression zwischen den SIS 5 und SIS 3 liegt. Im Tiefseekern V19-20 mit höchster Auflösung der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation (SHACKLETON u. a. 1983) können innerhalb der SIS 3 (58 - 27 ka v. h.) vier kleinere Minima unterschieden werden, von denen das älteste durch ein geringes Maximum geteilt ist. Aus den mittelweichselzeitlichen Ablagerungen West- und Mitteleuropas sind aus diesem Zeitraum bisher drei Interstadiale bekannt: Moershoofd (etwa 46 ka v. h.), Hengelo (etwa 37 ka v. h.) und Denekamp (etwa 30 ka v. h.); ein weiteres Interstadial ist nach MENKE, TYNNI (1984) zwischen Keller- und Moershoofd-Interstadial einzustufen und hat ein Alter von etwa 50 ka v. h. Dieser paläoklimatischen Gliederung der Mittelweichsel-Kaltzeit entsprechen in den Grundzügen auch die Pollendiagramme von Philippinien, Mazedonien und Bogotá (VAN DER HAMMEN u. a. 1971). Diese Befunde bestätigen, daß offenbar ein größerer Anteil der Klimaschwankungen 2. Ordnung globaler Natur ist.

Alpen-Donau-Gebiet

Die klimastratigraphische Entwicklung des Pliozäns und Pleistozäns ist im Alpenvorland am vollständigsten im Gebiet der Iller-Lech-Platte überliefert. Prinzipiell bietet die Terrassenfolge der Flüsse der nördlichen Voralpen gute Voraussetzungen für die Rekonstruktion der paläoklimatischen Entwicklung im Alpenraum. Die sichere stratigraphische Einstufung der einzelnen Schotterkörper ist jedoch durch den Mangel an bio- und chronostratigraphischen Kennzeichen erschwert. Die Korrelation zwischen den Gliedern der alpinen und der skandinavischen Vereisungen gründeten sich bisher weitgehend auf die Indikationen von Vergletscherungen (PENCK, BRÜCKNER 1909; EBERL 1930, SCHAEFER 1956), denen dann zumeist die Terrassenablagerungen zugeordnet wurden.

Durch komplexe terrassenmorphologische und biostratigraphische Untersuchungen von LEGER u. a. (1972), LÖSCHER (1976), LÖSCHER u. a. (1978, 1979) im Gebiet der Iller-Lech-Platte konnte die Zahl der unterscheidbaren Terrassen erweitert und ihre stratigraphische Einstufung präzisiert werden.

Eine chronostratigraphische Charakterisierung einzelner Sektionen wurde auf der Grundlage paläomagnetischer Datierungen möglich.

Die bisherigen Ergebnisse wurden von BRUNNACKER u. a. (1982) zusammengefaßt dargestellt. Sie erlauben zusammen mit dem derzeitigen Kenntnisstand der Terrassenstratigraphie des Donau-Main-Systems einen ersten bio- und chronostratigraphisch fundierten Vergleich mit der klimastratigraphischen Sequenz der nordischen Vereisungen.

Nordöstlich Augsburg ist nach GRAUL (1943) eine Folge von 9 pleistozänen Terrassen erhalten. Die drei ältesten mit ersten Kennzeichen kaltzeitlicher Genese - Hochschotter, Oberer und Mittlerer Deckschotter - werden mit der Sequenz der Staufenberg-, Achsenberg-, Reiterberg- und Batzengau-Schotter nordwestlich Augsburg verglichen, die nach SCHAEFER (1956, 1957) mit der von ihm aufgestellten ältesten Kaltzeit im Alpenraum, der Biber-Kaltzeit, korrelieren.

Die nächstjüngeren Unteren Deckschotter sind durch mergelige Zwischenschichten mit interglazialer Molluskenfauna und Verwitterungsmerkmalen in einen älteren und einen jüngeren Schotterkörper geteilt, die zwei Kaltzeiten zugeordnet werden. Interglaziale Altwassersedimente auf den Unteren Deckschottern von Uhlenberg sind an der Basis normal, oben invers magnetisiert (BRUNNACKER u. a. 1976).

Nach FILZER, SCHEUENPFLUG (1970) zeigt die Pollenflora Beziehungen zum Waal-Interglazial, was eine Korrelation der Folge normale-inverse Polarität mit dem Topbereich der Olduvai-Polaritätssubzone ausschließt. Da die Pollenflora durchaus auch mit den Sukzessionen des von ZAGWIJN, DE JONG (1984) aufgestellten Bavelium-Interglazials verglichen werden kann, das in den Bereich der Oberkante der Jaramillo-Polaritätssubzone fällt, kann die warmzeitliche Altwasserablagerung von Uhlenberg auf etwa 0,9 Ma v. h. datiert werden. Die liegenden Unteren Deckschotter sind dem Menap zuzuordnen. Die Serie der Oberen, Mittleren und Unteren Zwischenterrassenschotter, an deren Basis eine Umstellung des hydrographischen Systems erfolgt, wird von LÖSCHER (1976) zusammen mit den Unteren Deckschotter zur Donau-Kaltzeit gestellt.

Am Nordrand der Iller-Lech-Platte sind im Zusam-Tal vier Schotterkörper unter dem Niveau der Zwischenterrassenschotter erhalten, die von ESSIG (1978) mit Günz-, Mindel-, Riß- und Würm-Kaltzeit parallelisiert werden. Mindelzeitliche Schotter sind in den Tälern der Mindel und Günz in größeren Schotterkörpern erhalten, wie die Günzschotter in anderen Tälern jedoch überwiegend erodiert worden. Die Rißschotter sind im Bereich des einstigen nördlichen Rheingletschers in Haupt- und Jungrißschotter untergliedert.

Paläomagnetische Untersuchungen der Sequenzen der Donau-Terrassen in Regensburg (BRUNNACKER u. a. 1967) ergaben im Niveau zwischen

Tab. 14. Vergleich der klimastratigraphischen Einheiten des nördlichen Alpenvorlandes, des Gebietes der nordischen Vereisungen und der SISK

<u>SISK</u>	<u>Alpenvorland</u>	<u>nordische Gebiete</u>
1	Holozän	Holozän
2 - 5d	Würm	Weichsel
5e	Riß/Würm	Eem
6	Jungriß	Warthe-Lausitz SIII
7	Riß I/II	Treene-Rügen-Uecker
8	Hauptriß	Saale SI, SII
9		Wacken-Dömnitz
10	Mindel/Riß	Mehlbeck-Fuhne
11		Holstein
12	Mindel	Elster II
13 - 15	Günz/Mindel	Cromer IV - V
16	Günz	Elster I
17	Donau/Günz	Cromer III
18 - 21		Cromer I - B
22 - 25	Bavel	
26 - 28	Menap	Donau
29 - 39	Waal	
40 - 50	Eburon	
51 - 59	Tegelen C1 - C6	Biber/Donau
60 - 62	Tegelen B	
65 - 63	Tegelen A	Biber
(64)-(68)		

10 - 30 m über der Donau-Aue einen Übergang von inverser zu normaler Polarität, der als Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze zu interpretieren ist. Nach LÖSCHER (1978) gehört der ältere Teil dieser Terrassengruppe noch zur Donau-Kaltzeit; die Günz-Kaltzeit ist damit jünger als 730 ka v. h. Terrassen im Niveau 35 - 45 m und 45 - 55 m über der Donau-Aue werden zur Biber-Kaltzeit gestellt. Eine Terrasse zwischen 60 - 90 m über dem Fluß ist älter als die Biber-Kaltzeit, aber jünger als die ältesten zum Mittel- und Oberpliozän gerechneten Hochebenenschotter und Hochschotter der Donau im Altmühl-Donau-Gebiet (TILLMANN 1977).

Anhand des von BRUNNACKER u. a. (1982) erarbeiteten Korrelationschemas und der magnetostratigraphischen Charakteristik ergeben sich die in Tab. 14 dargestellten zeitlichen Zusammenhänge zwischen der klimastratigraphischen Sequenz im nördlichen Alpenvorland, im Gebiet der nördlichen Vereisungen und der SISK.

7.2.6. VR Polen

Wesentliche Grundzüge der modernen Quartärstratigraphie der VR Polen sind von RÜHLE (1965) erarbeitet und zusammenfassend dargestellt worden. Das in den letzten Jahren durch Ausweitung der quartärgeologischen Forschung beträchtlich vermehrte litho-, bio- und klimastratigraphische Befundmaterial ermöglichte eine genauere stratigraphische Kennzeichnung und Auflösung der pleistozänen Folgen (MOJSKI 1979, 1982; RÓŻYCKI 1980; LINDNER 1980). Durch systematische Anwendung physikalischer Datierungsverfahren (^{14}C -, TL-, Th/U- und paläomagnetische Datierung) konnten die Voraussetzungen für regionale und interregionale Korrelationen wesentlich verbessert werden (LINDNER 1982, 1987; MOJSKI 1985; ZUCHIEWICZ 1985). Da im Gebiet der VR Polen nach diesen neueren Untersuchungen offenbar eine höhere Anzahl von Vereisungen überliefert ist als in den angrenzenden Regionen, hat dieser für Indikationen der Dynamik des skandinavischen Gletschers anscheinend besonders sensitive Raum auch für die Rekonstruktion der Klimageschichte des Pleistozäns eine weitreichende überregionale Bedeutung.

Die weitflächig im zentralen Teil der VR Polen verbreiteten Bekkentone des Pliozäns werden von plio-pleistozänen fluviatil-lakustrischen Bildungen überlagert, die zumeist nur lückenhaft erhalten sind und biostratigraphisch nicht näher definiert werden können.

Die Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän wird von MOJSKI (1982, 1985) wie von LINDNER (1982, 1987) den Empfehlungen des XI. INQUA-Kongresses folgend, an die Basis der Olduvai-Polaritätssubzone gelegt.

Die in Zentralpolen über dem liegenden Pliozän unmittelbar folgende Kozienice-Formation wird von MOJSKI (1982, 1985) bereits zum Eopleistozän gerechnet. Sie besteht aus zwei Serien, die jeweils mit Schottern aus dem Karpaten-Flysch bzw. dem Zentralpolnischen Hochland einsetzen und über feinkörnige Sedimente schließlich in organogene Bildungen mit frühpleistozänen Pollenfloren übergehen, die Elemente des Tegelen-Komplexes enthalten.

Ihnen schließt sich im Hangenden die Krasnystaw-Formation an, eine Serie feinklastischer bis größerer fluviatiler Zyklen, die von MOJSKI (1982) mit dem Ponurzyca-Interglazial und dem Otwock-Glazial des Profils von Ponurzyca bei Warschau parallelisiert werden. Nach LINDNER (1984, 1987) entspricht jedoch das Ponurzyca-Interglazial dem Tegelen der Niederlande und gehört damit ins Pliozän. Dementsprechend könnten die Krasnystaw- und die unterlagernde Kozienice-Formation nicht zum Pleistozän gerechnet werden. Dieses beginnt mit dem Otwock-Glazial, das mit dem Eburon korreliert. Es

wird von Sanden und Schluffen des Celestynów-Interglazials überlagert, das mit dem Waal parallelisiert wird. Die Basis der Jaramillo-Polaritätssubzone ist nach LINDNER (1987) die Grenze zwischen Proto- und Frühpleistozän, über der das Narew-Glazial mit ersten nordischen Komponenten einsetzt. Drei Moränen im nordöstlichen Polen dokumentieren eine beträchtliche Inlandvereisung. Das Glazial wird auf 950 - 900 ka v. h. datiert und von LINDNER (1984, 1987) mit dem Prä-Don-Glazial in Osteuropa und der Unstrut-Kaltzeit im Gebiet der DDR sowie mit der SIS 24 korreliert.

Die Moränen der Narew-Vereisung werden von bis 30 m mächtigen fluviatilen Serien mit warmzeitlichen Pollensukzessionen des Przasnysz-Interglazials überlagert. Sein TL-Alter liegt zwischen 749 - 767 ka v. h. Es wird von LINDNER (1987) mit dem Korčev-Interglazial der westlichen Sowjetunion (VOZNJAČUK 1985) und der Artern-Warmzeit verglichen.

Die Nida-Vereisung (Ältere Südpolnische Vereisung) erreichte das Lubliner Hochland und die Gory Swietokrzyskie, wo im Vorland des Gletschers in dieser Zeit die ersten Löße in Polen sedimentiert wurden. Mit diesem Glazial korrespondieren Terrassen der Dunajec in 73 - 50 und der Poprad in 60 - 50 m rel. Höhe. Es wird auf 730 bis 640 ka v. h. datiert und mit der Narew-Kaltzeit der Sowjetunion und der Helme-Kaltzeit korreliert. Karsthöhlensedimente von Kozi-Grzbiet nahe Kielce mit Schwermineralassoziationen des Nida-Glazials enthalten warmzeitliche Mollusken- und Vertebratenfaunen. Sie haben nach FCL/P-Datierungen ein Alter von 700 - 550 ka v. h. und sind normal magnetisiert. Nach LINDNER (1984, 1987) ist dieses Interglazial ein zeitliches Äquivalent des niederländischen Cromer II und der SIS 19 sowie des Minsk-Interglazials in der Bjelorusischen SSR (VOZNJAČUK 1985).

In Südpolen wird die Moräne der Nida-Vereisung von fluviatilen oder glazifluviatilen Sedimenten und einer Moräne überlagert, die bei Łódź und im Zentralpolnischen Hochland geteilt ist. Diese früher zur Jüngeren Südpolnischen Vereisung gerechneten Ablagerungen werden von LINDNER (1984, 1987) als selbständiges San-Glazial definiert. Zu ihm werden die ältesten Moränen im Vorland der Sudeten mit einem Alter von 634 ka v. h. gestellt. Weitere Datierungen mit 520 - 460 ka (WOJTANOWICZ 1984) bzw. 580 ka v. h. (MARSZCZAK 1985) bleiben hinter diesen Werten zurück. Das San-Glazial wird mit dem ältesten Abschnitt der Donau-Vereisung (KOZLOV, MAUDINA 1985; VOZNJAČUK 1985) und mit der Lössschicht L₂ der Mahlis-Folge verglichen. Die die San-Moräne überlagernden Sande des Pilczyca-Interglazials haben ein Alter von 588 ka und korrelieren nach LINDNER (1984, 1987) mit der SIS 15 bzw. mit einem das Don-Glazial teilenden Interglazial und dem Boden Ma_{beta} der Mahlis-Folge.

Während des folgenden Mogielanka-Glazials erreichte das Inlandeis das Vorland der Sudeten und die Nordhänge des Zentralpolnischen Hochlandes. Die Moränen aus beiden Gebieten wurden auf 580 - 560 ka v. h. datiert; für Geschiebemergel aus dem Sandomierz-Becken ergaben sich Daten zwischen 508 - 560 ka v. h. Dieses Glazial wird mit dem jüngeren der Don-Kaltzeit und der Lössschicht L₃ der Mahlis-Folge verglichen. Die organogenen Sedimente des Ferdynandów-Interglazials mit einem TL-Alter von 560 - 520 ka v. h. werden im Gebiet von Belchatów, Ferdynandów, Podgórze und Budczyna von Moränen der San-Vereisung unterlagert und von Eisstau-Sedimenten des Wilga-Glazials überlagert, die auf 476 ka v. h. datiert wurden. Die stratigraphische Korrelation des Ferdynandów-Interglazials mit ähnlichen Bildungen ist strittig. JANCZYK-KOPIKOWA u. a. (1980) und LINDNER (1987) befürworten eine Konnektierung mit der Voigtstedt-Warmzeit bzw. dem Šklov-Interglazial, während nach ERD (1978) engere Beziehungen zwischen dem oberen Optimum von Ferdynandów und dem Interglazial III des niederländischen Cromer-Komplexes bestehen.

Das Ferdynandów-Interglazial wird von glazigenen Sedimenten des Wilga-Glazials bedeckt, das bis an das Zentralpolnische Hochland reichte. TL-Datierungen ergaben Werte zwischen 456 - 476 ka v. h.; eine Korrelation mit der Oka-, Berezina- und Elster-II-Kaltzeit liegt daher nahe (LINDNER 1987). Die stratigraphisch über dem Wilga-Glazial folgenden, in der VR Polen verbreiteten Ablagerungen des Barkowice-Mokre-Interglazials (Mazovisches Interglazial) werden seit langem mit dem Holstein-Lichwin-Interglazial parallelisiert. Diese Korrelation und die Zuordnung dieses Interglazials zur SIS 11 wird durch eine Reihe physikalischer Alterswerte zwischen 440 - 320 ka v. h. erhärtet:

Draby, Polnischer Jura, Höhlensedimente, (FCl/P)	440 - 320 ka v. h.
Mochowo, Nordpolen, fluviatile Sedimente, (TL)	389 - 379
Brus, Lubliner Hochland, fluv. Sedimente, (TL)	384
Zalesiaki, Dzialoszyn, Höhlensinter (Th/U)	>350

Ein Geschiebemergel, der nordöstlich Warschau und im Gebiet von Wyskow Sedimente des Barkowice-Mokre-Interglazials überlagert und bisher mit einem Vorstoß der Maximalvereisung der Odra-Kaltzeit in Verbindung gebracht wurde, wird von LINDNER (1984, 1987) nach TL-Datierungen zwischen 380 - 351 ka v. h. der eigenständigen Liwiec-Vereisung zugerechnet, die das nördliche Polen bis zum Bug bedeckte. Periglaziale Ablagerungen (Sande, Löß) wurden auf 390 bzw. 367 ka v. h. datiert. Dieses Glazial wird mit der Fuhne-Kaltzeit parallelisiert.

Organogene Bildungen im Profil von Zbojno bei Krepiec enthalten

warmzeitliche Eichenmischwald-Pollenflora mit hohem Tilia-Anteil. Ihnen entspricht der Paläoboden GJ3a auf LÖB LN mit einem Alter von 300 ± 36 ka. Höhlensinter ergaben ein Th/U-Alter von $300 \pm 80 - 40$ ka. Das Zbojno-Interglazial wird mit der Dömnitz-Warmzeit und dem Grodno-Interglazial in der westlichen Sowjetunion korreliert. Im Odra-Glazial (Maximum der Mittelpolnischen Vereisung) erreichte das Inlandeis im zentralen und östlichen Teil der VR Polen seine größte Ausdehnung und stieß in den Sudeten durch die Mährische Pforte bis in Höhen von 500 - 600 m ü. M. vor. Der Hauptvorstoß erfolgte in zwei Phasen, dem Krzna- und dem Radomka-Kamienna-Substadial. Im Periglazial-Gebiet korrespondiert der unterste Ältere LÖB (LSn) mit dem Maximalvorstoß, der untere und mittlere Ältere LÖB (LSd und LSs) mit Rückzugsstadien der Odra-Vereisung. Sie wird mit der Dnjepr- und der Saale-Kaltzeit korreliert. Im Profil Grabówka enthalten Seeablagerungen zwischen zwei Geschiebemergeln eine Mischwald-Pollenflora mit mehr als 20 % Quercus, die sich deutlich von älteren und jüngeren Pollenflora-Sukzessionen unterscheidet. Entsprechende Ablagerungen mit einem TL-Alter zwischen 273 - 230 ka v. h. wurden bei Losy (Masuren) und Pila-Baza registriert. In LÖBprofilen wird dieses Interglazial durch den Paläoboden GJ2 vertreten mit einem TL-Alter zwischen 244 ± 30 und 221 ± 27 ka v. h. Th/U-Datierungen von stratigraphisch vergleichbarem Kalksinter in Höhlen der Sudeten und dem Heilig-Kreuz-Gebirge ergaben Werte von $180 \pm 21 - 17$ und $192 \pm 24 - 19$ ka v. h. LINDNER (1987) korreliert diese Interglaziale mit der Odincovo- und der Rügen-Warmzeit.

Während des Warta-Glazials erfolgten zwei Eisvorstöße mit maximaler Gletscherausdehnung zwischen 150 - 130 ka v. h. TL-Datierungen von Lössen erbrachten Alterswerte von 210 - 125 ka v. h. Ein Geschiebemergel im Profil von Losy wurde auf 181 ka (TL) datiert. Das Tychnowoy-Interglazial (Eem-Warmzeit) wird in Polen durch limnische, marine und pedogene Bildungen repräsentiert und ist pollenfloristisch deutlich charakterisiert. Es werden zwei marine Transgressionen, Sztum- und Tychnowoy-Horizont, unterschieden. Im Profil von Nowiny liegen über dem jüngeren marinen Tychnowoy-Horizont, der das Klimaoptimum belegt, zwei Torfhorizonte. Im Zentralpolnischen Hochland wird das Eem-Interglazial durch lessivierte Böden GJ1 mit ausgeprägtem B-Horizont vertreten. TL-Datierungen des liegenden Jüngeren Lösses ergaben Werte von etwa 125 ka, die mit Th/U-Altersbestimmungen von interglazialen Kalksintern aus Höhlen der Tatra und des Krakau-Wieluńer Jura zwischen 124 und 112 ka v. h. (GLAZEK 1986) in Einklang stehen.

Das Wisła-Glazial setzt mit dem Toruń-Stadium (Kaszuby-Substage nach MOJSKI 1982) ein, währenddessen zwei Moränen im unteren

Wisła-Tal (B I, B II) abgelagert wurden. Die B-II-Moräne hat ein TL-Alter von 113 - 114 ka v. h. Im polnischen Lößgebiet wird dieses Stadial durch den untersten Jüngeren Löß vertreten, der auf 101 - 97 ka v. h. datiert wurde und in dem durch TUCHOLKA (1977) die Blake-Polaritätssubzone nachgewiesen wurde. Für stratigraphisch vergleichbare Hangablagerungen in den Karpaten ergaben sich TL-Werte zwischen 110 - 100 ka v. h. Das Gniew-Interstadial (Konin-Interstadial nach MOJSKI 1982; Krastudy-Interglazial nach MAKOWSKA 1986; Rudunki-Interstadial nach JASTRZEBSKA-MAMELKA 1985) wird im Bereich der polnischen Ostseeküste durch marine Sedimente, im südpolnischen Lößgebiet durch einen Boden auf dem untersten Jungen Löß repräsentiert. TL-Datierungen ergaben 80 ka v. h. für dieses Interstadial, das LINDNER (1987) mit dem Odderade-Interstadial vergleicht. Das Swiecie-Stadial (Prä-Grudziądz Substage von MOJSKI 1982) wird im unteren Wisła-Tal durch die Grundmoräne B III belegt; sie hat ein TL-Alter zwischen 67 - 61 ka v. h. Dieser Kaltphase folgt das Grudziądz-Interstadial, dessen Ablagerungen anhand von Pollenflora und Molluskenfaunen mit dem Moershoofd-Interstadial parallelisiert werden kann, womit ^{14}C -Datierungen um 42 - 37 ka und TL-Datierungen zwischen 51 - 43 ka v. h. annähernd korrespondieren.

Der maximale Vorstoß des Wisła-Gletschers erfolgte während des Hauptstadials, im unteren Wisła-Tal durch die beiden Geschiebemergel B IV und B V dokumentiert, von denen der untere mit der Leszno- und der Poznań-Phase, der obere mit der Pomorze-Phase korrespondiert. Die Moräne B IV hat ein TL-Alter von 18 ka. Zeitlich entsprechen ihr in der Tatra die Gletschervorstöße der Lysa Polana- und der Włosienica-Phase. Der Beginn des Hauptstadials kann anhand pollenführender Sedimente mit Tundren-Flora (Konin-Maliniez II, Wielkopolska Tiefebene) auf 23 ka v. h. datiert werden. Die Maximalausdehnung der Leszno-Phase wurde vor 20 ka erreicht. Für die Poznań- und die Pomorze-Phase werden 18,4 bzw. 15 ka v. h. (TL) angegeben. Während der Gardno-Phase am Ende des Hauptstadials überschritt das Inlandeis noch einmal die Küstenlinie nach Süden, begleitet von einem letzten Gletschervorstoß in der Tatra. Diese Abkühlung wird auf 13,2 bis 12,8 ka v. h. datiert und mit der Älteren Dryaszeit korreliert.

Anders als LINDNER (1984, 1987) unterscheidet MOJSKI (1982) nur fünf durch vollentwickelte Interglaziale getrennte Glaziale. Das Przasnysz-Interglazial wird von MOJSKI (1982) über das Nida-Glazial von LINDNER (1987) gestellt und das Narew-Glazial durch ein Interstadial in zwei Kaltphasen untergliedert. Nach TL-Datierungen und magnetostratigraphischen Kriterien (inverse Polarität) sind jedoch die Ablagerungen des Przasnysz-Interglazials zur Matu-

yama-Polaritätszone zu stellen. Analog hat auch das Pilczyca-Interglazial von LINDNER (1987) bei MOJSKI (1982, 1985) nur den Rang eines Interstadials, und das Odra-Glazial umfaßt den gesamten Abschnitt zwischen Masovischem und Eem-Interglazial.

Das durch zahlreiche Datierungen gestützte stratigraphische System des Quartärs von LINDNER (1987) stimmt hinsichtlich der Zahl der Glaziale innerhalb der Brunhes-Polaritätszone sehr gut mit der Folge der SIS überein. Zwischen der Matuyama/Brunhes-Grenze und dem Barkowice-Mokre-Interglazial korrelieren 3 Glaziale (mit vier Gletschervorstößen) mit den vier Kaltzeitstufen 18 - 12, und zwischen dem Barkowice-Mokre-Interglazial und dem Holozän korrelieren Liwiec-, Odra-, Warta- und Wisła-Glazial mit den SIS 10, 8, 6 und 4 bzw. 2. Den 9 Kaltzeiten mit Indikationen von Vereisungen im Gebiet der VR Polen stehen im gründlich durchforschten Gebiet der DDR bisher nur vier durch Moränen belegte Glazialzeiten gegenüber. Die höhere Zahl glazigener Ablagerungen im Gebiet der VR Polen könnte einmal dadurch erklärt werden, daß die im Gebiet der DDR primär ebenfalls in voller Zahl vorhanden gewesenen Vereisungsbelege der Moränen durch Erosion (infolge höherer Reliefenergie oder wegen des Fehlens von Sedimentfallen) partiell getilgt worden sind.

Alternativ könnte die geringere Zahl der Moränen in den Nachbarregionen Polens aber auch darauf zurückzuführen sein, daß während der betreffenden Kaltzeiten im Vergleich zur Elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit wesentlich geringere Eisakkumulationen erfolgten und der nordische Gletscher jeweils nur in einer auf das östliche Ostseegebiet begrenzten Depression bis in das nordpolnische Tiefland vordringen konnte. Hierfür spricht die mit ziemlicher Sicherheit anzunehmende Begrenzung der Vereisung des Toruń-Stadials auf das nordöstliche Tiefland der VR Polen. Die westlich angrenzenden potentiellen Vereisungsgebiete blieben in dieser Zeit eisfrei.

Diese Interpretation wird durch die Korrelationen zwischen den Intensitäten der Vereisungen auf dem Kontinent - gemessen an den Verbreitungsgrenzen der zugeordneten Moränen - und den Amplituden der korrespondierenden SIS gestützt: Zwischen den Vereisungen mit Moränenvorkommen, die auf das Gebiet der VR Polen beschränkt sind, und der SISK bestehen nach LINDNER (1987) die in Tab. 15 dargestellten zeitlichen Beziehungen.

In dieser Folge bleiben die Ausbreitungsgrenzen der Vereisungen des Narew-, Mogielanka- und Liwiec-Glazials sowie des Toruń- und Swiecie-Stadials beträchtlich hinter denen des Nida-, Odra- und Warta-Glazials zurück. Diesen Glazialen (Stadialen) geringerer Eisausbreitung entsprechen in der Korrelation von LINDNER (1987), die SIS 24, 14, 10, 5b, d und 4, die gegenüber den SIS 20, 16, 8,

6 und 2 deutlich geringere Amplituden aufweisen (Tab. 34, 35).

Tab. 15. Korrelation der auf das Gebiet der VR Polen begrenzten moränenführenden Kaltzeiten mit der SISK
(-) Glaziale geringer Intensität

Vereisungen	SIS
Swiecie-Stadial (-)	4
Toruń-Stadial (-)	5d, 5b
Liwiec-Glazial (-)	10
Mogielanka-Glazial (-)	14
Nida-Glazial	20
Narew-Glazial (-)	24

Abweichend von dieser generell engen Korrelation zwischen den Intensitäten der Vereisungen in Nordeuropa und den Amplituden der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation in den Tiefseesedimenten bleiben die Ausbreitungsgrenzen der Wilga-Vereisung deutlich hinter denen des San- und Odra-Glazials bei etwa vergleichbar hohen Amplituden der zugeordneten SIS zurück. Dieses abweichende Verhalten ließe sich durch Überlieferungslücken infolge Exaration und Erosion einer ehemals weiter verbreiteten Wilga-Moräne erklären, wodurch das primäre Verbreitungsgebiet der Moränen und damit des Inlandeises nicht mehr wirklichkeitsgetreu rekonstruiert werden kann. So wäre denkbar, daß die Moräne der Wilga-Vereisung wie ihre zeitlichen Äquivalente der Elster-II-Kaltzeit im Gebiet der DDR ursprünglich weiter nach Süden gereicht hat, als ihre rezente Verbreitung erwarten läßt.

Diese durchaus akzeptierbare Interpretation erschiene in einem weiteren Fall einander widersprechender Intensitätskennzeichen von kontinentalen und marinen von LINDNER (1984) stratigraphisch verglichenen Kaltzeitindikationen weniger begründet. SIS 22, der nach LINDNER (1984, 1987) keine Moräne zugeordnet ist, besitzt eine Amplitude, die etwa denen der SIS 16, 12 und 8 entspricht, die der SIS 20 übertrifft und weit über der der SIS 24 liegt. Ein nach diesem $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum zu erwartender Inlandgletscher hätte demnach eine zumindest der San-Vereisung (SIS 16) nahekommende Flächenausdehnung haben müssen. Es wäre wohl sehr unwahrscheinlich, wenn unter den Erhaltungsbedingungen, unter denen die Moränen der liegenden Narew- und der hangenden Nida-Vergletscherung überliefert worden sind, nicht auch Relikte der Moräne einer Vereisung der SIS 22 hätten erhalten werden können. Unter den genannten Voraussetzungen wäre die Bildung eines Inlandeisgletschers und dessen

Vorstoß bis ins mittelpolnische Gebiet während der SIS 22 letztlich wahrscheinlicher als während der SIS 24, und auch die glazigenen Bildungen dieser Kaltzeit hätten eine weit höhere Überlieferungswahrscheinlichkeit als diejenigen der nach Aussage der SISK viel weniger intensiven Kaltzeit der SIS 24.

Es liegt daher der begründete Verdacht nahe, daß die Narew-Vereisung mit der SIS 22 und nicht, wie bei LINDNER (1984), mit der SIS 24 korreliert, die nur als mäßige Klimadepression - schwächer noch als SIS 14 - interpretiert werden kann.

7.2.7. Pannonisches Becken, Republik Ungarn

Das in Tab. 35 dargestellte stratigraphische Schema basiert auf der biostratigraphischen Gliederung von KRETZOI (1982) und der lithostratigraphischen Charakterisierung der Schichtenfolge des höheren Känozoikums von PÉCSI, zuletzt in KRETZOI, PÉCSI (1979), PÉCSI u. a. (1982) und PÉCSI (1984).

Die biostratigraphische Gliederung gründet sich auf die Superposition von Faunenfolgen, die von KRETZOI (1982) im Zeitbereich von etwa 3,5 Ma - rezent in 8 Stufen aufgelöst werden, die in Einheiten niederer Ordnung - Montpellicium, Villafranchium, Biharium und Peribaltium - zusammengefaßt werden. Abweichungen zu anderen Gliederungen (FEJFAR, HEINRICH 1987) ergeben sich aus unterschiedlicher Anwendung biostratigraphischer Kriterien, u. a. der Einbeziehung von Großsäugern, Immigranten, der Variation der Anteile von Cricetidae, Arvicolidae und Muridae und sind Ausdruck des raschen Erkenntnisfortschritts in der Kleinsäugerstratigraphie auf der Grundlage neuerer taxonomischer und stratigraphischer Revisionen.

Die postmiozäne Entwicklung des Pannonischen Beckens ist durch eine flächenhafte Reliefdifferenzierung (Bildung von "geomorphological surfaces") im Ergebnis der Wechselwirkung endogener und exogener Prozesse im Pliozän und Pleistozän gekennzeichnet. Zur Datierung dieser Ereignisfolgen bestehen dank eines raschen Faunenwandels sowie der geochronologischen Zusammenhänge zwischen der Herausbildung der Landoberflächen, Terrassenfolgen und radiometrisch meßbaren Travertinen generell günstige Voraussetzungen. Nach Auffüllung des Pannonischen Binnenmeeres begann mit der Entwicklung des Entwässerungssystems im Pannonischen Becken im höheren Pontium (Messinium) die Pedimentation, die während des Rusciniums (Montpellicium nach FEJFAR, HEINRICH 1987) andauerte. Während des gesamten Rusciniums wurde das Pannonische Becken epirogen gehoben. Das spätpliozäne Pediment des Ostalpenrandes wird von

einem älteren Schotterkörper (320 m ü. M.) im Gerecse-Gebirge und in der Zala-Region überlagert (etwa Grenze Montpellierium/Ruscium, um 4 Ma v. h., etwa Brunssumium B). Während des Csarnótanum wurde das ältere Pediment 1 auf den Gebirgsrändern konserviert oder nur geringfügig verändert; die Pedimentationsflächen auf unverfestigten Bildungen wurden tiefergelegt. Auf ihnen wurden Schotter sedimentiert. Im oberen Csarnótanum schnitten die Flüsse am Westrand des Pannonischen Beckens in diese Oberflächen ein und bildeten die Terrasse VIII (etwa 3,5 Ma v. h.). Auch die nächsttieferen Terrasse VII wird noch zum höchsten Csarnótanum (oberstes Ruscium, etwa 3,2 - 3,1 Ma v. h.) gerechnet.

Die Terrassen VI bis IIA werden ins Pleistozän gestellt, das nach der Faunenentwicklung in Villányium (etwa 3 - 1,9 Ma v. h.), Biharium (1,9 - 0,4 Ma v. h.) und Peribaltium gegliedert wird. Die 4 Terrassen werden jeweils von Travertinen (T6 - T2a) überlagert, die rotbraune Fossilböden enthalten. Die Travertine T7 - T5 sind invers magnetisiert und der Matuyama-Polaritätszone zuzurechnen. Da der Boden des Travertins T6 eine Fauna mit ersten Kislángium-Elementen enthält, wird angenommen, das die unterlagernden Schotter der Terrasse VI in den Grenzbereich Beremendium (Villafranchium)/Kislángium bzw. ins untere Kislángium gehören. Damit wird die Korrelation dieses Schotterkörpers - der offenbar unter semiariden Bedingungen abgelagert wurde - mit der ersten markanten Klimadepression im Plio-Pleistozän, dem Prätogelen wahrscheinlich. Terrasse V wird nach paläontologischen und morphologischen Befunden an das Ende des Kislángiums gestellt. Schluffschichten der Terrasse IV sind normal polarisiert. Th/U- und ESR-Datierungen der jüngeren pleistozänen Travertine ergaben nach den Untersuchungen von HENNING u. a. (1983) folgende Alterswerte:

<u>Travertin</u>	<u>ka v. h.</u>	<u>SIS</u>	<u>Warmzeit v. h.</u>
T2b	100 - 127	5	letzte
T3	200 - 240	7	vorletzte
T4	>350	11	drittletzte

KRETZOI, PÉCSI (1979) geben für die Travertine auf der Donau-Terrasse IIb ein Alter von nur 60 ka an und korrelieren sie mit den Kleinsäugerfaunen von Süttö und Varbo.

Die Sedimentation von Lössen und lößähnlichen Ablagerungen beginnt nach PÉCSI (1984) mit dem oberen Teil des Dunaföldvár-Komplexes erst nach der Jaramillo-Polaritätssubzone. Die hellrosa Schluffe des unteren Dunaföldvár-Komplexes mit sechs kalkreichen Roterde-Paläoböden eines mediterranen Klimas sind proluviale Bildungen und reichen nach magnetostratigraphischen Befunden bis in die Gauß-

Polaritätszone zurück (PÉCSI u. a. 1979; PÉCSI 1984).

Anhand eines reichen paläontologischen Fundmaterials konnte die paläoökologisch-paläoklimatische Entwicklung im Pannonischen Becken für die letzten Jahrmillionen recht genau rekonstruiert werden:

Nach der global wirksamen ariden Phase des Messiniums (Berbáltavarium, KRETZOI 1982) etwa von 6,4 - 5,3 Ma v. h. mit ausgedehnten Versteppungen stellten sich im Pannonischen Becken im unteren Pliozän (Ruscinium, KRETZOI 1982, weitgehend übereinstimmend mit dem Montpellierium nach FEJFAR, HEINRICH 1987) wieder warm-humide Klimabedingungen ein, markiert durch die Ausbreitung von Vertretern der asiatischen Baumsteppen und Galeriewälder. Im oberen Pliozän (Csarnótanum, etwa von 3,7 - 3,3 Ma v. h.) nahm die Humidität weiter zu. In dieser Zeit bedeckten feuchteliebende Waldgesellschaften wie in weiten Bereichen Eurasiens auch das Pannonische Becken, und eine größere Zahl südostasiatischer Kleinsäuger-taxa wanderte nach Europa ein (1. Expansion der Arvicolidae).

Im Grenzbereich Ruscinium/Villafranchium (etwa um 3.3 Ma v. h.) verschwinden die älteren Faunen des warm-gemäßigten Klimas bis auf *Mimomys*, *Pliomys* und *Clethrionomys*, und es breiten sich erneut in rascher Invasion Faunenelemente trocken-warmer Steppengesellschaften aus: Faunen mit *Hipparion* und *Mastodon* werden durch Gesellschaften mit *Bos* (*Leptobos*), *Elephas* (*Archidiskodon*), *Equus* (*Allohippus*) und *Canis* - letztere als nordamerikanische Immigranten - abgelöst.

Die Faunen des Bihariums sind durch das Fehlen zahlreicher Tertiärformen und die rasche Fortentwicklung zu modernen Taxa gekennzeichnet, so daß eine hohe biostratigraphische Auflösung insbesondere mit Kleinsäufern im Pleistozän möglich wird.

Während des Pleistozäns konnten sich offensichtlich in humideren Phasen der Warmzeiten auch im Pannonischen Becken geschlossene Wälder mit Vorherrschaft von *Pinus* ausbreiten (WAGNER, 1979; URBAN 1984). Während der Kaltzeiten dominierten *Artemisia*-Kältesteppen und Waldtundra, und in Interstadialen ging die Vegetationsentwicklung nicht über die Parktundra hinaus.

7.2.8. Sowjetunion

7.2.8.1. Südukraine, Schwarzmeer-kaukasus-Gebiet

In der Region der Südukraine, der nördlichen Schwarzmeerküste und des südwestlichen Kaukasus ist die geologische und paläoklimatische Entwicklung des höheren Känozoikums durch Sequenzen mariner,

lagunärer und subaerischer Bildungen mit hoher bio- und klimastratigraphischer Auflösbarkeit überliefert. Von ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) wurde, gestützt auf eine Reihe physikalischer Datierungen, eine umfassende stratigraphische Revision der Abfolgen des höheren Känozoikums durchgeführt und der Versuch einer hochauflösenden überregionalen Korrelation unter Einbeziehung der PZS sowie der SISK unternommen. Die Ergebnisse dieser Untersuchungen ermöglichen einen detaillierten kritischen Vergleich mit der paläoklimatisch-paläogeographischen Entwicklung in anderen Regionen.

Das marine Jungtertiär des Ponto-Kaspischen Beckens ist durch die Entwicklung kurzlebiger endemischer Faunen charakterisiert, die einerseits die Korrelation mit den orthostratigraphisch gliederbaren Sequenzen des südwesteuropäischen Raumes erschweren, andererseits eine hochauflösende regionale biostratigraphische Gliederung ermöglichen. Diese Entwicklung wird von Transgressionen und Regressionen, Schwankungen der Halinität und Humidität sowie Immigrationen aus dem Mittelmeer überlagert.

In den Bosphor-Schichten des oberen Pont sind im noch zusammenhängenden Dazisch-Pontisch-Kaspischen Becken wenig unterschiedliche Brackwasserfaunen (Abkömmlinge ozeanischer Tethys-Formen) verbreitet. Nach ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) entspricht dem Bosphor eine Phase erhöhter Aridität in kontinentaler Fazies, die im nachfolgenden Bel'beke-Kryochron andauerte, als eine deutliche Abkühlung mit Ausbreitung von Steppen und Waldsteppen erfolgte. Nach SCEKINA (1979) fehlen in diesen Pflanzengesellschaften mit nach Osten zunehmendem Steppencharakter subtropische Arten sowie *Quercus* und *Tilia*. Östlich des Don gingen die dort dominierenden Grassteppenlandschaften mit Wintertemperaturen bis -10°C in Halbwüsten über. Diese Zeit korreliert mit den paläomagnetischen Polaritätszonen 6 und 5 und müßte etwa dem Messinium bzw. dem Susterium entsprechen.

Im Kimmerium (etwa 5,5 - 3,0 Ma v. h.) wird das Pontische Becken von einem subtropischen Binnenmeer eingenommen. Im unteren Kimmerium (etwa 5,5 - 3,4) bestehen die Verbindungen zwischen dem Dazischen und dem Pontischen Becken weiter fort, doch das Kaspi-Becken ist völlig isoliert. Im oberen Kimmerium wird auch die Verbindung zum Dazischen Becken unterbrochen, wo im Roman limnische Beckensedimente abgelagert werden. Die Vegetationsentwicklung schwankt während des Kimmerium im nördlichen Schwarzmeergebiet wiederholt zwischen kalt-ariden Grassteppen und subtropischen Galeriewäldern. Eisenerzhorizonte der Kamyschburunsker Schichten werden als Abtragungsprodukte prä- und frühpliozäner Bodenbildungen des Ivanovo- und Ljubimovka-Thermochrons interpretiert, die während des post-pontischen Klimaoptimums (Sevatopol-Thermochron, etwa 4,3 - 3,4 Ma

v. h., ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983) abgelagert wurden. Dieses Klimaoptimum wird paläobotanisch durch einen erhöhten Anteil subtropischer Baum- und Farnarten dokumentiert, die Wintertemperaturen nicht unter 8 - 9 °C belegen. Zumindest der jüngere Teil dieses Zeitabschnitts korrespondiert mit den Säugerfaunen des Moldau-Komplexes (etwa 3,4 - 2,4 Ma v. h.).

Im oberen Kimmerium (Pantikapej, 3,4 - 3,0 Ma v. h.) erfolgte im Schwarzmeergebiet eine weitreichende Regression, verbunden mit einem Anstieg der Aridität bei zunehmender Abkühlung. Im Skorcel'sker Faunenkomplex (Aidar-Kryochron bis Bogdanovka-Thermochron, etwa 3,2 - 2,4 Ma v. h.) treten erstmals im Schwarzmeer-Küstengebiet Elefanten auf. In der westlichen Kaukasusregion nehmen die subtropischen Arten weiter ab.

Während des Kujal'nik (Akčagyl der Kaspi-Gliederung, etwa 3,0 - 1,9 Ma v. h.) hält die Tendenz zunehmender Aridität an, doch wird dieser Prozeß durch die Veselovka- und die Akkulaev-Warmzeit unterbrochen, die im Gebiet der Grusinischen SSR mit der Veselovka-Skurdumsker bzw. der Cichiperdsker Transgression korrespondieren. In den warmzeitlichen Waldgesellschaften sind *Quercus*, *Fagus*, *Carpinus* sowie subtropische Exoten (*Platycarya*, *Aralia* und Farne) vertreten. In den kaltzeitlichen Assoziationen dominieren Kiefernwälder mit *Abies* und *Picea*. Während des folgenden Polivadinsker-Siver-Kryochrons wanderten Meeresfaunen aus dem Kaspischen in das Pontische Becken bis in das Mündungsgebiet der Donau ein. Diese bis dahin ausgeprägteste Abkühlung in der Region während des Pliozäns entspricht dem westeuropäischen Prätogelen. Demnach müßten die Assoziationen subtropischer Steppen des anschließenden Akkulaev etwa mit dem Tegelen A korrelieren.

Das Gurija (Apšeron, etwa 1,9 - 1,0 Ma v. h.), dessen Basis mit der unteren Olduvai-Polaritätssubzone koinzidiert, wird in Westgeorgien durch brackische Ablagerungen repräsentiert. Es umfaßt nach ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) vier paläoklimatische Phasen. Im Früh- und Mittel-Gurija sind im Kaukasus-Gebiet, unterbrochen von einer Steppenphase, subtropische Laubwälder verbreitet. Diese Sequenz korreliert zeitlich annähernd mit der Folge vom Tegelen C5 bis einschließlich zum Waal. Die Gurija-Čauda-Übergangsschichten (Čachvata-Thermochron) enthalten Pollenflora von Laubwäldern mit *Fagus* und Nadelwäldern mit *Tsuga* und einem hohen Bestand subtropischer Arten, darunter *Engelhardia*, *Platycarya*, *Zelkova*, *Magnolia*, *Liquidambar*, *Nyssa*, *Fatsia*, *Symplocos* sowie subtropischen und tropischen Farnen.

Eine ökologische Analyse für diese Zeit ergab Wintertemperaturen nicht unter 3 - 5 °C und Niederschläge um 2 500 mm. Korrelierte Meeresablagerungen enthalten Molluskenfaunen mit mehreren

Tschaudia-Arten ohne *T. tschudaevae*. Im Spät-Gurija wird der Bestand tropischer und subtropischer Arten zunehmend reduziert, und im Kvemontanebi-Kryochron breiten sich, einhergehend mit einer Regression und Aussüßung des Meeres im Kaukasus-Gebiet, Kiefern und Fichtenwälder aus. Dieser Zeitabschnitt wird durch die auf 1,1 Ma v. h. datierte Kvemontanebi-Exkursion (Polaritätssubzone ?) markiert, die noch vor der Jaramillo-Polaritätssubzone stattfand.

Im nördlichen Schwarzmeergebiet spiegelt sich der im oberen Gurija verstärkende Wechsel von Warm- und Kaltzeiten in den LÖß-Bodenfolgen wider, in denen die Thermochrone durch subtropische Roterden der Beregovoe- und Kryžanovka-Pedokomplexe repräsentiert werden.

Der Zeitraum zwischen der Gauß/Matuyama-Grenze und der Jaramillo-Polaritätssubzone wird in kontinentaler Fazies des nördlichen Schwarzmeer-Küstengebietes biostratigraphisch durch den Chapry-, Odessa- und Taman-Faunenkomplex charakterisiert, die durch Kleinsäugerstufen im Verein mit paläomagnetischen und anderen physikalischen Daten noch weiter zeitlich aufgelöst werden können. Die Verteilung der Fundstätten auf den Terrassenablagerungen der ins Schwarze Meer mündenden Flüsse ermöglicht die Datierung und Korrelation der fossilführenden klimaindikativen kontinentalen Serien mit der marinen Entwicklung.

Während des Pliozäns und im unteren Pleistozän ist die geologische Ereignisfolge insbesondere durch regressive und transgressive Phasen gekennzeichnet, die von Halinitätsschwankungen begleitet werden. Sie verlaufen jedoch nur teilweise mit den Klimaschwankungen synchron. Im allgemeinen fallen die Kaltzeiten mit Phasen der Aussüßung des Pontischen Meeres zusammen, während der Warmzeiten stiegen dagegen Meeresspiegel und Salzgehalt an. Die Wassertemperaturen sind im Kimmerium am höchsten. Wichtigster Einschnitt in der hydrographischen Entwicklung ist die Aussüßung des Meeres mit der Wiederherstellung der seit dem oberen Pontium unterbrochenen Verbindung zum Kaspischen Meer während der 2. "großen" Akčagyl-Transgression, die mit dem Polivadinsker-Siver-Kryochron koinzidiert.

Das nachfolgende Geschehen in der nördlichen Schwarzmeer-Kaukasus-Region etwa ab 1,0 Ma v. h. ist durch eine weitere Folge von 5 bis 6 pleistozänen Transgressionen und Regressionen gekennzeichnet, in deren Verlauf insgesamt viermal mediterrane Faunen in das Pontische Becken einwanderten. Die Folge kann auf der Grundlage physikalischer Datierungen bereits weitgehend widerspruchsfrei interregional korreliert und mit der SISK verglichen werden (KOČE-GURA, ZUBAKOV 1978). Marine Ablagerungen mit *Didacna* (*Tschaudia*) *tschudaevae* umfassen das Gurija- und das Krim-Cauda, die von

ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) mit den SIS 25 - 17 korreliert werden. In die kontinentalen Cvermagal-Schichten - einer dreifach untergliederten Folge von Pollenflora-Sukzessionen thermophiler Assoziationen, Fichten-Erlen-Wäldern und Waldgesellschaften mit *Fagus*, *Sequoia*, *Metasequoia*, *Taxodium*, *Cryptomeria* - fällt die Jaramillo-Polaritätssubzone. Die Cvermagal-Schichten werden mit den SIS 25 - 21 verglichen, das Mittel-Cvermagal-Kryochron korrespondiert mit den SIS 24 ? - 22.

Das Krim-Čauda setzt mit dem Sefskij-Kryochron ein, das durch Ausbreitung von Fichten-Tannen- und Kiefernwäldern, den Rückgang thermophiler Arten und Aussüßung des Meeres gekennzeichnet ist. Diese Kaltzeit korrespondiert mit SIS 20. Die Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze liegt an der Basis der Šava-Schichten. Sie werden von Sedimenten mit *Paphia spec.*, *Cerastoderma glaucum*, *C. paucicostata*, *Scrobicularia cf. plana*, *Abra spec.* und anderen stenohalinen Immigranten der ersten Mittelmeer-Transgression überlagert. Dieses Ereignis wird mit der SIS 19 parallelisiert.

Während des Platovo-Kryochrons, das mit der SIS 18 verglichen wird, war das Pontische Meer ausgesüßt. Faunen des unteren Baku mit *Didacna baericrassa*, *D. parvula* in marinen Ablagerungen an der Nordküste des Asowschen Meeres belegen eine Verbindung mit dem Kaspischen Meer. Sande und detritische Kalke des oberen Čauda (Baku-Čauda) mit Vertretern der Baku-Urundjik-Fauna (*Didacna rudis*, *D. eulachia*, *D. palassi*) werden mit der SIS 17 parallelisiert.

In Meeresablagerungen mit Molluskenfaunen des Paläoeuxin, die der SIS 16 zugeordnet werden, wurde ein Zone inverser Polarität, die Ureki-Exkursion (Polaritätssubzone) registriert, die ein TL-Alter von etwa 620 - 580 ka hat (ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983).

Am Čokrak-See auf der Halbinsel Kertsch folgen über diesen Schichten Sedimente des Uzunlar mit einer Immigrantenfaua der 2. Mittelmeer-Transgression, die mit den SIS 15 - 13 korreliert werden, wobei SIS 14 durch Löße bzw. Deltaschüttungen des Mamaruskoe-Kryomers vertreten wird.

Über die stratigraphische Einstufung der Meeresablagerungen des Mittel- und Jungpleistozäns im Schwarzmeer-Kaukasus-Gebiet bestehen zwischen den regionalen Bearbeitern noch immer unterschiedliche Auffassungen. Nach FEDOROV (1981) sind Alteuxin (Paläoeuxin) I und Paläouzunlar mit dem Lichwin-Interglazial (nach ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983 Äquivalent der SIS 13), Alteuxin II und Uzunlar mit dem Dnjepr-Glazial (SIS 8) bzw. dem Odincovo-Interglazial (SIS 7) zu verbinden. Mit dem Uzunlar und dem Alteuxin II stratigraphisch korrelierte Löße und Bodenbildungen über der Ureki-Polaritätssubzone wurden mit dem TL-Verfahren auf 580 - 530 ka v. h. datiert.

Dieses Alter bekräftigt die Zuordnung des Alteuxin II und des Uzunlar zur SIS 14.

Im Neouzunlar-Cchalcminde-Pšadski-Thermochron fand mit der Immigration von Paphia und Orbicula fluminalis eine erneute Transgression aus dem Mittelmeer statt. Pollenfloren belegen für diese Zeit in Westgeorgien mesophile Nadelwälder mit Taxodium, Sequoia, Glyptostrobus sowie Magnolia, Laurophyllum und Liquidambar, die ganzjährig feuchtwarme Klimabedingungen dokumentieren. Im anschließenden Čeljadincevo-Kryochron, das von ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) neu aufgestellt und mit der SIS 12 korreliert wird, erfolgten weitläufige Regressionen des Pontischen Meeres und Lös-sedimentation.

Das Karangat entspricht nach Revisionen der Basisprofile El'tingen, Čokrak und Tuzla durch ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) im Gegensatz zu den Auffassungen von KOČEGURA, ZUBAKOV (1978) NIKIFOROVA (1980) und FJODOROV (1981) nicht nur dem Mikulino-Interglazial, sondern es umfaßt eine Serie warmzeitlich-kaltzeitlicher Sedimente mit 4 Horizonten vom Karangat-Typ (mit Mittelmeer-Faunen), die in kontinuierlicher Folge durch hydromorphe Böden mit Landmollusken und Säugerresten sowie Frostbodenstrukturen getrennt sind. Die Sequenz hat nach TL-Datierungen, gestützt durch paläomagnetische Korrelation anhand der Positionen von 6 Exkursionen, ein Alter von etwa 420 - 128 ka v. h. und korrespondiert mit den SIS 11 - 5. Nach dem Tobečik- und dem Zavetnino-Thermochron (SIS 11 und 9) wird im El'tingen (SIS 7) das Maximum der marinen Entwicklung im Pontischen Meer mit einer Halinität bis zu 30 ‰ erreicht, die während der 4. Transgression (Surož-Thermochron, SIS 5) über 13 - 15 ‰ nicht mehr hinausgeht. Nach dieser Zuordnung der marinen Phasen zu den SIS von ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) erreichte die marine Entwicklung im Pontischen Becken während der vorletzten Warmzeit ihr Maximum.

7.2.8.2. Lößzone und Vereisungsgebiet des europäischen Teils der Sowjetunion

Den stratigraphischen Gliederungen dieser Gebiete liegen Korrelationssysteme von VEKLIČ (1979), NIKIFOROVA (1980, 1987), VELIČKO u. a. (1983, 1987) und ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) zugrunde. Die Sequenz der marin-lagunären Fazies des Plio-Pleistozäns des nördlichen Schwarzmeer- und Kaukasus-Gebietes ist über die Flußterrassen des Dnjepr- und Don-Systems mit auflagernden Löß-Boden-Komplexen mit glaziären und glazigenen Bildungen des nördlichen Vereisungsgebietes direkt verbunden. Der Lößkomplex ist klima-stratigra-

phisch durch Bodenbildungen und Pollenfloren, biostratigraphisch in erster Linie durch Klein- und Großsäuger- sowie Mollusken-Faunen charakterisiert. Er ist in einigen wichtigen stratigraphischen Niveaus magnetostratigraphisch gekennzeichnet und auch physikalisch - überwiegend nach dem TL-Verfahren - datiert.

Die Bildung lößähnlicher Sedimente läßt sich im Gebiet der Südrussischen Ebene während der Steppenzeiten des Pliozäns nach VEKLIČ (1979) bis ins Bel'beke-Kryochron zurückverfolgen, das mit dem ausgehenden hochariden Messinium korreliert werden kann. Echte glaziöle Löss konnten aber wohl frühestens ab Prätegelen entstehen (Siver-Löss), nach PÉCSI (1984) erst ab etwa 1,0 Ma v. h. Mit Hilfe der genannten stratigraphischen Kriterien ist unter Einbeziehung von Altersbestimmungen mittels der Sedimentationsraten innerhalb der physikalisch datierten Niveaus eine weitgehende widerspruchsfreie Korrelation zwischen den Löss-Boden-Folgen und den SIS möglich (VEKLIČ 1979; ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983; VEKLIČ, SIRENKO 1984).

Nach VEKLIČ (1979) entwickelten sich während der Warmzeiten des Plio-Pleistozäns bis einschließlich des Martonoša-(Michailovka-) Thermochrons (Kagul-Schichten, nach VEKLIČ 1987 SIS 21) subtropische Steppen- und Waldsteppenböden, danach nur noch Bodentypen der gemäßigt-humiden Klimate. Die Böden des Kajdaki- (Reni-), Priluki- (Bolbok-), Vitačev- (Vladychen-) und Dofinovka-(Plavny-)Thermochrons repräsentieren dagegen gemäßigt-trockene Klimate. Diese korrespondieren nach den TL-Daten (VEKLIČ 1979) mit den SIS 7, 5e, 5a und 3.

Beginnend mit dem Priazove-Kryochron (Morozovka-Stufe) wurde das Territorium der Ukraine während der Kaltzeiten in die periglazial-subarktische Klimazone einbezogen, während sich in den Warmzeiten Steppen mit Galeriewäldern ausbreiteten.

Im Don- und Dnjepr-Becken verzahnen sich die periglazialen Lössdecken mit den glaziären und glazigenen Bildungen der nordischen Vereisungen. Die stratigraphische Position der Moränen und glazilimnischen Serien sind litho-, klima-, bio- und magnetostratigraphisch charakterisierbar, doch ist die Zuordnung der Warm- und Kaltzeitablagerungen zur SISK noch strittig (VELIČKO 1983; NIKIFOROVA u. a. 1982, 1987; ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983).

Belege der bisher in der Russischen Ebene nachgewiesenen ältesten Vereisung sind nach KRASNENKOV (1983) Geschiebe innerhalb der Moissievo-Schichten (Gorjansker Schichten), die im Don- und Chopra-Tal bis 100 km südlich Voronež registriert wurden. Nach ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) sind die geschiebeführenden unteren Gorjansker Schichten (Apšeron) wegen ihres Gehalts an Faunenelementen des Spät-Taman und des Vorkommens einer als Kvemontanebi-Exkursion

Tab. 16. Korrelation klimastratigraphischer Gliederungen Ost- und Mitteleuropas mit der SISK

Osteuropa	SIS	Mitteleuropa
Holozän	1	Holozän
Waldai	2 - 5d	Weichsel
Mikulino	5e	Eem
Moskau	6	Lausitz Warthe Rügen
Odincovo	7	Treene Uecker
Dnjepr	8	Saale Drenthe
	(9	Dömnitz Wacken
Lichwin	(10	Fuhne
	(11	Holstein
	(12	
Oka	(13	Elster Elster II
	(14)
Mučkap	15)
Don	16) Elster I
Kolkotova	17) Cromer
	18) s. l.
Platovo	19)
Mičurinsk	20)
Michailovka	21)
Morozovka	22	Dorst
	23	Leerdam
Nogajsk	24	Linge
	25	Bavel
Ževachova	26 - 30	26 - 28 ¹⁾ Menap
Bošernica	31	29 - 39 Waal
Domaškino	32 - 36	40 - 50 Eburon
Ferladany	39 - 39	51 - 59 Tegelen C
Kryžanovka	40	60 - 62 Tegelen B
Akkulaevo	41 (- 2280)	62 -(65) Tegelen A
Čistopol	2280 - 2480	(65)-(68) Prätregelen
Veselovka	2480 - 2645	Reuver (C)

1) Korrelation des Autors

interpretierbaren Zone normaler Polarität (1010 - 1170 ka v. h.) innerhalb eines Bereichs inverser Polarität der Matuyama-Polaritätszone mit der SIS 26 zu korrelieren.

Moränen und andere glazigene Ablagerungen der Mitschurinsk- (Don-, Berezina-I, Narew-) Vereisung (VELIČKO u. a. 1983; KRASNENKOV 1983; ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983; VOZŇAČUK 1985), in denen die Matuyama-Polaritätsgrenze registriert wurde und die von interglazialen lakustrischen und fluviatilen Bildungen mit einer Kleinsäugerfauna der *Microtus-Mimomys*-Stufe überlagert werden (Mučkap-Interglazial), belegen eine ausgedehnte bis mindestens 52° nördl. Br. reichende prä-okazeitliche Vergletscherung Osteuropas. Sie wird von VELIČKO (1983) und KRASNENKOV (1983) mit dem unteren Cromer bzw. dem Cromer B der niederländischen Gliederung, von ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) mit der SIS 20 parallelisiert und entspricht damit und nach den Korrelationskriterien von LINDNER (1984, 1987) der Nida-Vereisung in der VR Polen. Von NIKIFOROVA u. a. (1987) werden das Don-Glazial und das Mučkap-Interglazial in den Rang eigenständiger klimastratigraphischer Einheiten 1. Ordnung erhoben und entgegen der Auffassung der vorgenannten Autoren mit den SIS 16 und 15 korreliert (Tab. 16).

Abweichend von diesem Schema verbinden ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) die Dnjepr-Kaltzeit mit den SIS 8 - 10, ohne jedoch eindeutige Befunde oder Argumente einer Unterteilung dieses Kryochrons durch eine der SIS 9 adäquate Warmzeit anzuführen. Zwangsläufig ergäbe sich hieraus folgende chronostratigraphische Zuordnung der mittelpleistozänen klimastratigraphischen Einheiten zur SISK:

	SIS
Dnjepr	8 - 10
Romny (Roslavl')	11
Krasnoborsk (Orčik)	12
Lichwin	13
Oka	14

Aufgrund klima- und biostratigraphischer Kriterien wird die Korrelation der Lichwin-Warmzeit mit der Holstein-Warmzeit heute allgemein akzeptiert, obwohl geringe Unterschiede in der Entwicklung der Pollenfloren-Assoziationen Mittel- und Osteuropas bestehen (ERD 1978, ČEBOTAREVA 1982). Wie bereits dargestellt, stimmen die radiometrischen Datierungen der Warmzeitfolge Mitteleuropas bis einschließlich der Holstein-Warmzeit sehr gut mit den Altersbestimmungen der Warmzeitstufen der SISK überein, wobei in dieser Zuordnung die Folgen der Intensitäten der Klimaschwankungen beider Serien qualitativ einander bemerkenswert gut entsprechen: Die hohe

Amplitude der SIS 12 korrespondiert mit der ausgeprägten Elster-II-Kaltzeit, während die Intensitäten der SIS 10 wie die der zugeordneten Fuhne-Kaltzeit - ohne Nachweis glazigener Ablagerungen in Mitteleuropa - gleichermaßen gering sind. Bei der Korrelation nach ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) ist die Folge der Intensitäten der korrelierten Glieder beider Serien um einen klimastratigraphischen Zyklus phasenverschoben, und eine SIS wäre überzählig, würde nicht die Dnjepr-Kaltzeit den SIS 8 - 10 gleichgesetzt werden. Hierzu fehlt aber jede Berechtigung, da Belege für eine Unterteilung dieses Glazials durch eine Warmzeit in kontinentaler Fazies bisher nicht erbracht werden konnten. Aufgrund der genannten Argumente kann die Zuordnung der klimastratigraphischen Einheiten des europäischen Teils der Sowjetunion von ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) nicht akzeptiert werden.

Über die Trennung der Dnjepr- von der Moskau-Vereisung durch ein eigenständiges Odincovo-(Rozlavl'-, Šklov-)Interglazial bestehen kaum noch Zweifel, wenn auch die palynologische Charakterisierung noch nicht bis ins Detail geklärt ist und ein Teil der bisher zwischen Dnjepr- und Moskau-Vereisung gestellten Interglaziale in den Cromer-Komplex einzustufen ist (NIKIFOROVA u. a. 1987; VELIČKO u. a. 1983; ČEBOTAREVA 1982; ERD 1978). Von Bedeutung für die interregionale Korrelation und den Vergleich mit der SISK ist insbesondere die stratigraphische Folge im Parastratotypus-Profil Podprudnjanskoe bei Roslavl'. In diesem Profil liegen zwischen den Moränen der Dnjepr- und der Moskau-Vereisung lakustrische Ablagerungen in einer Mächtigkeit bis zu 35 m. Das Pollendiagramm belegt zwei Klimaoptima (Glasovo- und Roslavl'-Optimum mit jeweils hoher Beteiligung von Quercus, Tilia und Ulmus, die durch eine deutliche Klimadepression getrennt sind (Krasnyj-Bor- oder Podprudnjanskoe-Kälteschwankung mit den kälteresistenten Florenelementen *Betula nana*, *Selaginella*). Im oberen Roslavl'-Optimum ist der Anteil von Tilia und *Corylus* höher; hinzu kommen mit *Betula costata*, *Picea* cf. *omorica*, *Pinus* cf. *strobis*, *Tilia tomentosa*, *Ulmus propinqua*, *Corylus corluna* und *Osmunda claytoniana* solche Arten, die in der jüngeren Mikulino-Warmzeit in Osteuropa nicht nachgewiesen wurden (ČEBOTAREVA 1982). ERD (1987) erkennt gewisse Ähnlichkeiten in den Sukzessionen der Uecker-Warmzeit und des Roslavl'-Optimums (Anwesenheit von *Carpinus*, frühes Erscheinen von Tilia), jedoch ist eine Parallelisierung durch das Fehlen einer Abfolge der Maxima der Waldkomponente erschwert. Nach diesen Befunden ist das Odincovo-Interglazial widerspruchsfrei mit der SISK zu korrelieren: In der Sequenz Dnjepr-Moräne - Odincovo-Interglazial - Moskau-Moräne korrespondieren die Moränen der ausgeprägten Dnjepr-Kaltzeit und der ebenfalls bedeutenden Moskau-Vereisung mit den Stufen 8 und 6,

die gleichfalls hohe, den Intensitäten der beiden Vereisungen entsprechende Amplituden aufweisen. Das durch die subpolare Podprudnjanskoe-Kälteschwankung in das Glasovo- und das Roslavl'-Optimum gegliederte Odincovo-Interglazial stimmt bis ins Detail mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationskurve der SIS 7 überein, deren Verlauf mit zwei Minima und einem zwischengeschalteten kleineren Maximum ebenfalls eine deutliche dreifache Gliederung (SIS 7a-c) zeigt. Während der Mikulino-Warmzeit reichte die Zone der Eichenmischwälder 5 - 6 ° weiter nach Norden und 1 - 2° weiter nach Süden als heute. Die Tundren-Zone fehlte in Europa, und Ostsee und Weißes Meer waren während des Klimaoptimums miteinander verbunden.

Tab. 17. Vergleich der weichselzeitlichen Klimaentwicklung zwischen Weißem Meer - Nördlicher Dvina (ČEBOTAREVA, MAKARICEVA 1979), Leningrad - Smolensk (DEVJATOVA 1981) und Westeuropa (MENKE, TYNNI 1984)

Weißes Meer - N. Dvina		Leningrad - Smolensk		Westeuropa
	ka v. h.			ka v. h.
Waldai-G	9-16	Spätwaldai-G		
Bologovskoe-St	16-24	Waldai-G		
Dunaevo-Ist	24-32	Raibola-Ist		Denekamp 30
Šenskoe-St	32-34			
Šapura-Ist	34-36			
Suraž-St	36-38			
Leningrad-Ist	38-40	Pasva-Ist		Hengelo 37
Kasin-St	40-42			
Krasnaja-Gorka-Ist	42-47			Moershoofd 46
Šestichino-St	47-52	Sev.-Dvina-St		
Kruglickoe-Ist	52-55			Odderade 85
Lapland-St	55-58			
Oberwolga-Ist	58-64	Weißmeer-Ist		Brörup 105
Kurgolovo-St	64-70	Karelia-St		Herning 110
Mikulino-I	115	Mikulino-I		Eem 115

Die Entwicklung vom Mikulino-Interglazial bis zum Holozän ist in mehreren Profilen des Leningrader Gebietes durch eine Folge von Kälte- und Wärmeschwankungen repräsentiert, die mit dem weichselzeitlichen Klimagang in Mittel- und Westeuropa etwa vergleichbar ist (Tab. 17). Bei den von ČEBOTAREVA (1977) für die frühwaldaizeitlichen Stadiale und Interstadiale angegebenen Alterswerten ist zu berücksichtigen, daß die Zuverlässigkeit der ^{14}C -Datierung oberhalb 40 ka v. h. rasch abnimmt und die frühweichselzeitlichen Klimavariationen durch T/U-, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -, TL- und ESR-Messungen ge-

nauer datiert worden sind.

Aufgrund der relativ hohen Datierungsfehler sind als weitere Zuordnungsvarianten Šapura-Interstadial - Hengelo, Leningrad-Interstadial - Moershoofd in Betracht zu ziehen, so daß das Keller-Interstadial mit dem Krasnaja-Gorka-Interstadial korreliert sein könnte.

Die bisher aus dem nordosteuropäischen Gebiet (Russische Ebene, Unterlauf der Nördlichen Dvina) vorliegenden stratigraphischen Befunde schließen einen frühwaldzeitlichen Gletschervorstoß, wie für das untere Wisła-Tal in der VR Polen belegt, von Skandinavien her in diese Region aus. Wie in Mittel- und Westeuropa ist eine Vereisung der nördlichen Russischen Ebene nur für das Ende der Waldai-Kaltzeit nachweisbar.

7.3. Asien

7.3.1. Sowjetunion, Kaspi-Gebiet

Die geologische Entwicklung der Kaspi-Region im Plio-Pleistozän ist weitgehend durch paläoklimatisch bedingte Meeresspiegelschwankungen mit markanten Salzgehaltsänderungen gekennzeichnet, die durch endogen gesteuerte Variationen des Sedimentationsregimes im Zusammenhang mit tektonischen Bewegungen (Hebung der Antiklinorien des Großen und Kleinen Kaukasus insbesondere an der Grenze Kimmerium/Akčagyl um 3,1 Ma und an der Wende Apšeron/Baku um 0,7 Ma v. h.) überlagert werden (FEDOROV 1978; ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983; ALIEV, ALIZADE 1982).

Während des höheren Pont wurde das Kaspische Meer endgültig von der Tethys isoliert. Die produktiven Balachansker Schichten korrelieren etwa mit dem Kimmerium. Sie enthalten basal Evaporite, die zum Hangenden in Süßwasserablagerungen mit paläoklimatisch wenig aussagekräftigen Brack- und Süßwassermollusken übergehen. Die Pollenflora der unteren Balachansker Schichten in der Karakum (Rote Folge) führt höhere Anteile von Baumarten mit *Betula*, *Juglans*, *Ulmus* und *Fagus*. Xerophyten sind mit 32 % beteiligt. Die Assoziationen belegen ein gegenüber der rezenten Karakum humideres und kühleres Klima. Die Spätbalachansker Flora mit reinen Xerophyten-Gesellschaften reflektiert eine Phase erhöhter Aridität. Nach magnetostratigraphischen Kriterien ist die Balachansker Folge in den Zeitraum zwischen 5,5 - 3,4 Ma v. h. einzustufen (ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983). Danach würde die Isolation des Kaspi-Beckens von der Tethys etwa mit der Messinium-Krise im Mittelmeer und die Phase der Aridifikation mit der weltweiten Klimabesserung im unteren

ren und mittleren Pliozän korrelieren.

Das Akčagyl setzt mit der Kvabebi-Transgression an der paläomagnetischen Gilbert/Gauß-Polaritätsgrenze um 3,4 Ma v. h. ein. Die in Küstensedimenten enthaltenen Kvabebi-Säugerfaunen mit Vertretern der Savanne weisen in ihrer Zusammensetzung enge Beziehungen zur Roussilion-Fauna auf (GABUNIA, VEKUA 1968). Nach paläobotanischen Befunden herrschte in der Region ein subtropisches Savannenklima mit trockenheißen Sommern und milden Wintern. Auch in der südlichen Karakum waren Savannen mit Galeriewäldern verbreitet. Nach der Pugačevskoe-Regression, deren terrestrische Ablagerungen die Kuskuna-1-Fauna mit *Anancus* und *Villaniya* enthält, beginnt noch in der oberen Gauß-Polaritätszone die Transgression des Mittelakčagyl (SEMENENKO, PEVZNER 1979), die über das Prakineska-Tal den Nordural und über das Ergeni-Pradunajska-Tal das nördliche Schwarzmeergebiet und das Donaudelta erreichte. Schichten mit *Avimactra subcaspia* sind bereits invers magnetisiert und damit jünger als 3,47 Ma v. h.

Die zeitäquivalente Chapry-Fauna der Küstenregion enthält mit *Archidiskodon gromovi*, Gazellen, Kamel und Strauß Vertreter der Trockensavanne. Andererseits dokumentieren nach ALIZADE (1982) Pollenfloren mit *Cinnamomum*, *Lauraceae*, aber auch *Fagus*, *Quercus*, *Castanea*, *Pinus*, *Picea*, *Alnus*, *Betula* und *Carpinus* ein insgesamt stärker differenziertes Klima mit ausgeprägten humiden und kühleren Abschnitten (ALIEV, ALIZADE 1982).

Das obere Akčagyl wird durch die regressiven Geran'-Schichten mit Indikationen höherer Aridität als während der Haupttransgression des mittleren Akčagyl abgeschlossen. Darüber setzt unmittelbar unter der Basis der Olduvai-Polaritätssubzone die Apšeron-Transgression ein (TRUBICHIN 1977). In der begleitenden Säugerfauna mit *Archidiskodon meridionalis*, *Equus cf. robustus*, *Gacella cf. borbonica*, *Leptobos*, *Sus cf. strozzi*, *Ursus cf. etruscus*, *Trogontherium cf. cuvieri*, Schildkröten und Strauß sind Vertreter unterschiedlicher Savannengesellschaften und Galeriewälder eines subtropischen Klimas mit ausgeprägten jahreszeitlichen Schwankungen überliefert. Nach dem regressiven mittleren Apšeron, dessen Schichtglieder Indikationen zunehmender Aridität enthalten, setzt die Maximaltransgression des oberen Apšeron nach ALIZADE (1982) am Ende der Jaramillo-Polaritätssubzone (etwa 0,9 Ma v. h.) ein und dauert bis in die obere Matuyama-Polaritätszone an, ohne jedoch das Ausmaß der Akčagyl-Transgression zu erreichen (Duzdag, Schichtglieder 9 - 11). Nach ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) ist das obere Apšeron oberhalb der Jaramillo-Polaritätssubzone durch Phasen wechselnder Humidität mit Niederschlagssummen bis zu 2 000 mm gekennzeichnet, die den SIS 24 und 23 - 21 zugeordnet werden und die mit Zeiten

verstärkter Gebirgsvergletscherungen im Kaukasus korrelieren. Die Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze liegt in den unteren Turkjana-Schichten (Karaja-Struktur), die eine bedeutende Regressionsphase des Kaspischen Meeres im Zusammenhang mit der beschleunigten Hebung des Großen Kaukasus widerspiegeln.

Die anschließende Folge der Transgressionen des Baku und Chazar kann nach ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) aufgrund der begleitenden Fauna und der Sequenz der ihnen zeitlich entsprechenden Terrassen, die mittels TL-Verfahren zumindest annähernd datiert wurden, ebenfalls mit der SISK korreliert werden.

Der Vergleich der Position der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze in den Ablagerungen der Schwarzmeer- und Kaspi-Region belegt die Phasenverschiebung der Transgressionen in den beiden Meeren. Im Schwarzmeer-Gebiet liegt diese Grenze in den transgressiven Šava-Schichten, im Kaspi-Gebiet innerhalb der regressiven Turkjana-Schichten. Während im Schwarzen Meer die Wasserstände offenbar mit den glazieustatischen Schwankungen des Weltmeeres koinzidieren, beginnen die Transgressionen im Kaspischen Meer generell annähernd erst in der 2. Hälfte einer Warmzeit (Thermochron) und erreichen in der 1. Hälfte der folgenden Kaltzeit bei minimaler Verdunstung ein Maximum. Mit zunehmender Aridifikation während maximaler Inlandvereisung beginnt die Regression, die bis zum Anfang der nächsten Warmzeit andauert.

Unteres und oberes Baku sowie die bereits regressiven Urundjik-Schichten umfassen nach ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) den oberen Teil der SIS 19 bis einschließlich der Basis der SIS 16. Das Klima dieser durch eine aride Regressionsphase unterbrochenen Transgressionsperiode war kühl und humid. Nach einer längeren Regressionsphase (Venedsker Schichten, Duzdag-Regression) erfolgten während des unteren und oberen Chazars insgesamt 6 Transgressionen, die durch 5 Regressionsphasen mit erhöhter Aridität unterbrochen werden. Aufgrund von TL- und J/U-Datierungen ergeben sich die in Tab. 18. dargestellten Zuordnungen der den Transgressionen des Chazars entsprechenden Terrassensequenzen in der Kaspi-Region zu den SIS. Auf das oberste warm-humide Chazar folgt - abgegrenzt durch die Schichten der Atel-Regression mit Chenopodiaceae und Artemisia - die untere und obere Chvalyn-Transgression, der kühl-humide Klimabedingungen entsprechen. Nach dieser Transgressionsphase sank während der Mangyschlak-Regression der Meeresspiegel auf - 50 m, um danach während der holozänen Neukaspi-Transgression wieder auf 20 m anzusteigen (7 - 8 m über dem heutigen Meeresspiegel). Das Absinken auf das rezente Niveau war mit zunehmender Erwärmung und Aridifikation verbunden.

Tab. 18. Korrelation der klimastratigraphischen Einheiten und der Terrassensequenz der Kaspi-Region mit der SISK nach ZUBAKOV, BORZENKOV (1983)

SIS	Terrassen m ü. M.	TL ka v. h.	Stratigraphie
			<u>Neukaspi</u>
1/2			Ob. Chvalin
2			
3			
4/5	50 - 60	71 - 91	<u>Unt. Chvalin</u>
6/7	70 - 80	143	
8/9	90 - 100	254	Ob. Chazar
10/11	120 - 130	340	
12/13	140 - 150		<u>Unt. Chazar</u>
14/15	170 - 190		
15			Urundjik
16			Ob. Baku

7.3.2. Sibirien

Westsibirien

Die stratigraphische Gliederung des Plio-Pleistozäns des Westsibirischen Tieflandes ist aufgrund differierender Befundinterpretation strittig und bis heute nicht widerspruchsfrei, da die Gliederungsprinzipien der Klimastratigraphie anhand pollenfloristisch belegbarer Warm- und Kaltzeiten wie etwa in weiten Bereichen Europas wegen der in höheren Breiten reduzierten Differenzierung klimaindikativer Pflanzengesellschaften stark eingeschränkt sind. Interglaziale und Interstadiale sind oft nicht mehr unterscheidbar. Hierdurch wird der überregionale Vergleich und die Trennung regionaler und globaler Klimawirkungen erschwert. Durch Einbeziehung der Kleinsäugerstratigraphie und der Magnetostratigraphie in die Befundinterpretation wurden die Möglichkeiten der Gliederung, überregionaler Korrelation und chronologischer Zuordnung des westsibirischen Plio-Pleistozäns wesentlich erweitert. Die tabellarische Darstellung der Entwicklung des Plio-Pleistozäns Sibiriens folgt den Gliederungen von ARCHIPOV (1982), VELIČKO (1983) sowie ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983). Die Einstufung in die SISK wurde unter Anwendung klimastratigraphischer, biostratigraphischer und geochronologischer Kriterien vorgenommen. Durch die Identifizierung der Matuyama/Brunhes-Grenze und stützende TL-Datierungen konnte

die zeitliche Abfolge des glaziären Pleistozäns in Westsibirien zumindest in den Grundzügen geklärt werden.

Im unteren Pliozän sind in weiten Teilen West- und Mittelsibiriens feuchteliebende Laubmischwälder mit *Picea* und *Tsuga* verbreitet (Kysylgir-Jarovsker Folge, ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983). An der Basis der Kočkovo-Folge (Biteke-Schichten, etwa 3,2 Ma v. h.) setzt zunehmende Aridifikation ein. Noch während der obersten Gauß-Polaritätszone erfolgt der Übergang zu periodischen Klimaschwankungen mit Ausbreitung borealer Nadelwälder unter kühl-humiden und von Steppen mit Chapry-Faunen unter stärker ariden (wärmeren) Klimabedingungen.

Im Kusbass besteht die Kočkovo-Folge aus feinklastischen Serien mit zwischengeschalteten Schottern und Bodenbildungen der Mocholovsker, Sargalyk- und unteren Sergeevsker Schichten. In den basalen Mocholovsker Schichten erfolgt der Übergang von der Chapry-zur Taman-Fauna. Die Sargalyk-Schichten enthalten erste Elemente kälterestanter Floren der Niederungen (*Pinus obovata*, *Betula*, *Picea*, *Carex pauciflora*, *Ranunculus reptans*), aber auch Faunenelemente der Nogajsker Waldsteppen-Gesellschaften. Die Sergeevsker Schichten sind unten normal, oben invers polarisiert und gehören demnach und aufgrund der in ihnen enthaltenen Elemente der Taman-Fauna in die höhere Matuyama-Polaritätszone zwischen Jaramillo-Polaritätssubzone und Matuyama-Brunhes-Polaritätsgrenze. Im oberen Teil der Sergeevsker Schichten, der schon zur Talagajkino-Folge gerechnet wird, erscheinen erstmals mit *Lemmus* sp. Bewohner der Steppen-Tundren-Gesellschaften (ZUDIN u. a. 1982). In der Region des oberen Priob-Plateaus wurde für die Ubinsker (Jerestninsker) Schichten der höheren Kočkovo-Folge die ersten subarktischen Floren und ersten Permafrosterscheinungen ein TL-Alter von 863[±]96 ka ermittelt. Mit diesem Datum steht die inverse Magnetisierung stratigraphisch vergleichbarer südwestsibirischer LÖße mit deutlichen Indikationen periglazialer Klimabedingungen in Einklang. Danach muß noch in der höheren Matuyama-Polaritätszone eine erste bedeutende Klimadepression im westsibirischen Raum stattgefunden haben.

Die jüngeren Talagajkino-Schichten repräsentieren eine Wärmeperiode. Der nachfolgenden Šajtan-Kaltzeit - belegt durch zwei Moränen mit zwischengelagerten interglazialen Bildungen - entspricht in Mittelsibirien die Lebed-, in NE-Sibirien die ebenfalls durch interglaziale Bildungen geteilte Mitogino-Vereisung. Mit dieser Kaltzeit beginnt in Sibirien die Folge rasch wechselnder Klimaschwankungen zwischen Kaltzeiten mit mehr oder weniger ausgeprägten Vereisungen und dem Holozän vergleichbaren Warmzeiten, in denen weitläufige Transgressionen der Kara- und der Laptev-See auf

die angrenzenden nordsibirischen Tiefebene zwischen Ob und Kolyma übergriffen. Nach ihrer stratigraphischen Position, Sequenz und Intensität sowie anhand von TL-Datierungen lassen sich diese klima-stratigraphischen Einheiten weitgehend widerspruchsfrei mit den SIS der Brunhes-Polaritätszone vergleichen.

In den Tobol-Schichten sind Florenelemente der Waldsteppen, der Taiga, der Wiesensteppen sowie von Tal- und Hochmooren vertreten. Zeitliche Äquivalente dieser Bildungen sind die marinen Ablagerungen der 1. nördlichen Transgression (Tiltim-, Ob-, Tuchuran-Schichten) der Mužinka-Folge (GUDINA 1979) mit stenohalinen Foraminiferen-Assoziationen der Fjorde und Küstengewässer Skandinaviens, Grönlands und Spitzbergens.

Die Gletscher der Samarovo-Vereisung stießen in Sibirien am weitesten nach Süden vor, in Westsibirien bis über den 60. Breitengrad hinaus. Die Bildungen der Širta-Warmzeit enthalten Pollenfloren unterschiedlicher Taiga-Gesellschaften. Sie werden im Norden durch die marinen Selemal-Schichten der 2. nördlichen Transgression mit subarktischen Foraminiferenfaunen vertreten.

Die Moränen der Taz-Vereisung blieben nur wenig hinter denen der Samarovo-Vereisung zurück. Während des Kasancevo-Interglazials erfolgte im Norden die 1. boreale Transgression mit arktisch-borealen und borealen Foraminiferen-Gesellschaften (GUDINA 1979; ARCHIPOV u. a. 1982), im Süden Sedimentation lakustrischer Ablagerungen und Bodenbildung. Die Jahresmitteltemperatur der Kara-See war um 3 °C höher als heute. Im Stratotyp Mirnoe, Jenissej (62° nördl. Breite), belegen Pollensukzessionen bis zur Fichten-Birken-Taiga mit Linde, Hasel und Ulme bis 5 °C höhere Jahresmitteltemperaturen als heute (ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983). Nach TL-Datierungen hat die untere Zyrjanka-Moräne (Ermakovo-Glazial) ein Alter zwischen 100 - 58 ka, die Karginsk-Transgression (2. boreale Transgression) zwischen 46 - 25 ka und die obere Zyrjanka-Moräne (Sartan-Glazial) zwischen 25 - 10,7 ka.

Nordost-Sibirien

Über die paläoklimatisch-paläoökologische Entwicklung des Plio-Pleistozäns in NE-Sibirien geben insbesondere Aufschlüsse an der unteren Kolyma und marine Bildungen Kamtschatkas Auskunft.

Nach PETROV (1976) existierte die Bering-Landbrücke vom mittleren Miozän bis ins untere Pliozän. Während der frühpliozänen Enemtsenker Transgression gelangten warm-gemäßigte Molluskenfaunen mit *Fortipecten takahashii* bis an die Küsten Kamtschatkas. Während dieses pliozänen Klimaoptimums gediehen auf Kamtschatka und an der unteren Kolyma Laubmischwälder bzw. Tannenwälder mit Beteiligung von Tsuga. Die mittleren Sommertemperaturen betragen damals etwa

18 - 29 °C gegenüber gegenwärtig nur 10 °C.

Mit der 1. Bering-Transgression wurde die Bering-Landbrücke durchbrochen, und pazifische Immigranten (*Serripes groenlandicus*, *Modiolaria nigra*, *Natica clausa*, *Macoma calcareo*) wanderten über das Nordpolarmeer in den Nordatlantik ein (*Serripes*-Zone der oberpliozänen Tjörnes-Schichten von Island, GLADENKO 1976). In die Sedimente der *Serripes*-Zone eingelagerte Basaltdecken sind invers polarisiert und der Mammoth- oder Kaena-Polaritätssubzone zuzurechnen; die Immigration erfolgte demnach etwa um 3 Ma v. h. (EINARSON u. a. 1967; SAEMUNDSON 1980). Bereits um 2,9 - 2,8 Ma v. h. fällt die Bering-Passage wieder trocken, wie das Erscheinen von *Equus* in Eurasien ab dieser Zeit belegt (BARRY u. a. 1982; BERGGREN u. a. 1985)

Erste Anzeichen periglazialer Sedimentationsbedingungen sind in den Kutujach-Schichten der Kolyma-Niederung mit Wald- und Steppen-Tundra-Pollenfloraen überliefert, die die obere Gauß- und die untere Matuyama-Polaritätszone bis einschließlich der unteren Hälfte der Olduvai-Polaritätssubzone umspannen. In ihnen erscheinen mit *Synptomys* erste Lemmings (*ŠER*, KAPLINA 1979). In den Profilen an der Krestovka schließen sich an die Kutujach-Schichten die Oljor-Schichten an, die bis in die Brunhes-Polaritätszone hineinreichen. Die Oljor-Fauna im engeren Sinne (bis zum Übergang der Primitivform des Halsbandlemmings *Predicrostonyx* in die Gattung *Dicrostonyx* und dem ersten Auftreten von *Microtus*) wird als erste kryoxerotische Steppen-Tundra-Biozönose betrachtet und ist geochronologisch etwa mit dem Taman-Faunenkomplex Osteuropas und dem Razdolniecker-Faunenkomplex SW-Sibiriens vergleichbar (VIRINA, ZAŽIGIN, ŠER 1984). Die im Hangenden der Oljor-Fauna s. str. etwa ab der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze folgende Fauna zeigt enge Beziehungen zum Tiraspol-Komplex. Am Ende der Oljor-Folge belegen Lärchen-Birken-Wälder mildere Klimabedingungen.

Das mittlere und höhere Pleistozän ist im Gebiet der Indigirka durch zyklischen Wechsel in der Ausbreitung baumloser Steppen-Tundra bzw. Wald-Tundra und der nördlichen Taiga gekennzeichnet. Die paläoklimatische Entwicklung des Pleistozäns in NE-Sibirien stimmt weitgehend mit der Westsibiriens überein.

Nach TL-Daten hat die Chomoutovo-Moräne im nördlichen Kamtschatka ein Alter von etwa 0,7 Ma (VELIČKO u. a. 1983). Auf den Utkino-Interglazialkomplex folgt die Mitogino-Serie, die wie der Šajtan-Komplex zwei Moränen mit zwischengelagerten Interglazialsedimenten umfaßt. Er wird von lakustrischen Bildungen des Bolšeretsky- bzw. des marinen Jamdrakinot-Interglazials überlagert. Es folgen Moränenbildungen des Kamtschatka-Glazials (Zuikov-Schichten), darüber die offenbar interglazialen Ossor-Schichten. Eine

weitere glaziäre Serie (Sredny-Jar-Schichten) schließt das Mittelpleistozän ab. In der Kolyma-Sukotka-Region werden im letzten Interglazial die marinen Valkatleen-Schichten sedimentiert. Wie in W-Sibirien werden auch während der letzten Kaltzeit zwei glaziäre Serien (Vancarem- und Iskatensk-Schichten) abgelagert, in die Interstadialsedimente mariner (Anguem-Schichten) und kontinentaler Fazies (Pengin-Schichten) eingelagert sind.

7.3.3. Mittelasien

Im höheren Känozoikum wird der tektonische Rahmen der Tadshikischen Depression (Hissar-Alay, Pamir-Hindukusch) von kräftigen Hebungsbewegungen erfaßt. Die dadurch beschleunigte Erosion wird ab Ende Miozän durch die in Stärke und Frequenz zunehmenden Schwankungen zwischen warm-humiden und kalt-ariden Klimabedingungen modifiziert: Phasen erhöhter Erosion und Phasen erhöhter Akkumulation mächtiger alluvialer Schotter wechseln einander ab. Dieser zyklische Prozeß wird überlagert durch eine mit zunehmender Aridifikation in den benachbarten Regionen (Afghanistan, Sibirien, Mongolei) anwachsenden, zunächst periodischen, dann permanenten Sedimentation von Löß, auf dem sich in den warm-humiden Phasen Böden ausbilden. Die unter dominierend semiarid-semihumiden Bedingungen erhaltenen Abfolgen ermöglichen die Rekonstruktion der geologisch-paläoklimatischen Entwicklung der Region mit hoher zeitlicher Auflöschung (DODONOV, PEN'KOV 1977; NIKIFIROVA, DODONOV 1980). Noch im unteren Miozän wird die immergrüne Poltawa-Flora durch die laubwerfende Turgai-Flora sowie Steppengesellschaften im Ergebnis zunehmender Aridifikation verdrängt.

Während der Ablagerungen der Karanak-Folge vom mittleren Miozän bis zum untersten Pliozän breiteten sich xerophytische Busch- und Baumsteppen-Gesellschaften weiter aus, während sich in den aufsteigenden Gebirgsregionen Waldgesellschaften der montanen Stufe in deutlicher Zonierung einstellten. Im unteren Pliozän (Polizak-Folge, Gilbert-Polaritätszone) expandierten wieder Nadel- und Laubwaldgesellschaften. Auf dem Pamir-Alay entwickelten sich Gebirgswälder des Hindukusch-Himalaja-Typs (PACHOMOV u. a. 1980).

Die Kuruksaj-Folge ist von den älteren Ablagerungen des Miozäns und des unteren Pliozäns durch eine scharfe Winkeldiskordanz getrennt. Vertebratenfaunen von Navrucho aus dem oberen Teil der Folge mit Archidiskodon cf. gromovi, Promimomys cf. bashkirica, Elaphurus, Alcini gen. indet. weisen sowohl Beziehungen zur Charpy-Fauna Osteuropas wie zur nördlichen und mandschurisch-chinesischen Subregion der paläarktischen Faunenprovinz auf (VANGENGHEIM

1980). Sie setzt sich aus Elementen der Wald- und Offenland-Habitat zusammen. Die begleitende Pollenflora enthält mit Pinus, Abies, Cedrus, Quercus, Tilia, Corylus Vertreter von Nadel- und Laubmischwald-Gesellschaften der Turgai-Assoziationen sowie der Baumsavannen und der Artemisia-Steppen. Die durch Fauna und Flora angezeigte Aridifikation wird durch erste LÖSablagerungen in der Region mit einem Alter von 2,3 Ma v. h. unterstrichen (LAZARENKO 1982).

Die chronostratigraphische Einstufung der Folge wird durch die paläomagnetische Zuordnung zur Gauß- und unteren Matuyama-Polaritätszone präzisiert. Aus dieser Zeit sind die bisher ältesten Moränen im Pamir (Kokdzar Uckul, 3 000 m ü. M.) mit einem Alter von etwa 3,1 Ma überliefert (PACHOMOV, NIKONOV 1977; NIKONOV 1987).

In der Kajrubak-Folge setzt sich die vorwiegend klimatisch gesteuerte rhythmische Sedimentation in alluvialer wie in subaerischer Fazies fort. Die Sequenz umfaßt die mittlere bis obere Matuyama-Polaritätszone. Faunen dieser Folge (Kuruksaj 3, Lachuti 2) mit *Microtus*, *Allophaiomys*, *Clethrionomys* werden mit der von Karaj Dubina verglichen, die etwa dem Übergang vom Taman- zum Tiraspol-Faunenkomplex entspricht (älterer Teil der *Microtus-Mimomys*-Stufe nach FEJFAR, HEINRICH 1981).

Die Abfolge der LÖS-Boden-Komplexe kann - gestützt auf biostratigraphische, magnetostratigraphische und archäologische Befunde sowie TL-Datierungen - etwa ab der Basis der Olduvai-Polaritäts-subzone (Pedokomplex XX, Časmanigar, Kajrubak) mit der SISK korreliert werden.

Die Pedokomplexe der Kajrubak- und der hangenden Kysylsu-Folge (überwiegend zur Brunhes-Polaritätszone gehörend) setzen sich in erster Linie aus Böden des Braunerde-Typs und der Rotbraunen Wiesensteppenböden zusammen, die unter warmen bis subtropischen Klimabedingungen mit schwankender Humidität unter Wald-, Waldsteppen- oder Steppenvegetation während der Klimaoptima zwischen kälteren und zugleich trockneren Phasen mit erhöhter Lösssedimentation gebildet wurden (LOMOV 1980, 1982; LAZARENKO 1982; DODONOV 1977). Die zeitliche Übereinstimmung der Phasen der Bodenbildung mit den globalen Klimaoptima wird durch die Lage der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze unterhalb des Bodenkomplexes IX und der Blake-Polaritätssubzone (Exkursion) im Topbereich des Pedokomplexes V (letztes Interglazial) entsprechend den klimastratigraphischen Verhältnissen in den Tiefseekernen (SMITH, FOSTER 1969; RYAN 1972) und den Lössprofilen Mitteleuropas (KUKLA 1975) bestätigt. Anhand der genannten Zeitmarken können die Bodenkomplexe VI und VII mit den SIS 7 bzw. 9 - 11 parallelisiert werden. Bei dieser Zuordnung

sind auch in Mittelasien die den SIS 20, 16, 12, und 8 äquivalenten Perioden wie in Mitteleuropa Zeiten erhöhter LÖSsedimentation. Die Minima der LÖSablagerung fallen hier wie dort mit den SIS 18, 14 und 10 zeitlich zusammen (Abb. 25).

Pleistozäne Vereisungen des Pamir wurden auf etwa 1 000, 530, 280 bis 180 und 120 - 50 ka datiert (NIKONOV 1987).

Die klimatisch gesteuerte Variation der Florensuksessionen im höheren Pliozän und Pleistozän wird in der Region durch eine morphogenetisch bedingte Variation der Floren-Höhenzonierung im Ergebnis der Gebirgshebung besonders an den Hängen in Abhängigkeit von den Niederschlägen modifiziert. Hierdurch wird eine regionale paläoklimatische Interpretation erschwert. Generell lassen sich nach JERŠOVA (1977) in der Florenentwicklung des Pleistozäns im W-Pamirgebiet drei Phasen unterscheiden, die bei einem periodischen Wechsel wärmerer und kühlerer Abschnitte einen deutlichen Trend zunehmender Aridifikation erkennen lassen:

A. Obere Kajrubak-Folge bis Vachš-Komplex, etwa 1,8 - 0,4 Ma v. h. Baumpollen etwa 60 - 75 %.

Täler und untere Hanglagen sind von Laubmischwäldern und Gebüschformationen mit *Quercus*, *Acer*, *Tilia*, *Platanus*, *Juglans*, *Salix*, *Alnus* und *Corylus* bedeckt. In höheren Lagen dominieren Nadelwälder mit *Pinus excelsa*, *P. gerardini*, *P. longifolia*, darüber subalpine Matten.

B. Iliak- bis unterer Dušanbe-Komplex, etwa 0,4 - 0,1 Ma v. h. Baumpollen 35 - 60%.

Herrschende Baumarten sind *Pinus*, *Picea*, *Betula*. Als neue boreale Florenelemente erscheinen *Cedrus*, *Abies*, *Juniperus*. Wärmeliebende Arten wie *Tilia*, *Platanus*, *Ulmus*, *Fraxinus* verschwinden.

C. Oberer Dušanbe-Komplex, ab 0,1 Ma v. h. Nichtbaumpollen 60 - 90 %.

Der Anteil der Nadelhölzer ist rapide zurückgegangen. Die Artenzahl der Laubhölzer hat zugenommen bei deutlicher Ausbreitung der Offenland-Gesellschaften und der Xerophyten.

7.3.4. Westliche Mongolei

In der westlichen Mongolei setzt ab etwa 4,4 Ma v. h. nach einer Periode semiarider bis arider Klimabedingungen (Chjargas nur A, etwa 6,3 - 4,4 Ma v. h.) eine Phase zunehmender Humidität ein, und zwischen etwa 4,2 - 3,2 Ma v. h. erfolgte im "Tal der Großen Seen" (Uws nuur, Chjargas nuur, Charnuur, Char us nuur) zwischen den Ausläufern des Mongolischen Altais und dem Changajn-Gebirge

eine ausgedehnte Transgression (Mergel- und Kalksteinschichten des Chjargas nur B, ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983). Dieses Ausufern der Seen wurde begleitet von einer maximalen Ausbreitung der Waldbedeckung u. a. mit *Picea omoricana*, *Tsuga*, *Abies*, *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia* in den Vorbergen des Altais und des Mongolischen Altais sowie im "Tal der Großen Seen". Die Halbwüste Gobi wurde von Steppengesellschaften besiedelt; Funde von Giraffe und Strauß belegen milde Wintertemperaturen. Die Niederschläge waren anderthalb- bis zweimal so hoch wie heute.

Die Hänge der nördlichen zentralasiatischen Gebirge wurden von Taiga-Formationen des Mandschu-Amur-Typs bedeckt.

Im Oberpliozän etwa ab 3,1 Ma v. h. setzen nach Befunden von Tui-gol in der westlichen Mongolei erneut Abkühlung und zunehmende Aridität ein, entsprechend der Entwicklung in weiten Teilen Sibiriens (Kočkovo-Folge) und Chinas (Nihewan). Ein erstes Maximum dieser Abkühlung wird um etwa 2,5 - 2,3 Ma v.h. erreicht, als boreale sibirische Floren mit *Betula* und *Picea* mit dem Podpusk-Lebza'insker Faunenkomplex in die Region vordrangen. An diese Klimadepression schließen sich rhythmische Klimaschwankungen an, bei denen jedoch Temperatur- und Niederschlagsänderungen phasenverschoben sind. Nach ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) sind die Zusammenhänge zwischen den Prozessen noch unklar, doch scheinen Niederschlagsmaxima mit den Abschlußphasen von Thermomeren und den Anfangsphasen von Kryomeren, Ariditätsmaxima mit den Endphasen von Kryomeren und den Anfängen von Thermomeren zu koinzidieren.

7.3.5. VR China

Die geologisch-paläoklimatische Entwicklung des Pliozäns und Pleistozäns in China ist sowohl in mariner als auch in kontinentaler Fazies in hoher Ereignisdichte überliefert, bio- und klimastratigraphisch mit hoher Auflösung charakterisiert und z. T. paläomagnetisch und radiometrisch datiert.

Die Sequenz mariner Ablagerungen in Nordchina ist durch Foraminiferen-Assoziationen gegliedert, deren Folgen zumeist durch Transgressionen und Regressionen gesteuert werden, von denen die Jüngerer mit Warm- bzw. Kaltzeiten korrelieren und daher auf glazialeustatische Meeresspiegelschwankungen zurückgeführt werden können. WANG NAIWAN, HE XIXIAN (1982) unterscheiden ab Oberpliozän (3 Ma v. h.) die Serien A - F mit 10 solcher Assoziationen, deren Alter paläomagnetisch datiert bzw. kontrolliert ist. In Tab. 19 werden die Sukzessionen der Foraminiferen-Assoziationen mit den Transgressionen und der SISK stratigraphisch verglichen.

Tab. 19. Korrelation der Foraminiferen-Assoziationen mit den marinen Transgressionen in Nordchina und der SISK

WANG NAIWAN, HE XIXIAN (1982)		SUN DIANG-GING u.a.(1981)			
Serie	Assoziation	Ma	Transgressionen	Ma	SIS
F	X	0,006	Regression		
-	IX	0.01	<u>Tianjin</u>	0,01	1
			Regression		2
E		0,03	<u>Cangzhou</u>		
	VIII		Regression		3
-			<u>Xiangxian</u>		
		0,05	Regression	0,07	4
D	VII	0,13	<u>Baijiaoding</u>	0,15	5
			Regression	0,2	6
-	VI	0,3	<u>Huanhua</u>	0,5	7-11
C		0,5	Regression	0,7	12-16
-	V	1,0	<u>Haixing</u>	0,9	17-25
			Regression	1,2	26-32
		1,5	<u>Bohai</u>	1,5	33-43
B	IV		Regression		44-55
		1,7			
		2,0		2,0	
	III				
-			<u>Peking</u>		51-(65)
A	II	2,5		2,7	
	I	3,0	Regression		
-				3,5	

Von besonderer paläoklimatischer Bedeutung ist in dieser Folge das erste Auftreten der Kaltwasserformen *Coccolithus pelagicus* und *Hyalinea baltica* um etwa 2,3 Ma v. h. In kontinentaler Fazies korreliert dieses Ereignis mit dem erstmaligen Erscheinen echter Equiden (*E. sanmensiensis*; LIU TUNGSHENG u. a. 1985).

Die Korrelation der marinen mit der kontinentalen Folge ist biostratigraphisch anhand datierter Säugerfaunen und paläoanthropologischer Sukzessionen in einzelnen Zeitschnitten möglich. Jedoch können die LÖB-Boden-Folgen recht sicher mit den SIS parallelisiert werden (LIU TUNGSHENG u. a. 1985). Das 130 m mächtige LÖB-profil von Heimugou nahe Luochuan umfaßt die gesamte LÖB-Boden-Folge Chinas (Wucheng-, Lishi-, Malan-LÖB) in größter Vollständigkeit. Der Wucheng-LÖB setzt kontinuierlich über oberpliozänen Rottonen ein und ist durch drei Paläoboden-Komplexe W1 - W3 mit jeweils 4 - 5 nur durch dünne LÖBlagen getrennte Böden gegliedert.

Er hat ein Alter von 2,4 - 1,3 Ma v. h. Der Lishi-Löß mit den Löß-Boden-Sequenzen L15 - S1 repräsentiert den Zeitraum bis zum letzten Interglazial. Der Malan-Löß wurde in der letzten Kaltzeit abgelagert. Wie in den Lößprofilen Mittelasiens und Mitteleuropas liegt die Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze in einem relativ geringmächtigen Lößhorizont L8 dicht unter dem Bodenhorizont S7. Die Jaramillo/Matuyama-Grenze (0,91 Ma v. h.) befindet sich nur wenig unter, die Matuyama/Jaramillo-Grenze (0,98 Ma v. h.) unmittelbar über einem Bodenhorizont; auch dieser Befund entspricht den Positionen der Böden in den Profilen der anderen Regionen Eurasiens.

Anhand der Mächtigkeitsverhältnisse zwischen den datierten magnetostratigraphischen Grenzen können die mittleren Sedimentationsraten bestimmt werden, und mit ihnen läßt sich das Alter der Bodenhorizonte annähernd abschätzen (Abb. 25, b). Unter der Voraussetzung, daß die Bodenbildung während der klimatischen Optima oder während der Übergänge von den Warmzeiten zu den Kaltzeiten unter warm-humiden Klimabedingungen am intensivsten war, läßt sich mit Hilfe der geschätzten Alterswerte eine begründete Zuordnung der Bodenbildungen zu den SIS vornehmen (Abb. 25, c). Mittels der auf diese Art möglichen Übertragung der Alterswerte der SIS auf die Paläoböden kann nun die wahre Sedimentationsrate zwischen den einzelnen Bodenhorizonten ermittelt werden (WIEGANK 1987). Danach waren die Sedimentationsraten während der letzten etwa 1,0 Ma zur Zeit der Ablagerung der Lößhorizonte L9, L5, L2 und L1 entsprechend den SIS 22, 12, 6 und 2 deutlich höher als zu anderen Zeiten (Abb. 25). Wie der Löß L9 enthält auch der Löß L15 einen gegenüber den anderen Lößhorizonten höheren Sandanteil, was auf eine insgesamt stärkere Aridität hindeuten könnte.

Die Böden gehören zur Gruppe der Schwarzerden, Zimtfarbenen Böden und Waldsteppen-Braunerden. Den Zimtfarbenen Böden des Komplexes S5 entsprechende Böden kommen heute im Klimabezirk Ostchinas (Shandong-Halbinsel) vor mit Jahresmitteltemperaturen zwischen 12 bis 14 °C und Niederschlägen von 700 - 1000 mm. Gegenwärtig liegt die Jahresmitteltemperatur um Luochuan bei 10 °C und die mittlere Niederschlagssumme bei 500 mm (LIU TUNGSHENG u. a. 1985).

Während der letzten 2,5 Ma bewegten sich die Klimaschwankungen um Luochuan zyklisch zwischen Wüstensteppen- und Waldsteppen-Klima bis zu warm-gemäßigt humiden Klimabedingungen mit Laubmischwäldern mit *Betula*, *Quercus*, *Rhus* und *Alnus* (z. B. Bodenbildungen WS2, etwa SIS 51 - 55 und S5, etwa SIS 13 - 15). Der erhöhte Sandlößanteil in Löß L15 und L9 könnte mit einer signifikanten Ausbreitung der Ordos- und der Ala-schan-Wüste in Nordchina während der SIS 30 - 34 und der SIS 22 in Zusammenhang stehen.

In den Gebirgsregionen Chinas wurden bisher fünf Vergletscherungsperioden nachgewiesen, überdies eine ausgeprägte Phase mit periglazialen Bildungen (Dongcheng-Kaltzeit). Nach den vorliegenden chronostratigraphischen Einstufungen (magnetostratigraphisch datiert oder kontrolliert) sind die chinesischen Glaziale mit den SIS und den Vereisungen in Europa, wie Tab. 20 zeigt, korreliert:

Tab. 20. Korrelation kontinentaler Vereisungen in China und Europa

<u>Glaziale in China</u>	<u>SIS</u>	<u>Glaziale in Europa</u>
Tali	2 - 4	Weichsel
Lushan	6 - 8	Saale s.l.
Taku	12 - 16 (20)	Elster (z.T.)
Poyang	24 - 34	Menap (+Waal B ?)
Dungcheng	40 - 50	Eburon
Hongya	3,1 - 2,9 Ma v.h.	Reuver A

7.3.6. Japan

Im Mittelmiozän setzen zuerst in Honshu (Green Tuff Region), dann auch in anderen Gebieten sich zum Quartär hin verstärkende differenzierte Hebungsbewegungen ein, in deren Gefolge während des Pliozäns und Pleistozäns in Senkungsgebieten des Binnenlandes und der Küsten Abtragungsprodukte der aufsteigenden Gebirge bzw. marine Sedimente unterschiedlicher Fazies sowie zahlreiche Tuffhorizonte zur Ablagerung kamen. Die vorwiegend fluviatilen und lakustrischen Sedimente in den Binnensenken erreichen mehr als 1000 m, die fluviatilen, lakustrischen und marinen Bildungen an den Küsten über 3000 m Mächtigkeit. Die Ablagerungen sind sowohl in mariner wie in kontinentaler Fazies biostratigraphisch gut gekennzeichnet und physikalisch (paläomagnetisch und radiometrisch) datiert. Typusgebiete der regionalen Stratigraphie sind die Kanto-Ebene und die Boso-Halbinsel mit der zyklischen marinen Folge der Kazusa-Gruppe sowie der Kinki-Distrikt mit der Verzahnung fossilreicher kontinentaler und mariner Serien der Osaka-Gruppe.

Die Stratigraphie des Pliozäns und Pleistozäns der Boso-Halbinsel ist zuletzt von NAKAGAWA u. a. (1982) bearbeitet und zusammenfassend dargestellt worden.

Die Miozän/Pliozän-Grenze liegt nach planktischen Foraminiferen im obersten Abschnitt der Amatsu-Formation der Miura-Gruppe, die etwa das Pliozän bis zur Mammoth-Polaritätssubzone umfaßt. Sie wird diskordant von der Kazusa-Gruppe überlagert, die von der unteren Matuyama-Polaritätszone bis ins Mittelpleistozän hineinreicht und

wie die Miura-Gruppe aus Serien von Sand-, Siltsteinen und Tuffen besteht, in die Konglomerat-Horizonte eingelagert sind (Umegase-Formation, Mandano-Formation). Die älteren Formationen der Kazusa-Gruppe sind durch marine Mikrofossilgemeinschaften gegliedert. Die Umegase-Formation und jüngere Bildungen enthalten Säugerfaunen. Die Shimoza-Gruppe wird aus Zyklen sedimentärer Lockergesteine variierender Korngrößen litoraler bis neritischer Fazies des oberen Mittel- und Jungpleistozäns aufgebaut.

Durch die Fossilassoziationen wird neben Variationen der Wassertiefe eine Folge von Schwankungen der Meerestemperaturen angezeigt, die von der Namihana-Formation bis zum Holozän einen allgemeinen Trend zu kühleren Wassertemperaturen überlagern. Während des Übergangs vom Miozän zum Pliozän entsprachen die Wassertemperaturen etwa denen des rezenten Pazifik, doch war das Japanische Meer infolge der Einengung der Straße von Tsusima kühler als in der Gegenwart.

Anzeichen einer Abkühlung des Pazifikwassers zeigen die Sedimente der höheren Anno-, der Kurotaki- und der Katsuragi-Formation. Weitere Depressionen der Ozeanwassertemperaturen sind in der mittleren und oberen Kiwada-Formation im Niveau der oberen Olduvai-Polaritätssubzone, an der Grenze zwischen Otadai- und Umegase-Formation im Niveau der Jaramillo-Polaritätssubzone, an der Grenze von der Umegase- zur Kokumoto-Formation unterhalb der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze sowie in der Kakinokidai- und der Chonan-Formation innerhalb der Brunhes-Polaritätszone registriert worden.

Noch besseren Aufschluß über die paläogeographisch-paläoklimatische Entwicklung des Pliozäns und Pleistozäns in Zentraljapan geben die an Fossilgemeinschaften reichen Ablagerungen der marin-kontinentalen Wechsellagerungen von Kiesen, Sanden und Tonen mit eingelagerten Tuffen der Osaka-Gruppe des Kinki-Distriktes (Osaka, Kyoto) und die überlagernde Sequenz mariner Terrassen, die mit der Terrassenfolge von Südkanto verglichen werden können (ITIHARA, KAMEI 1982; NAKAGAWA u. a. 1987).

Die Osaka-Gruppe wird durch Pollenflora in die Metasequoia-Zone (A - D) und die Fagus-Zone (e - h) gegliedert. Die Metasequoia-Zone endet im Niveau des Azuki-Tuffs Ma3 (0,87 Ma, fission track). Die Metasequoia-Flora mit *M. disticha*, *Glyptostrobus*, *Sequoia*, *Pinus korribai*, *Juglans cinerea*, *Pinus fujii*, *Nyssa*, *Liquidambar*, *Ginkgo*, *Pseudolarix*, *Keteleeria* u. a. repräsentiert nach ITIHARA, KAMEI (1982) eine wärmeliebende Tertiärflora.

Das Auftreten von *Menyanthes trifoliata* und subalpinen *Pinus*-Arten im Niveau des Serinyama-I-Tuffs kennzeichnet die erste gravierende Klimaverschlechterung, die nach fission-track-Daten etwa um 2.3 -

2,2 Ma v. h. einsetzt und oberhalb der Olduvai-Reunion-Polaritäts-subzone noch vor 1,5 Ma (fission track) ein erstes Maximum erreicht (oberster Abschnitt der Pollenzone B).

An diese Klimadepression schließen sich weitere zyklische Klimaschwankungen an zwischen warm-gemäßigten und kalten Klimaten, in deren Verlauf die an wärmere Klimate angepaßten Arten des Miozäns und Pliozäns verschwinden. Diese Zeit des Erlöschens der Metasequoia-Flora, in der sich die rezenten Arten und Formen zunehmend ausbreiteten, dauerte von etwa 2,2 - 0,9 Ma v. h.

Die Untergliederung der Osaka-Gruppe und der hangenden Terrassenfolge durch marine Tonhorizonte (Ma0 - Ma13) mit wärmeliebenden Fossilgemeinschaften belegt warmzeitliche Meeresspiegelhochstände zwischen den Kaltzeiten. Die Folge der insgesamt 13 Transgressionen setzt unmittelbar im Anschluß an die erste frühpleistozäne Klimadepression um etwa 1,7 Ma v. h. ein und läßt sich widerspruchsfrei mit den klimatischen Optima der SIS vergleichen. Aufgrund von fission-track-Datierungen und der Position der Matuyama-Brunhes-Polaritätsgrenze, der Biwa-I-, Biwa-II- und der Blake-Polaritätssubzonen (Exkursionen) in der Folge der marinen Ton-schichten (TAKEMURA, HORIE 1982) korrelieren die Tone Ma0 mit den SIS 35 - 39, Ma3 mit SIS 21, Ma5 mit SIS 17, Ma8 mit SIS 11 und Ma12 mit SIS 5. Nach der Position der Biwa-I-Polaritätssubzone (etwa 170 ka v. h.) unmittelbar unter dem Tonhorizont Ma11 ist dessen Korrelation mit der SIS 7a (188 ka) wahrscheinlicher als wie von TAKEMURA, HORIE (1982) dargestellt - mit der SIS 6, die mit einer ausgeprägten Kaltzeit korrespondiert.

Auch die Meeresterrassen des Kanto-Distriktes (YONEKURA, OTA 1986) lassen sich problemlos mit den Klima-Optima der SIS korrelieren. Die Folge T-d bis T-a stimmt zeitlich mit den SIS 11, 9, 7a, 7c mit hoher Genauigkeit überein. Die Terrasse S entspricht dem letztinterglazialen Hochstand, die Terrassen M0 und M1 den ersten Frühweichsel-Interstadialen und die Terrasse M3 dem ersten Mittelweichsel-Interstadial.

Von überregionaler Bedeutung für die Rekonstruktion der paläogeographischen Veränderungen im ostasiatischen Raum sind die Faunenassoziationen, die nach Herstellung der Landverbindungen mit dem Festland während der Kaltzeiten im Verlauf des Plio-Pleistozäns nach Japan einwanderten.

Die Stegodon-sugiyama-Zone und die Stegodon-akashiensis-Zone enthalten sowohl Vertreter des tertiären Indo-Malaischen-Faunenkomplexes als auch Elemente von Wald- und Offenlandschaften gemäßigter Klimate Nordchinas (Nihewan-Fauna). In der Mammuthus-paramamonteus-shigensis- und der M.-armeniacus-proximus-Zone sind Elemente der Nihewan- und der Choukoutien-Fauna vertreten. Das Vor-

kommen der Krokodilart *Tomista machikanense* unmittelbar im Liegenden des marinen Horizontes M8 deutet darauf hin, daß während der korrelierten SIS 11 die Jahresmitteltemperaturen signifikant höher waren als in den früheren und nachfolgenden Warmzeiten (Temperaturen des kältesten Monats nicht unter 10 °C).

Merkmale von Vergletscherungen in der Gipfelregion der Japanischen Alpen und des Hidaka-Gebirges auf Hokaido sprechen dafür, daß die Gebirgsvergletscherungen vor dem Maximum der letzten Vereisung in Japan ausgedehnter waren (Murodo-Glazial, 50 - 60 ka v. h.) als während des letzten Maximums (Tateyama-Glazial, 28 - 10 ka v. h.). Dieses Phänomen wird dadurch erklärt, daß während des Kaltzeitmaximums durch Reduzierung der Meeresfläche und die stärkere Abkühlung des Japanischen Meeres weniger Wasser verdunstet wurde, weshalb der Sibirische Wintermonsun weniger Niederschläge nach Japan heranzuführen konnte als unter den Bedingungen einer Warmzeit oder eines Anaglazials. Während des Maximums der letzten Kaltzeit fiel der Meeresspiegel nach KAIZUKA (1980) auf bis zu -130 m ab.

7.3.7. Indischer Subkontinent (Potwar, Kashmir)

Im Ergebnis der neogenen Hebung und Erosion des Himalaja-Tektogens wurden im südwestlichen Vorland des Gebirges die Siwalik-Schichten (oberes Mittelmiozän bis Pleistozän) abgelagert, deren Fossilgemeinschaften die Evolution der Vertebraten im asiatischen Raum und die Entwicklung der von ihnen bewohnten Landschaften in der nordwestlichen Region des Subkontinentes in dichter Folge widerspiegeln. Durch komplexe biostratigraphische, magnetostratigraphische und radiometrische Untersuchungen (KELLER u. a. 1977; OPDYKE u. a. 1979; OPDYKE u. a. 1982; JOHNSON u. a. 1979; JOHNSON u. a. 1982) sowie durch paläofaunistisch-paläoökologische Analysen (AZZAROLI, NAPOLEONE 1982; BARRY u. a. 1982, 1985) konnten die Gesteinsserien des höheren Känozoikums mit einer Auflösung bis zu 100 ka und darunter datiert werden, so daß die geotektonisch-paläogeographische, die phylogenetische und paläoökologisch-paläoklimatische Entwicklung in dieser Region mit hoher zeitlicher Präzision rekonstruiert werden kann.

Nach den Untersuchungen von JOHNSON u. a. (1982) und BARRY u. a. (1982) bestehen zwischen den Gliedern der Siwalik-Schichten und der Zonierung nach Vertebraten-Faunen die in Tab. 21. gezeigten Beziehungen.

Die Entwicklung der Säugerfaunen auf dem indischen Subkontinent im Verlauf des höheren Känozoikums ist durch wiederholte Immigrations aus dem eurasiatischen und afrikanischen Raum gekennzeichnet,

Tab. 21. Gliederung, Faunenzone und Datierung der Siwalik-Schichten

Gruppe	Formation	Ma v.h.	Faunenzone	Ma v.h.
Post-Siwalik	Boulder-Konglomerat	1,8		1,5
	Pinjor		Elephas-planifrons-Intervall-Zone	
Oberes Siwalik	Tatrot	2,5	Hexaprotodon-sivalensis-Intervall-Zone	2,9
		5,1	Selenoportax-lydekkeri-Intervall-Zone	5,3
	Dhok Pathan			
Unteres Siwalik	Nagri	7,9	"Hipparion"-Intervall-Zone	7,4
	Chinji	10,1		9,5
	Kamlial	13,1		

die eine interkontinentale Ausbreitung von Steppenlandschaften offenbar infolge Zunahme der Aridität voraussetzt. Die Zusammensetzung der Nagri-Fauna belegt eine erste Einwanderungsphase mit Taxa aus Eurasien (Equidae, Suidae, Giraffidae) und Afrika (Tragulidae, Rodentia) um etwa 9,5 Ma v. h.

Nach BARRY u. a. (1982) gelangen im Tatrot zwischen 5,3 - 2,9 Ma v. h. in einer zweiten Migrationswelle aus Afrika zuerst Hexaprotodon, Proamphibos, Presbytes sowie Dinofelis und Giraffa (vermutlich ebenfalls aus Afrika) und schließlich um 2,9 Ma v. h. auch Elephas planifrons nach Indien.

Die Grenze Tatrot/Pinjor (2,5 Ma v. h.) wird durch eine dritte Einwanderungswelle afro-asiatischer Arten der Grasland-Habitate mit Equus sivalensis, Elephas hysudricus, Suidae, Rhinocerotidae und Cervidae markiert. Nach NANDA (1982) ist das Tatrot durch Stegodon bombifrons, Hipparion antelopium, H. theobaldi, Hippophys tatroti, das Pinjor durch Elephas, Leptobos und Equus biostratigraphisch charakterisiert.

Für das Tatrot wird nach GAUR, CHOPRA (1984) durch Rotfärbung,

Kornzusammensetzung und Kalkgehalt der fluviatilen Ablagerungen im nordöstlichen Chandigarh die Existenz weiträumiger Tiefländer mit einem Mosaik von Wald- und Savannenlandschaften, durchzogen von mäandrierenden Flußsystemen unter warm-humiden Klimabedingungen belegt. In den Fossilgemeinschaften dominieren Vertreter der Waldgesellschaften und Baumsavannen. Häufigeres Vorkommen von Schildkröten und Krokodilen dokumentiert, daß die Temperaturen der kältesten Monate nicht unter 10 °C absanken.

Die Abnahme des Karbonatgehalts der Sedimente von 7,3 auf 2,7 %, Korngößenzunahme und Reduzierung der Rötungsintensität werden mit einem allgemeinen Rückgang der Jahresmitteltemperaturen und der Humidität etwa ab dem Niveau der Gauß-Matuyama-Polaritätszone in Zusammenhang gebracht. Die Fauna des Pinjor (2,9 - 1,5 Ma v. h.) weist gegenüber der des Tatrots einem um mehr als 20 % höheren Anteil an Bewohnern offener Habitate auf, während die Vertreter der Waldlandschaften etwa um 20 - 30% zurückgegangen sind. Zugleich deutet eine geringere Beteiligung von Schildkröten und Krokodilen auf eine deutliche Reduzierung der Jahresmitteltemperaturen hin (GAUR, CHOPRA 1984). Oberhalb der Gauß/Matuyama-Grenze nehmen die Anzeichen verstärkter Tiefenerosion offensichtlich durch Erhöhung der Reliefenergie zu, und im Niveau der Olduvai-Polaritätssubzone werden erste grobklastische Abtragungsprodukte des Himalaja-Tektogens (Paragneise) im Gebiet der Rohtas-Antiklinale, Jhelum, registriert (OPDYKE u. a. 1979). Diese sandig-konglomeratischen Flußablagerungen der mittleren Matuyama-Polaritätszone liegen als "boulder conglomerat stage" diskordant auf den Sedimenten des Pinjor. Sie sind nach magnetostratigraphischen Befunden heterochron und reflektieren nach OPDYKE u. a. (1979) lokale Änderungen des hydrologischen Systems besonders infolge Versteilung des Gefälles. Es liegt nahe, neben tektonischen Bewegungen auch Änderungen des Klimaregimes mit wechselnden Verwitterungs- und Abtragungsbedingungen als Ursache für die Bildung der Boulder-Konglomerate anzunehmen. Die Hebungen des Himalaja-Systems erreichen erst während der Brunhes-Polaritätszone ein Maximum. In der Rohtas-Antiklinale setzen sie erst um etwa 500 ka v. h. ein und erreichen 4 m/ka.

Etwa seit der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze wird die vornehmlich tektonisch bedingte Erosion und Akkumulation verstärkt durch klimatisch gesteuerte Änderungen des Sedimentationsregimes überlagert. In das Boulder-Konglomerat und die liegenden Siwalik-Schichten wurde im mittleren und höheren Pleistozän eine Folge von 4 Terrassen eingeschnitten und aufgeschottert, eine fünfte Terrasse gehört ins Spätglazial oder zum Holozän. Die Terrassenkörper werden von Lößablagerungen überdeckt, die im Soan-Tal die Artefakte

der mittel- bis jungpleistozänen Soan-Technokomplexe enthalten. Im Himalaja selbst können nach den klassischen Untersuchungen von DE TERRA, PATERSON (1939) vier pleistozäne Hauptphasen der Vergletscherung unterschieden werden, von denen die dritte im Mittelpleistozän ein Maximum erreicht. Inwieweit diese Vereisungen mit den globalen Klimaschwankungen korrelieren oder im Ergebnis der raschen und sehr hohen Heraushebung des Himalaja während des Pleistozäns mehr eine eigenständige regionale klimatische Entwicklung eines Hochgebirges niederer Breiten unter dem Einfluß der Monsun-Zirkulation repräsentieren, wie von KALVODA (1981) angenommen, ist derzeit mit Sicherheit nicht zu entscheiden. Es ist jedoch anzunehmen, daß die globalen Klimaschwankungen insbesondere über die Verstärkung und Abschwächung der Monsune während der Phasen erhöhter Humidität bzw. erhöhter Aridität steuernd auf das Wachsen und Schwinden der Himalajagletscher gewirkt haben.

Die mehr als 1 000 m mächtigen lakustrisch-glazifluviatilen Ablagerungen des höheren Känozoikums im Kashmir-Tal (Karewa-Schichten) reichen nach AGRAWAL, DODIA (1987) bis in das mittlere Pliozän zurück (3,4 Ma v. h.). Etwa um 3,2 Ma v. h. erfolgte nach paläo-ökologischen Befunden ein Übergang von gemäßigtem zu subtropischem Klima, das ab etwa 2,8 Ma v. h. zunehmend abkühlt. Die Depression erreicht in einer trocken-kalten Periode zu Beginn der Matuyama-Polaritätszone (2,4 Ma v. h.) ein Maximum. Nach einer Sedimentationslücke folgt im Niveau der Olduvai-Polaritätssubzone eine zweite starke Klimadepression, danach zwischen 0,7 - 0,2 Ma ein fünffacher Wechsel zwischen Warm- und Kaltzeiten. Die letzten 180 ka sind durch LÖSablagerungen mit insgesamt 9 Bodenbildungen überliefert, von denen vier ins letzte Glazial bzw. ins Holozän fallen. Das Zurückschmelzen der Gebirgsgletscher der letzten Vereisung begann etwa um 17 000 a v. h.

Nach diesen und vorangegangenen Untersuchungen von AGRAWAL u. a. (1979) umfassen die vorwiegend normal polarisierten Schichten des Unteren Karewa die Gauß-Polaritätszone, die überwiegend invers magnetisierten Schichten des Unteren Karewa mit *Elephas hysudricus*, *Equus sivalensis*, *Giraffa*, *Sivatherium giganteum* die untere und obere Matuyama-Polaritätszone. Die oberen Karewa-Schichten mit den hangenden Lösen gehören zur Brunhes-Polaritätszone.

7.3.8. Java

Die geochronologische Stellung der hominidenführenden Putjangan- und Kabuh-Schichten Ostjawas im Verband der plio-pleistozänen Abfolge ist durch NINKOVICH, BURCKLE (1978), SUZUKI, WIKARNO (1982)

und YOKOYAMA (1982) näher bestimmt worden.

Das Typusprofil der hominidenführenden plio-pleistozänen Schichtenfolge von Sangiran nördlich von Surakarta im östlichen Zentraljava setzt sich basal aus marinen Mergeln und Kalksteinen zusammen, die konkordant von den 200 m mächtigen Putjangan-Schichten überlagert werden. Diese bestehen basal aus vulkanischen Brekzien mit marinen und Süßwassermollusken. Im Hangenden folgen schwarze lakustrische Tone mit eingelagertem vulkanogenen Material. Eine 0,5 m mächtige marine Tonschicht wird mit eustatischen Schwankungen in Verbindung gebracht.

An die Putjangan-Schichten schließen sich in konkordanter Lagerung die 45 m mächtigen fluviatilen Kabuh-Schichten an, die von den hangenden Notopura-Brekzien durch eine scharfe Diskordanz getrennt sind. Tektite auf der Erosionsoberfläche haben ein Alter von 0,7 Ma (K/Ar, fission track). Die Tektite stimmen genetisch mit Mikrotektiten aus Tiefseekernen des Pazifik und Indik im Niveau der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze überein. Damit sind die Kabuh-Schichten nicht jünger als 0,7 Ma. Nach K/Ar-Datierungen der unteren Putjangan-Schichten von Modjokerto aus dem Niveau einiger m unterhalb des Fundhorizontes von *Homo modjokertensis* kann nach NINKOVICH, BURCKLE (1978) für die Basis der Putjangan-Schichten ein Alter von mehr als 1,9 Ma angenommen werden. Dieses Datum wird durch die Ähnlichkeit der radiometrisch und paläomagnetisch datierten Hominiden von Olduvai Gorge mit der Hominiden-Evolutionsreihe der Putjangan-Schichten gestützt: Der primitive *Homo habilis* (H4) von Olduvai Bed I und der *Meganthropus palaeojavanicus* aus den Putjangan-Schichten einerseits und der entwickelte *Homo habilis* (H13) von Olduvai Bed II aus der oberen Matuyama-Polaritätszone und *H. modjokertensis* aus den oberen Putjangan-Schichten andererseits weisen enge genetische Beziehungen auf.

Nach SUZUKI, WIKARNO (1982) ist die Grenze zwischen den Putjangan- und den Kabuh-Schichten jünger als 1,16 Ma, und der entwickelte *H. erectus* erscheint nicht vor 0,7 Ma v. h. Anhand datierter vertikaler Verbreitungsgrenzen von Diatomeen in den marinen Kalinbeng-Schichten Ostjavas kann die Basis der Putjangan-Schichten auf etwa 2,1 - 1,9 Ma v. h. datiert werden. Bereits kurze Zeit nach diesem Datum, das mit der Emergenz weiter Bereiche Javas koinzidiert, erscheint *Homo dubius* als bisher ältester Hominide in Java.

Die Entwicklung der Säugerfaunen Indonesiens im Plio-Pleistozän ist durch wiederholte Einwanderungen vom Festland gekennzeichnet, die auf sowohl paläoökologisch-paläoklimatisch als auch eustatisch oder tektonisch bedingte Öffnungen oder Sperrungen von Immigrationswegen zurückgehen könnten. Die Herausbildung der Siva-Malaisischen Fauna (MOVIUS 1949) mit *Elephas planifrons* und einem klei-

nen Boviden könnte mit einer ersten bedeutenden Meeresspiegelabsenkung infolge ausgeprägter globaler Abkühlung um 3,1 bzw. 2,4 Ma v. h. (bei gleichzeitiger partieller Emergenz) in Verbindung stehen. Die Djetis-Fauna der Putjangan-Schichten mit *Homotherium*, *Panthera tigris*, *Hyaena brevirostris*, *Archidiskodon* (cf.) *planifrons* gehört zum Sino-Malaiischen-Faunenkomplex, dessen festländische Elemente während der bedeutenden Abkühlung am Ende der Olduvai-Polaritätssubzone (ab SIS 50) über die eustatisch bedingt trockengefallenen Schelfgebiete nach Java immigriert sein dürften. Die Trinil-Fauna der Kabuh-Schichten wird durch *Elephas hysudricus*, *Cervus* (*Axis*) *lydekkeri* und *Hippopotamus* charakterisiert, die vermutlich während der Meeresspiegelabsenkungen der SIS 28 - 26 und 22 - 20 in Java einwandern konnten.

Die Ngandong-Fauna der Notopuro-Schichten ist eine reduzierte Trinil-Fauna mit *Elephas*, *Stegodon*, *Hippopotamus* sowie einer größeren Anzahl von Rinder- und Hirscharten. Sie repräsentiert offenbar die ökologisch-paläoklimatischen Verhältnisse in den humiden Tropen während der Maxima der kaltzeitlichen Klimadepressionen (WOLDSTEDT 1969).

7.4. Afrika

7.4.1. Ostafrika

Der derzeitige Kenntnisstand über den Ablauf des höheren Känozoikums, speziell des Pliozäns und Pleistozäns in Ostafrika ist im wesentlichen das Ergebnis langjähriger komplexer und systematischer lithologischer, biostratigraphischer und geochronologischer sowie paläoökologischer Untersuchungen der zahlreichen Hominidenfundstätten, die unter den Bedingungen der besonderen regionalen geologischen Entwicklung im Bereich des Ostafrikanischen Grabensystems und der nördlich angrenzenden Afar-Depression erhalten geblieben sind. (BISHOP 1971). Unter diesen ist denen von Olduvai Gorge und Laetolil in Tanzania, des Turkana-Beckens in Kenya und in den Tälern von Omo und Awash in Äthiopien wegen der zugleich in aussagekräftigen lithologischen und paläontologischen Befunden überlieferten Indikationen der regionalen paläogeographisch-paläoklimatisch-paläoökologischen Entwicklung eine besondere Bedeutung beizumessen.

Olduvai Gorge

Die Olduvai-Schichten bestehen aus einer etwa 100 m mächtigen Folge von vulkanischen Aschen und Tuffen sowie meist feinkörnigen

fluviatil-lakustrischen und äolischen Sedimenten, die vom oberen Pliozän bis ins höhere Quartär reichen (LEAKEY 1965). Die Sequenz ist durch marker beds bzw. Diskordanzen in die Schichten Bed I - Bed V gegliedert, die radiometrisch und paläomagnetisch datiert sind (GROMME, HAY 1971). Die Grenze zwischen Bed I und Bed II liegt im oberen Teil der Olduvai-Polaritätssubzone an der Oberkante des Tuffes IF (BROCK, HAY 1976). Die obere Grenze der Olduvai-Polaritätssubzone (1,66 Ma v. h.) befindet sich etwa in der Mitte zwischen Tuff IF und II, ihre Untergrenze (1,88 Ma v. h.) unterhalb des Tuffes IB (DALRYMPLE 1979). In Bed I und Bed II liegen die Fundhorizonte mit *Australopithecus* (*Zinjantropus*) *boisei* bzw. *Homo erectus* und Artefakten (LEAKEY 1971).

Paläoökologische Analysen der Faunen und Floren von Bed I und Bed II (KAPPELMAN 1984) im Zeitrahmen der Olduvai-Polaritätssubzone belegen einen periodischen Wechsel zwischen Wald- und Waldland-Habitaten unter humiden Klimabedingungen und Savannenlandschaften unter stärker ariden Klimabedingungen mit einem deutlichen Trend zu einem allgemeinen Anstieg der Aridität in der oberen Olduvai-Polaritätssubzone. Die Humiditätsschwankungen haben eine Periode von etwa 50 ka. Ein Vergleich mit der SISK zeigt, daß Phasen erhöhter Humidität etwa mit Kaltzeiten, Phasen erhöhter Aridität etwa mit Warmzeiten koinzidieren (Abb. 29; Tab. 36). Im Niveau der Olduvai/Matuyama-Polaritätsgrenze (1,66 Ma v. h.) steigt der Anteil der Bergwald-Pollenassoziationen von weniger als 5 % auf über 15 % an, was einem Wechsel von ariden zu vollhumiden Klimabedingungen an der Grenze zwischen der SIS 50 und 49 entspricht.

Laetolil

Die Laetolil-Schichten im Gebiet etwa 30 km südlich von Olduvai Gorge bestehen aus einer mindestens 130 m mächtigen Serie von Tuffen, Aschen, umgelagerten vulkanischen Brekzien und Konglomeraten (LEAKEY u. a. 1976). Die fossilführenden Horizonte mit den ersten Vertretern echter Hominiden, die zu *Australopithecus afarensis* gestellt werden, sind auf die obersten 30 m der Laetolil-Schichten begrenzt und durch Tuffschichten (Tuff a bis Tuff d) und Xenolith-Horizonte gegliedert. Aus radiometrischen Datierungen dieser Tuffe und Xenolithe ergab sich für die fossilführenden Sedimente ein Alter zwischen 3,77 - 3,59 Ma v. h. In den Fossilgemeinschaften von mehr als 26 Lokalitäten dominieren Boviden (43,0 % mit bis zu 37,7 % *Madoqua*), Lagomorpha (14,4 %), Giraffidae (11,2 %) und Rhinocerotidae (9,7 %), hinter denen Equidae (ausschließlich *Hipparion*), Suidae, Proboscidea, Rodentia und Carnivora - alle mit Anteilen unter 5 % - deutlich zurückbleiben. An Reptilien wurden Schlangen und Schildkröten gefunden. Insgesamt

repräsentiert die Fauna Wald-Savannen-Landschaften unter warmen semihumiden Klimabedingungen.

Lake Turkana

Die hominidenführende Abfolge fluviatil-lakustrischer plio- und pleistozäner Ablagerungen mit eingelagerten Tuffhorizonten am NE-Ufer des Lake Turkana ist von BOWEN, VONDRA (1973) und VONDRA u. a. (1978) lithologisch gegliedert worden:

1. Die etwa 100 m mächtige Kubi-Algi-Formation, die Vulkanitserien des Miozäns und unteren Pliozäns überlagert, besteht aus vorwiegend grobkörnigen Sedimenten bis zu Konglomeraten mit zwischengelagerten Silt- und Tonsteinen sowie Tuffen.
2. Die etwa 200 m mächtige Koobi-Fora-Formation setzt sich aus klastischen Sedimenten wechselnder Korngrößen von Tonsteinen bis zu Konglomeraten sowie biogenen Karbonaten und Tuffschichten zusammen. Die letztgenannten sind radiometrisch datiert und magnetostratigraphisch charakterisiert und bilden als stratigraphisch-geochronologische Leithorizonte die Grundlage für regionale und interregionale Korrelationen. Der Suregei-Tuffhorizont (etwa 3,5 Ma v. h.) grenzt die Koobi-Fora-Formation gegen die Kubi-Algi-Formation ab, der KBS-Tuff gliedert sie in Untere und Obere Koobi-Fora-Formation. Die radiometrischen Daten dieses Tuffhorizontes weisen starke Streuungen auf; wegen seiner normalen Polarität ist das Datum 1,88 Ma v. h. am wahrscheinlichsten. Der untere Okote-Tuff ist invers magnetisiert und hat ein Alter von 1,64 - 1,52 Ma v.h. Bei Ileret bildet der Chari-Tuff (1,39 Ma) als oberster Horizont der Ileret-Schichten die Obergrenze der Oberen Koobi-Fora-Formation. Nach BROWN, FEIBEL (1985) korrelieren die Tufflager der Koobi-Fora-Formation wie folgt mit der Shungura-Formation aus dem Omo-Gebiet:

Koobi-Fora-Formation	Upper-Shungura-Formation	
Tuff	Tuff	Ma v.h.
Chari, Karari	L	1,39
Black Pumice	J7	1,5 - 1,57
White Tuff	J4	1,7
KBS	H2	1.88

3. Die Guomde-Formation (etwa 40 m) ist aus einer Serie von Tuffen, gebänderten Siltsteinen und biogenen Karbonaten aufgebaut, die mit deutlicher Diskordanz die Koobi-Fora-Formation überlagert. Der Guomde-Tuff hat ein Alter von 0,7 Ma.
4. Die Galana-Boi-Schichten - grobkörnige Flußablagerungen bis feinkörnige lakustrische Silte - gehören zum Holozän. Sie bele-

gen eine bedeutende Transgression um 9 200 a v. h. Die Koobi-Fora-Formation ist biostratigraphisch nach Großsäugern von MAGLIO (1972) gegliedert und auch auf dieser Basis mit den Ablagerungen von Olduvai und Omo korrelierbar (Tab. 22).

Tab. 22. Korrelation der hominidenführenden Schichten von Lake Turkana und Olduvai Gorge

Faunenzone (MAGLIO 1972)	Ma	Lake Turkana	Olduvai Gorge
	1,3		
Loxodonta-africana-Zone		O. Koobi-Fora-Formation	ob. Bed II unt. Bed II
	1,7		
Metridiochoerus-andrewsi-Zone			ob. Bed I
	1,88	KBS-Tuff	
Mesochoerus-limnetes-Zone		U. Koobi-Fora-Formation	
	3,5		
Notochoerus-capensis-Zone		Kubi-Algi-Formation	
	4,5		

Aus den Schichten der Unteren und Oberen Koobi-Fora-Formation kommen Funde von Australopithecus und Homo sowie zahlreiche Artefakte, die einer älteren KBS-Industrie (Mesochoerus-limnetes-Zone) und einer jüngeren Karari-Industrie (Metridiochoerus-andrewsi- und Loxodonta-africana-Zone) zugeordnet werden. Die Großsäugerfauna (MAGLIO 1972) setzt sich aus Arten der Baumsavanne und stärker geschlossener Buschlandschaften mit deutlichem Gewässeranteil zusammen. Eine Analyse der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation von Süßwassermollusken für den Zeitraum von etwa 2,0 bis 0,7 Ma v. h. zeigt deutliche Schwankungen (bis 7 ‰) mit Perioden zwischen 50 - 25 ka (ABELL 1982), die Variationen der Humidität widerspiegeln und mit den von KAPPELMAN (1984) ermittelten Habitatänderungen dieser Zeit im Gebiet von Olduvai Gorge verglichen werden können (Abb. 29, Tab. 36). Phasen höherer Humidität (^{18}O -Minima) fallen annähernd mit den Kaltzeiten, Phasen erhöhter Aridität mit den Warmzeiten der SISK zusammen.

^{14}C -Datierungen von Strandlinien belegen Seespiegelhochstände des Lake Turkana vor 9,0 - 7,9 und 5,8 - 5,5 ka (BISHOP 1971).

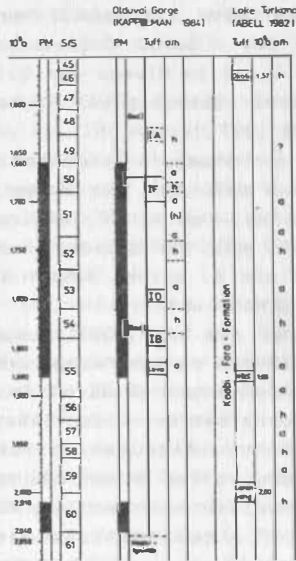


Abb. 29. Folge humider und arider Phasen in Sedimenten des oberen Pliozäns und Frühpleistozäns von Olduvai Gorge und Lake Turkana und deren Korrelation mit der Sauerstoffisotopenskala

Omo

Die Omo-Schichten s. l. im Gebiet des Omo-Flusses nördlich des Turkana-Sees im südwestlichen Äthiopien bestehen aus einer Folge fluviatil-lakustrischer Sedimente sowie Deltaablagerungen, die durch Tuffhorizonte untergliedert ist.

Älteste Ablagerungen dieser Sequenz sind Delta-Bildungen der Mursi-Formation, die von einem Basalt mit einem Alter von 4,05 bzw. 4,25 Ma überlagert werden (BISHOP 1971). Darüber folgen fluviatile Sedimente der Nkalabong-Formation (3,95 Ma v. h.). Die hangende Shungura-Formation umfaßt mit einer 750 m mächtigen Serie von Sanden, Schluffen und Tonen den größten Teil der Omo-Schichten. Die in sie eingelagerten Tuffhorizonte A - L, die radiometrisch datiert sind (BROWN 1972, 1982; BROWN u. a. 1978; SHUEY u. a. 1974) repräsentieren den Zeitraum zwischen 3,4 - 0,8 Ma v. h. Die nach den Tuffhorizonten bezeichneten Glieder der Serie reflektieren Schwankungen zwischen fluviatiler und lakustrischer Sedimentation, die durch einzelne Bodenbildungsphasen unterbrochen wurden.

Die Shungura-Formation enthält eine reiche, sich zum Hangenden progressiv wandelnde Säugerfauna mit deutlicher Änderung ihrer Zusammensetzung im Niveau des Gliedes C (Abnahme pliozäner Elemente um etwa 2,5 Ma v. h.) und im Niveau des Gliedes G innerhalb der Olduvai-Polaritätssubzone (Übergang vom Faunentyp von Olduvai Bed I zum Typ Bed II, COOKE 1977).

In den Gliedern C bis H der Shungura-Formation wurden Fossilien der Gattung *Australopithecus* gefunden, von denen die älteren (mit einem Alter von etwa 3 - 2 Ma) zu *A. cf. africana*, die jüngeren der Glieder E - G, eventuell auch der Glieder H und I zu *A. boisei* gestellt werden. Gemeinsam mit *A. boisei* kommen in den Gliedern E bis G Vertreter der Gattung *Homo* vor.

Nach WILLIAMSON (1985) waren die Umweltbedingungen in der Koobi-Fora- und der Omo-Region während des überwiegenden Teils der letzten 4 Ma allgemein den gegenwärtigen ähnlich: Es dominierten tropische Busch- und Graslandschaften der Sudan-Savannen.

Das Vorkommen von Früchten von *Antrocaryon* nur wenig über dem stratigraphischen Niveau des Tuffes B der Shungura-Formation im Omo-Tal und Funde des Regenwald-Prosobranchiers *Potodoma* im Niveau des Tulu-Bor-Tuffes in Schichten des Lomekwi-Drainagesystems westlich des Lake Turkana belegen nach WILLIAMSON (1985) eine Zeit ausgeprägter Humidität, in der etwa um 3,3 Ma v. h. weitflächig Savannen durch tropische Regenwälder im Sudan verdrängt wurden. Diese Phase war jedoch nur von relativ kurzer Dauer. Funde der eurasiatischen Muschel *Corbicula* ca. 8 m über dem Tulu-Bor-Tuff sowie der afrikanischen Schnecke *Bellamys unicolor* in den Erq-el-Ahmar-Schichten des zentralen Jordan-Tales, die von Basalten mit einem Alter von 3,2 Ma überlagert werden, dokumentieren einerseits einen überregionalen Anstieg der Humidität, zugleich aber auch die Auswirkung der fortschreitenden globalen Abkühlung mit dem Einsetzen der Vereisungen auf der Nordhalbkugel ab etwa 3,2 Ma v. h., die den Faunenaustausch zwischen Eurasien und Afrika offensichtlich begünstigten.

Die Sedimente der Shungura-Formation werden von jungpleistozänen Deltabildungen der Kibish-Formation überlagert, die im Omo-Becken weit verbreitet sind und Reste von *Homo sapiens* mit einem Alter von >37 ka enthalten.

Awash Valley

Neogene Ablagerungen im Mittellauf des Awash-Flusses in der Afar-Depression, Äthiopien, bestehen aus einer Folge von obermiozänen, pliozänen und pleistozänen Sedimenten mit einer Mächtigkeit von mehr als 1 000 m. Diese als Awash-Gruppe bezeichneten Ablagerungen setzen sich aus Klastika unterschiedlicher Körnung von Tonen bis

zu Konglomeraten, aus Vulkaniten (Tuffe, Basalte), biogenen Karbonaten, Ligniten und Diatomiten zusammen (KALB u. a. 1982). Die Serien sind radiometrisch datiert und biostratigraphisch korrelierbar.

Zum oberen Miozän gehörendie Chorora-Formation und der untere Teil der Adu-Asa-Formation. Ihr oberer Teil setzt sich aus obermiozän-unterpliozänen Grenzsichten zusammen. Zum Unterpliozängehören die Sagantole-Formation und der untere Abschnitt der Hadar-Formation mit wichtigen Hominidenfunden. Mit einem Alter zwischen etwa 4 - 2,5 Ma umfaßt diese ungefähr die Gauß-Polaritätszone (KALB u. a. 1982; HALL u. a. 1984).

Nach geochemisch-radiometrischen Untersuchungen von BROWN (1982), SARNA-WOJCIKI u. a. (1985) sind der Tulu-Bor-Tuff der Koobi-Fora-Formation, Tuff B der Shungura-Formation von Omo, Tuff U10 der Ushno-Formation und der Sidi-Hokoma-Tuff (SHT) der Hadar-Formation identisch. Dieser Tuff wurde anhand geochemischer Kennzeichen auch in marinen Sedimenten des Golfs von Aden nachgewiesen. Er ist normal polarisiert und korreliert mit der Discoaster-tamalis-Zone, die nach Interpolation zwischen datierten Nannoplankton-Ereignissen ein Alter von 3,2 Ma besitzt. Für den normal polarisierten Tulu-Bor-Tuff wird damit in enger Übereinstimmung ein radiometrisches Alter von 3,32 Ma angegeben (WILLIAMSON 1985). Im Gegensatz zu diesem Datum stehen K/Ar-Altersbestimmungen des stratigraphisch jüngeren, invers magnetisierten Kadada-Moumou-Basaltes (KMB), Typ B des höheren Sidi-Hokoma-Gliedes der Hadar-Formation mit Werten von 3,6 Ma v. h. Typ A dieses Basaltes - nach WALTER, ARONSON (1982) diagenetisch jedoch verändert - weist mit den Daten des Tulu-Bor-Tuffs und der inversen Magnetisierung eher in Einklang zu bringende Werte von etwa 3,2 Ma v. h. auf. Die Ursache dieser Unterschiede in den Altersdaten des KMB sind noch ungeklärt.

Die hangende Matabaietu-Formation enthält Oldovan-chopper und kann biostratigraphisch mit den Gliedern D - F der Shungura-Formation (etwa 2,4 - 2,0 Ma v. h.) korreliert werden.

Die Wehaietu-Formation mit einer Mächtigkeit von 200 - 250 m umfaßt vermutlich das untere bis obere Pleistozän. In den mittelpleistozänen Bodo-Schichten dieser Formation wurden Schädelreste der Gattung Homo, in den hangenden Folgen bis ins jüngste Pleistozän Artefakte des Paläo- und Mesolithikums gefunden.

Aus den Aramis-Schichten der Sagantole-Formation (etwa zwischen 5 bis 4 Ma v. h.) sind erste Vertreter der Gattung Loxodonta und erste primitive Formen der Gattung Elephas geborgen worden. Die Kalaloo-Schichten (etwa 4 Ma v. h.) enthalten Fossilien eines entwickelten Mammuthus mit intermediären Merkmalen von *M. subplanifrons* und *M. africanus* sowie eines progressiven *Anancus*.

Die Fauna der Hadar-Formation ist mit der Fauna von Laetolil (3,7 bis 3,5 Ma v. h.) und den Gliedern A - C der Shungura-Formation (3,0 bis 2,4 Ma v. h.) vergleichbar. In der Matabaietu Fauna fehlen viele Formen der Hadar-Faunen. Sie kann mit den Gliedern D - F der Shungura-Formation und mit Bed I von Olduvai Gorge korreliert werden. Die Fauna der Wehaietu-Formation enthält Arten des Bed II von Olduvai Gorge oberhalb der Lemuta-Schichten (jünger als 1,6 Ma v. h.).

Die Hominiden aus den Gliedern der Hadar-Formation (Sidi-Hakoma-, Denen-Dora-, Kada-Hadar-Glied) sind grazile Australopithecinen (*A. afarensis*), deren phylogenetische Stellung als mögliche Vorläufer des höher entwickelten *A. africanus* diskutiert wird (CRONIN u. a. 1981).

Pollenfloren des oberen Miozäns (oder unteren Pliozäns, jünger als 8 Ma v. h.) aus dem nordwestlichen Äthiopischen Hochland belegen eine geschlossene Vegetation mit Dominanz von Baumarten feuchter Tiefland- und Regenwälder mit einem hohen Anteil von Pteridophyten ohne jegliche Koniferen und mit einer engen Beziehung zu den Kongo-Guinea-Floren. Gräser sind nur untergeordnet in den Pollendiagrammen beteiligt. Die Pollenfloren von Chilga lassen eine zum Hangenden deutliche Abnahme der Humidität erkennen (YEMANE u. a. 1985). Generell reflektiert die Vegetation ein feuchtes und warmes Klima zu dieser Zeit über weiten Teilen Afrikas, als offenbar wesentlich größere Gebiete von geschlossenen Wäldern bedeckt waren als während der Wende vom Miozän zum Pliozän. Da eine Datierung der oberen Schichten fehlt, kann eine Korrelation mit dem global ebenfalls warm-humiden unteren Pliozän nicht ausgeschlossen werden.

Pollenanalytische Untersuchungen von Diatomiten mit einem Alter von 2,5 - 2,35 Ma v. h. aus der Gadeb-Hochebene (Melka Likimi) in Äthiopien durch BONNEFILLE (1983) ergaben eine Folge von drei Pollenzonen:

III *Myrica*-Grasland-Gesellschaften

II *Erica*-Heiden

I Schütterere Bergwälder mit *Podocarpus*, *Juniperus*, *Olea*.

Diese Sukzessionen dokumentieren mit der Ausbreitung von *Erica*- und *Myrica*-Gesellschaften auf Kosten der Waldgesellschaften der montanen Stufe eine drastische Abkühlung des Klimas bei gleichzeitigem Anstieg der Aridität. Diese Entwicklung reflektiert offensichtlich die einschneidende globale Klimadepression der SIS (68) bis (66).

7.4.2. Marokko

Infolge Hebung der marokkanischen Atlantik-Küstenregion seit dem oberen Miozän sind in diesem Gebiet im Vorland der Marokkanischen Meseta jungkänozoische Ablagerungen, vornehmlich marin-äolische Kalksandsteine litoraler Fazies aufgeschlossen, die fast lückenlos die paläogeographisch-paläoklimatische Entwicklung in diesem Raum seit dem mittleren Miozän dokumentieren (STEARNS 1978).

Eine Folge von Küstenlinien und Strandwällen markiert Meeresspiegelhochstände, die geochronologisch auf der Grundlage der Hebungsrate - geeicht durch radiometrische Datierungen und datierte biostratigraphische Ereignisse - mit der SISK verglichen werden können und Korrelationen mit globalen paläoklimatischen Ereignissen ermöglichen. Nach mittelmiozänen Deformationen wird die nördlich der Betischen Kordilleren bestehende Verbindung zwischen Atlantik und Mittelmeer geschlossen, die südlich des Rif-Atlas vorhandene Meeresstraße bleibt bis ins obere Miozän bestehen. Das obere Torton ist längs der Nordflanke des Mittleren Atlas zunächst noch sichtlich transgressiv, das Ende des Torton jedoch bereits deutlich regressiv. *Globorotalia margaritae* - nach CITA (1973) kennzeichnend für die Miozän/Pliozän-Grenze im Mittelmeergebiet - erscheint innerhalb spätmiozäner Foraminiferen-Faunen in Sanden über kalkigen Tonen des späten Torton.

Die Gesteine des Maghrebien (4,2 - 3,2 ? Ma v. h.), des Fouaratian (2,8 - 2,4 Ma v. h.) und des Messaoudian (etwa 1,8 - 1,0 Ma v. h.) wurden in Zeiten hoher Meeresspiegelstände abgelagert, die durch regressive Phasen unterbrochen waren. Das Messaoudian wird durch drei Kalksandsteinhorizonte mit einem Alter von etwa 1,8, 1,5 und 1,3 Ma v. h. untergliedert, die mit Meeresspiegelmaxima korrelieren. Maghrebien, Fouaratian und die drei transgressiven Einheiten des Messaoudian fallen mit Zeiten vorwiegend geringer $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalte mariner Tiefseesedimente zusammen, die Regressionsphasen korrespondieren dagegen mit $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima.

Auch die jüngere Sequenz transgressiver und regressiver Phasen des Pleistozäns korreliert offensichtlich - zumindest partiell - mit den SIS. Danach dürfte das jüngere Anfantian der SIS 11, das untere Ouljian der SIS 5 entsprechen.

Nach STEIN (1985) nimmt die Sedimentationsrate terrigenen Materials als Ausdruck wachsender Aridität in den marinen Sedimenten vor der NW-Küste Afrikas um etwa 3,2 Ma und 2,42 bzw. 2,34 Ma v. h. signifikant zu. Diese Perioden koinzidieren annähernd mit den Regressionsphasen zwischen Maghrebien und Fouaratian bzw. Fouaratian und Messaoudian.

7.5. Nordamerika

Das höhere Känozoikum des nordamerikanischen Kontinents ist in mariner Fazies in den Regionen der Nordatlantik- und Golfküste, in kontinentaler Fazies insbesondere im Gebiet der Great Plains und den Depressionen des Great Basin überliefert. Das glaziale Geschehen ist in den Moränenfolgen mit zwischengeschalteten Böden und anderen Interglazialbildungen im gesamten Norden der USA und Kanadas zwischen der Atlantik- und der Pazifikküste sowie in den Gebirgsregionen der Rocky Mountains, der Cascade Range und der Sierra Nevada dokumentiert. Von großer Bedeutung für die Analyse der Evolution der Landsäugetiere auf dem nordamerikanischen Kontinent und ihrer Beziehungen zur Entwicklung der Säugerfaunen in Asien und Südamerika sind die zahlreichen Vertebratenfundstätten im westlichen Nordamerika, vor allem in Arizona, Nebraska, California, Texas, New Mexico, Idaho und im nördlichen Mexiko.

Durch biostratigraphisch-faunistische Revisionen dieser klassischen Säugerfundpunkte und gezielte radiometrische und magnetostratigraphische Untersuchungen wichtiger Typusprofile einschließlich der gesamten glazialen Abfolge wurden die Voraussetzungen für zeitlich hochauflösende Rekonstruktionen der geologisch-paläoklimatischen Entwicklung und für geochronologisch gesicherte interregionale Korrelationen in den letzten Jahren entscheidend verbessert und erweitert (EASTERBROOK, BOELLSTORFF 1981).

7.5.1. Nordamerikanische Atlantikküste

Eine komplexe stratigraphisch-geochronologische Bearbeitung der plio-pleistozänen Sedimente der gehobenen Atlantikküste zwischen Delaware-Bay und Beaufort (South Carolina) durch CRONIN u. a. (1984) sowie submariner Ablagerungen zwischen Georges Bank Basin (Maine) und Blake Plateau Basin (Florida) durch POAG (1984) ermöglicht die Folge der Transgressionen und Regressionen in ihren Beziehungen zur globalen klimatischen Entwicklung zu untersuchen. Die biostratigraphische Gliederung der Ablagerungen stützt sich auf Mollusken-, Ostrakoden-, Foraminiferen- und Nannoplankton-Zonen, die radiometrisch und paläomagnetisch datiert sind.

Die nordamerikanischen Atlantikküstengewässer zwischen etwa 30 - 45° nördl. Br. sind ozeanographisch-ökologisch in eine nördliche gemäßigte und eine südliche subtropische Zone gegliedert, deren Grenze bei Cape Hatteras liegt. Verschiebungen dieser im wesentlichen durch die Wirkungen von Golf- und Labradorstrom bestimmten Grenze, markiert durch Änderungen der Anteile stenothermer Arten

in den marinen Faunen, spiegeln Änderungen des regionalen ozeanographischen Regimes wider, deren Ursache in erster Linie in globalen Klimaschwankungen oder tektonisch bedingten Änderungen des ozeanischen Zirkulationssystems zu suchen ist.

Nach POAG (1984) reflektieren die Sedimentationsbedingungen im mittleren Miozän mit hohen Ablagerungsraten und Fossilgemeinschaften der Auftriebszonen in der nördlichen und in der südlichen Region Meeresspiegelhochstände, die mit dem Superzyklus Te von VAIL u. a. (1977) korrelieren. Die obermiozäne Regression wird durch geringe Sedimentationsraten, Flachwassergesellschaften und Sedimentationslücken dokumentiert. Im unteren Pliozän dauern die regressiven Bedingungen zunächst noch an, während die Sedimente des oberen Pliozäns einen weiteren Hochstand des Nordatlantiks anzeigen.

Die paläoozeanographisch-paläoklimatische Entwicklung im oberen Pliozän und im Pleistozän wurde anhand der Variation stenothermer Ostrakodenarten in den Faunensukzessionen rekonstruiert. Die daraus abgeleiteten paläoklimatischen Trends in der nördlichen und südlichen Region stimmen generell überein. Im Vergleich zu den rezenten Verhältnissen ist das Klima zwischen 4 - 3 Ma v. h. kühler gewesen. Während der mittleren Murrayina-barclayi-Assoziationszone (3,8 - 3,0) werden im Süden jedoch Kaltwasserarten durch Warmwasserarten abgelöst. An der Grenze zwischen der Murrayina-barclayi- und der Paracytheridea-mucra-Assoziationszone etwa zwischen 3,2 - 2,8 Ma v. h. verschwinden kalt-gemäßigte Arten mit Ansprüchen an die Wassertemperatur (20°C von den Küsten North Carolinas und Virginias, und subtropisch-tropische Übergangsgesellschaften dringen bis nach South Carolina vor. Das Fehlen von Arten, die an gemäßigte Klimate angepaßt sind, reflektiert Sommertemperaturen $>20^{\circ}\text{C}$ an.

Diese warme Phase dauerte offenbar nur relativ kurze Zeit an, denn in der höheren Raysor-Formation (Typ "Duplin") reflektieren Brackwasserformen in der Paracytheridea-mucra-Assoziationszone eine ausgeprägte Regression etwa zwischen 2,8 - 2,4 Ma v. h. An der Wende von der Paracytheridea-mucra- zur Puriana-convoluta-Assoziationszone von North Carolina etwa um 1,9 Ma v. h. belegen typische Warmwasserarten in der Waccamaw-Formation von South Carolina und in der Puriana-mescostalis-Assoziationszone von North Carolina warme Klimabedingungen an der SE-Küste von Nordamerika, und um 1,6 Ma v. h. erfolgte eine ausgedehnte Transgression, die vermutlich bis etwa 1 Ma v. h. andauerte (CRONIN u. a. 1984).

Die Omar-Formation (Diricksen Creek), die zeitlich zwischen etwa 1 bis 0,6 v. h. Ma eingestuft werden kann, enthält ebenfalls Warmwasserfaunen. Die Sequenz der nachfolgenden kurzzeitigen Meeres-

spiegelhochstände der Brunhes-Polaritätszone, die durch abrupte Meeresspiegelsenkungen jeweils beendet werden, korrespondieren generell mit globalen Warmzeiten.

Bei einem Vergleich der paläoklimatischen Entwicklung an der Ostküste Nordamerikas mit dem globalen Klimatrend ist das Fehlen der sowohl in Tiefseesedimenten wie in kontinentalen Ablagerungen belegten Klimadepression um etwa 3,1 Ma v. h. besonders auffällig. Statt dessen erfolgt in dieser Zeit (etwa zwischen 3,2 - 2,8 Ma v. h.) eine kräftige Erwärmung des Atlantikwassers. Als wahrscheinliche Ursache dieser Anomalie wird von CRONIN u. a. (1984) die Umstellung des Zirkulationssystems des Golfstroms nach Schließung der Meeresstraße von Panama (KEIGWIN 1978) betrachtet, wodurch dessen Abfluß durch die Straße von Florida verstärkt und die Küstengewässer südlich Cape Hatteras deutlich erwärmt wurden.

Aus dem gleichen Grunde dürfte auch die bedeutende Klimadepression an der Basis der Matuyama-Polaritätszone in dieser Region nicht besonders in Erscheinung getreten sein.

7.5.2. Stratigraphie und Chronologie wichtiger Säugerfaunen von Nordamerika

Durch komplexe stratigraphisch-paläofaunistisch-geochronologische Untersuchungen der klassischen Säugerfundstätten im südwestlichen Nordamerika (JOHNSON u. a. 1975; OPDYKE u. a. 1977; GALUSHA u. a. 1984; LINDSAY u. a. 1984) konnten Positionen und Abfolgen der Säugerfaunen zeitlich schärfer definiert werden, woraus sich neue Ansätze für detailliertere Gliederungen und die Analyse überregionaler Zusammenhänge ergeben haben:

1. San Pedro Valley, Benson, Arizona

Eine Abfolge von Faunen aus 13 Fundstätten mit mehr als 50 Säugertaxa konnte in den Zeitraum zwischen Mammoth-Polaritätssubzone und den oberen Teil der Matuyama-Polaritätszone (etwa 3,2 bis 1,0 Ma v. h.) eingeordnet werden. Die klassische Benson-Fauna (Post Ranch) gehört zum Blanco und hat ein Alter von 3,1 Ma. Die Curtis-Ranch-Fauna wurde von SAVAGE (1951) zu der von ihm begründeten Irvingtonian-Stufe gestellt und korreliert etwa mit der Basis der Olduvai-Polaritätssubzone um 1,9 Ma v. h. (JOHNSON u. a. 1975).

2. Anza Borrego, State Park, California

Die etwa 3 000 m mächtigen terrestrischen und litoralen Sedimente der Palm-Springs-Formation enthalten eine Folge von drei Landsäugerfaunen, die biostratigraphisch und magnetostratigraphisch eingestuft werden:

Valecito-Creek-Fauna	Irvingtonian	Matuyama-Pz
Arraya-Seco-Fauna	spätes Blancan	Gauß-Pz
Layer-Cake-Fauna	frühes Blancan	Gilbert-Pz

Die Folge ist durch 8 faunistische Ereignisse mit Ein- oder Aussetzen einer oder mehrerer Arten charakterisiert, die trotz des Fehlens signifikanter Leitformen des Irvingtonian (Mammuthus, Lepus) eine Einengung der Blancan/Irvingtonian-Grenze auf das Niveau von etwa 1,6 Ma v. h. ermöglichen.

3. III Ranch, Graham County, Arizona

Eine bis 100 m mächtige Serie fluviatiler und lakustrischer Sandsteine, Mergel und Kalksteine auf miozänen Vulkaniten des Dry Mountain enthält in mehreren Profilen 41 Säugetaxa des oberen Blancan. In die nach radiometrisch-magnetostratigraphischen Daten nur etwa 150 ka umfassende Folge fällt die Gauß/Matuyama-Polaritätsgrenze (2,47 Ma v. h.). Hierdurch wird die zeitliche Kalibrierung einer stratigraphisch wichtigen Faunenzone möglich, die durch das tiefste stratigraphische Vorkommen der südamerikanischen Immigranten *Glossotherium* und *Glyptotherium* und das höchste stratigraphische Vorkommen von *Nannippus* gekennzeichnet ist.

Tab. 23. Gliederung des höheren Känozoikums von Nordamerika nach Säugetier-Assoziationsstufen

LINDSAY u. a. (1984)	Ma v. h.		BERGGREN u. a. (1985)	Ma v. h.
Rancholabrean				0,4
spätes				
Irvingtonian	1,0			
frühes		Dipodomys-Mammuthus		
	1,6			1,5
spätes		Sylvilagus-Stegomastodon		
Blancan	2,2			
frühes		Nannippus-Equus		5,0
	4,3			
spätes		Plesiogulo-Agriotherium		
Hemphillian	6,8			
frühes		Epicyon-Pliometanastes		
	8,2			9,0

Durch Einbeziehung weiterer Säugetierfundstätten des unteren Pliozäns und höchsten Miozäns in eine umfassende biostratigraphisch-

geochronologische Analyse kommen LINDSAY u. a. (1984) auf der Grundlage des untersten und höchsten stratigraphischen Vorkommens von Säugetier-Assoziationen zu der in Tab. 23. dargestellten Untergliederung des höheren Känozoikums, deren Grenzziehung mit der von BERGGREN u. a. (1985) etwa übereinstimmt.

Die Gliederung von LINDSAY u. a. (1984) stützt sich auf insgesamt 11 datierte paläofaunistische Ereignisse (terrestrial faunal datum events) mit fünf Einwanderungswellen eurasiatischer Faunenelemente, die durch die folgenden Daten und Taxa gekennzeichnet sind:

Ma v. h. immigrierte Taxa

1,6	Mammuthus, Euceratherium, Castor, ?Lepus
2,5	Synaptomys, Sylvilagus, Tremarctos, Tetrameryx
3,7	Trigonictis, Castor, Ursus, Mammut, Bretzia
4,9-5,2	Castor
6	Agriotherium
6,5	Plesiogulo

Anhand der zeitlichen Folge von Kleinsäugerarten untergliedert REPENNING (1983) das Hemphillian in 2, das Blancan in 5 und das Irvingtonian und das RanchoLabrean in je 2 Unterstufen. Ab Hemphillian wird die Evolution der endemischen nordamerikanischen Kleinsäugerfaunen insgesamt achtmal durch das unvermittelte Erscheinen asiatischer Immigranten unterbrochen:

Ma v. h. immigrierte Kleinsäugertaxa

0,17	Dicrostonyx, Lemmus, Lagurus, Microtus
0,47	Microtus
1,2	Pitymys, Neodon, Phenacomys, Clethrionomys
1,9	Allophaimys, Microtus
2,6	Synaptomys
3,7	Pliopotamys
4,8	Ogmodontomys, Ophiomys
5,3	Promimomys

Diese Immigrationswellen der Kleinsäugertaxa koinzidieren nicht - wie zu erwarten - in allen Fällen mit den für die Invasionsphasen der Großsäuger angegebenen Daten. Nach LINDSAY u.a. (1984) ist das Datum für Promimomys aufgrund der Fehlinterpretation der normalmagnetischen Cochiti-Polaritätssubzone (3,97 - 3,80 Ma v. h.) als Sidufjall-Polaritätssubzone (4,47 - 4,40) zu tief angesetzt und auf 4,9 Ma v. h. zu korrigieren.

Die wiederholte Einwanderung eurasiatischer Säugetierarten nach Nordamerika setzt, da andere Migrationswege auszuschließen sind, das Trockenfallen der Beringstraße voraus. Sofern tektonische Bewegungen zu vernachlässigen sind, können als Ursache hierfür nur eustatische Meeresspiegelschwankungen in Frage kommen, wie sie im Ergebnis der auch für das Pliozän nachweisbaren Änderungen im Eisvolumen Antarktikas und später, etwa ab 3 Ma v. h., auch auf der Nordhalbkugel zu erwarten sind. Die Immigrationsereignisse müßten unter diesen Voraussetzungen zeitlich mit nur geringen Verzögerungen an Phasen größerer Eisakkumulation anschließen. Ein Vergleich der Immigrationssequenz mit der Folge der spätkänozoischen Klimaänderungen läßt erkennen, daß der überwiegende Teil der Einwanderungsereignisse annähernd mit den Maxima der $\delta^{18}O$ -Variation auf den Kontinenten zusammenfällt (Tab. 24).

In dieser Folge koinzidiert das Immigrationsdatum um 3,7 Ma v. h. mit einer deutlichen Meeresspiegelabsenkung der Kurve der relativen Meeresspiegelschwankungen von VAIL u. a. (1977) unmittelbar nach dem Meeresspiegelmaximum des unterpliozänen globalen Klimaoptimums. Dagegen korreliert die weltweit markierte Klimadepression zwischen etwa 3,2 - 2,8 Ma v. h. nicht, wie zu erwarten, mit einem Immigrationsereignis, es sei denn, daß mit einer Verzögerung die Synaptomys-Einwanderung um 2,6 v.h. auf diese Klimadepression zurückgeht.

Tab. 24. Zeitliche Korrespondenz zwischen Immigrationsereignissen von Säugertaxa in Nordamerika und Phasen bedeutender Eisakkumulation

<u>Immigration, Ma v. h.</u>	<u>SIS</u>	<u>Ma v. h.</u>
0,17	6	0,13 - 0,19
0,47	12	0,42 - 0,48
1,2	40	1,38 - 1,45
1,6	50	1,66 - 1,69
1,9	60 - 62	2,00 - 2,13
2,5	(68)-(72)	2,33 - 2,51
2,6		? 3,1 - 2,8
3,7		?
4,8	Messinium-	4,8
5,3	Ereignis	5,3

Nach REPENNING (1983) reflektieren zwei Phasen endemischer Kleinsäugerevolution zwischen 4,8 - 3,7 und 3,7 - 2,6 Ma v. h. Zeiten längerer Isolierung Nordamerikas von Asien. Diese Befundinterpretation steht mit dem Verlauf der Kurve der relativen Meeresspie-

gelschwankungen von VAIL u. a. (1977) mit hohen Meeresspiegelständen im unteren Pliozän (etwa 4,8 - 3,8 Ma v. h.), einem schwachen Minimum um etwa 3,7 Ma und mittleren Meeresspiegelhöhen im oberen Pliozän (etwa zwischen 3,7 - 2,6 Ma v. h.) in Einklang und bekräftigt das Fehlen einer Landverbindung zwischen den Kontinenten auch während der Klimadepression um etwa 3,1 - 2,8 Ma v. h. Immigrationen neotropischer Taxa aus Südamerika nach Nordamerika markieren Landverbindungen oder durch "island hoppers" passierbare Inselbögen zwischen den beiden Kontinenten bereits an der Clarendonian/Hemphillian-Grenze um etwa 9 Ma v. h. (Einwanderung von *Megalonyx*) und am Ende des unteren Hemphillian zwischen etwa 8 - 7 Ma v. h. (Einwanderung von *Pliometanastes*, *Thinobadistes*; LINDSAY u. a. 1984). Dieses Immigrationsereignis fällt nach MARSHALL u. a. (1979) in eine Zeit hohen Meeresspiegels. Die Überwindung der maritimen Migrationsbarriere ist demnach nicht auf Bildung einer Landbrücke infolge eustatischer Absenkung sondern offensichtlich auf tektonisch bedingte Hebung oder Bildung von Inselbögen im Zusammenhang mit den Plattenbewegungen und Subduktionsprozessen im mittelamerikanischen Raum zu sehen.

Jüngere Migrationen sind durch Funde von *Cyonasua* (*Procyonidea*) in den südamerikanischen Faunen des Huayquerian (um 6 Ma v. h.) und entwickelten Cricetinen (*Rodentia*) im Montehermosan belegt (5 - 3 Ma v. h.), für die ebenfalls eine Einwanderung als "island hoppers" angenommen wird (MARSHALL u. a. 1979). Etwa ab 3 Ma v. h. nimmt der Faunenaustausch zwischen beiden Kontinenten deutlich zu mit höherer Beteiligung nordamerikanischer Taxa (MARSHALL u. a. 1982). Dieses Ereignis wird auf die endgültige Schließung der Straße von Panama zurückgeführt. In der Folgezeit wird die Passierbarkeit der neuen Landbrücke im Rhythmus der Klimaschwankungen des oberen Pliozäns und Pleistozäns moduliert.

7.5.3. High Plains und Great Plains

Im Gebiet der High Plains zwischen Nebraska und Texas ist auf den Gesteinen der obermiozänen bis unterpliozänen Ogallala-Gruppe eine Folge von 6 Terrassen T-5 bis T-0 ausgebildet, die morphologisch zu den östlich angrenzenden Great Plains überleitet. Die Terrassenkörper werden aus fluviatilen Bildungen und Löß-Boden-Folgen aufgebaut, die durch eingelagerte Säuger-Fundhorizonte biostratigraphisch und radiometrisch datierte Tuffschichten geochronologisch in einem für die zeitliche Rekonstruktion der geologisch-paläoklimatischen Ereignisfolge und für intra- und interregionale Korrelation ausreichendem Maße gekennzeichnet sind (SCHULTZ, HIL-

LERUD 1978; BOELLSTORFF 1978).

Der Terrassenkörper der Terrasse T-5 setzt sich aus Schottern, Sanden und Schluffen der Broadwater-Formation zusammen, die vom Liegenden zum Hangenden in die Holdrege-, Lisco- und Red-Cloud-Schichten untergliedert werden. Die Holdrege- und Red-Cloud-Schichten bestehen vorwiegend aus Sanden und Schottern, die Lisco-Schichten aus Mergeln, Schluffen und Sanden. Dieser dreifach gegliederte Komplex enthält Faunen des typischen Blancan und ist nach SCHULTZ, HILLERUD (1978) zwischen 3,2 - 2,2 Ma v. h. abgelagert worden.

Die großräumige und tiefreichende Abtragung der höheren Ogallala-Gruppe im Bereich der Great Plains wird von SCHULTZ, SCHULTZ (1987) auf eine erste kräftige, mit der globalen Abkühlung um 3,2 Ma v. h. in Zusammenhang gebrachte Erosionsphase zurückgeführt.

In die Ablagerungen der Broadwater-Formation schnitt sich ab etwa 2,2 Ma v. h. das Talsystem der Terrasse T-4 ein, das nachfolgend zunächst durch Schotter, Sande, Schluffe und Löße der Sappa-Formation in der Zeit bis etwa 1,2 Ma v. h. (Coleridge-Ash, BOELLSTORFF 1978) aufgefüllt wurde. Darüber folgen nach einer Erosionsdiskordanz basal fluviatile Bildungen, anschließend Löße mit zwischenschalteten fossilen Böden und Tuffhorizonten. Ein in dieser Sequenz enthaltener mächtiger Pedokomplex, in den ein als Bishop-Tuff (etwa 0,8 Ma v. h.) identifizierter Aschenhorizont eingelagert ist und der von Pearlette-Tuff, Typ 0 (etwa 0,6 Ma v. h.) überlagert wird, kann nicht wie bisher (SCHULTZ, HILLERUD 1978) mit dem Yarmouth-Boden gleichgesetzt werden, da der Yarmouth-Boden nach RICHMOND (1983) ein Alter zwischen 500 - 370 ka besitzt.

Die Terrassenkörper der Terrassen T-3 und der ältere Teil der Terrasse T-2 bestehen aus Schluffen, Lößen und Bodenbildungen des Jungpleistozäns, der jüngere Teil des Terrassenkörpers der Terrasse T-2 und die Terrassen T-1 und T-0 aus Schluffen Lößen und Bodenbildungen des Holozäns.

Im Hangenden des Bodenkomplexes der Terrasse T-4 mit einem Alter zwischen 0,8 - 0,6 Ma folgt der Loveland-Lößkomplex, der den Sangamon-Pedokomplex (130 - 80 Ma v. h.) trägt. Der Loveland-Lößkomplex enthält darüber hinaus zwei weitere Bodenbildungen: den Ingham-Boden auf dem Grafton-Löß (etwa 300 ka alt) und den Buzard's-Roost-Boden auf dem Beaver-Creek-Löß. Der Sangamon-Bodenkomplex wird von der Wisconsin-Folge überlagert, die sich aus dem Gilman-Canyon-Löß und -Boden (Paläoboden X, 32 - 28 ka v. h.), dem Peoria-Löß mit zwei Bodenhorizonten und dem hangenden Brady-Paläoboden (9,7 ka v. h.) sowie dem Bignell-Löß mit dem Holozän-Bodenkomplex zusammensetzt.

Anhand ihrer Zahl und Abfolge sowie des radiometrischen Alters der

eingelagerten Tuffhorizonte können die geologischen Bildungen des oberen Pliozäns und Pleistozäns im Bereich der zentralen Great Plains entsprechend Tab. 25 mit der SISK korreliert werden.

Tab. 25. Vergleich der geologischen Bildungen des oberen Pliozäns und des Pleistozäns der High Plains und Great Plains mit der SISK

SCHULTZ, HILLERUD (1978)	BOELLSTORFF (1978)	SISK
<u>High and Great Plains</u>	<u>Tuff</u>	<u>Ma v.h. (Ma v.h.)</u>
Bignell-LöB		1 Boreal
Brady-Boden		1
Peoria-LöB		2
Gilman-Canyon-Boden		3
Gilman-Canyon-LöB		4
Sangamon-Boden		Sa - Se
Gothenburg-LöB		6
Buzzards-Roost-Boden		7
Beaver-Creek-LöB		8
Ingham-Boden		9
Grafton-LöB		10
	Pearlette "O"	0,61
Yarmouth-Boden	Bishop	0,73
	Hartford	0,74
Yarmouth-LöB,-Schotter		22
<u>Erosionsdiskordanz</u>		23 - 24
Sappa-LöB	Coleridge	1,2
<u>Erosion Basis T-4</u>	Afton	2,2
Red-Cloud-Schichten		(66)-(68)
Lisco-Schichten		(2,4-2,8)
Holdrege-Schichten		(2,8-3,2)

7.5.4. Die Vereisungsgebiete in den USA

Durch komplexe lithologisch-stratigraphische, radiometrische und paläomagnetische Untersuchungen von BOELLSTORFF (1978), EASTER-BROOK, BOELLSTORFF (1981, 1982) konnte die bis dahin fragliche Stratigraphie und Geochronologie der glaziären Serie der kontinentalen Vereisungsgebiete auf dem Territorium der USA weitgehend geklärt werden. Die herkömmliche Gliederung des älteren und mittleren Pleistozäns in Nebraskan, Aftonian, Kansan, Yarmouthian, Illinoian ist danach nicht mehr aufrechtzuerhalten, da die Stufen-

bezeichnungen stratigraphisch regional unterschiedlich angewandt wurden. Bisher sind für die älteren Stufen des Prä-Sangamonian keine neuen Bezeichnungen eingeführt worden. Die Gliederung und überregionale Korrelation stützt sich auf radiometrisch und paläomagnetisch datierte Tuffe sowie auf die paläomagnetische Polarität von Grundmoränen, die durch fossilführende interglaziale Schichten und charakteristische Bodenbildungen voneinander getrennt sind (EASTERBROOK, BOELLSTORF 1982). Tab. 37 gibt einen Überblick der geochronologischen Einstufung der paläoklimatisch relevanten glaziären Ereignisse und warmzeitlichen Bodenbildungen nach der Datenkompilation des U.S. Report Committee for IGCP Project 73/1/24 (RICHMOND 1983).

Älteste Grundmoränen einer Gebirgsvergletscherung in der Sierra Nevada (Deadman Pass Till) werden nach DALRYMPLE (1972) und CURRY (1966) von Andesiten mit einem K/Ar-Alter von 3,1 Ma unter- und von Quarz-Latit mit einem Alter von 2,72 Ma überlagert. Latit-Geschiebe dieser Moräne wurden auf 3,0 Ma datiert. Andere Grundmoränen in der Sierra Nevada sind jünger als 2,7 Ma (RICHMOND 1983). Die beiden ältesten Moränen der Inlandvereisung, die untere und obere Elk-Creek-Moräne, Typ C_1 und C_2 von Afton, Iowa, werden von Afton-Tuff mit einem Alter von 2,2 Ma überlagert und sind überwiegend invers magnetisiert (EASTERBROOK, BOELLSTORFF 1982). Moränen in den Puget Lowlands, Washington, und im Yellowstone Nationalpark belegen Gebirgsvergletscherungen in den Cascade Range und den Rocky Mountains um 1,7 Ma v. h. Zwei jüngere Vergletscherungen in diesen Gebirgen sowie in der Sierra Nevada und in Alaska haben ein Alter zwischen 900 - 730 ka v. h.

Die Brunhes/Matuyama-Polaritätsgrenze liegt in Übereinstimmung mit Befunden in anderen Regionen in Nebraska an der Basis warmzeitlicher Bildungen. Eine Folge von 4 Grundmoränen-Typen (B, A_4 - A_2) ist in den Zeitraum 1,2 Ma v. h. (Coleridge Ash) bis 0,71 Ma (Hartford Ash) einzustufen. Die Grundmoränen Typ B und A_4 (letztenannte von 3 Lokalisationen) sind invers magnetisiert. EASTERBROOK, BOELLSTORFF (1982) lassen dementsprechend unter Berücksichtigung der Jaramillo-Polaritätssubzone eine Einstufung zwischen 1,2 und 0,89 bzw. 0,91 - 0,73 Ma offen. Nach RICHMOND u. a. (1983) liegen aus anderen Regionen Nordamerikas aus der Zeit zwischen 1,2 - 0,9 Ma v. h. keine sicheren Belege für eine Inlandvereisung vor. Da die Gesamtzahl der Moränen unterschiedlichen Alters aus diesem Zeitabschnitt noch nicht feststeht, sind eindeutige Zuordnungen zur SISK derzeit noch nicht möglich. Als Zeitäquivalente kommen der Intensität nach die SIS 20 - 22 und 26 - 28 in Frage. Für die Zeit zwischen 730 - 610 ka v. h. und 610 - 370 ka v. h. sind zwischen den Rocky Mountains und dem Gebiet südlich der Oberen Seen je zwei weitere In-

landvereisungen belegt, von denen die beiden jüngeren die Atlantikküste erreichten. Von 370 -130 ka v. h. (Illinoian) sind im Gebiet von Michigan drei durch Paläoböden getrennte Moränen abgelagert worden.

Tab. 26. Korrelation der Grundmoränen-Sequenz in Nordamerika mit der Sauerstoffisotopenskala

Moränen-Sequenz	ka v. h.	SIS	Typ	Stratigraphie
1	10	2		Spätwisconsin
2	30	3b		Mittelwisconsin
3	55	4		Frühwisconsin
4	70	5d, 5b?		Eowisconsin
5	120	6 ₁		Spätes
6		6 ₂		Mittelpleistozän
7		8		(Illinoian)
8	370	12		Mittleres
9		16	A ₁	Mittelpleistozän
10	610	18	A ₂	Frühes
11	730	20	A ₃	Mittelpleistozän
12		22	A ₄	
13	900	26-28	B	
14	1 270	40-44		Frühpleistozän
	1 700			
	2 200			
		(66)	C ₁	Pliozän
		(68)	C ₂	

In der Wisconsin-Kaltzeit fand zwischen 70 - 55 ka v. h. ein Vorstoß statt, der von Minnesota bis New Jersey Moränen hinterließ. Die Spätwisconsin-Vergletscherung (25 - 10 ka v. h.) reichte noch einmal bis in das Gebiet der Oberen Seen.

Die mittel- und jungpleistozänen Inlandvereisungen werden von Gebirgsvergletscherungen in Alaska, den Kordillieren, den Cascade

Range, der Sierra Nevada und des Colorado-Plateaus begleitet. Auf Hawaii sind zwei sichere Vergletscherungen des Mauna Kea zwischen 730 - 130 ka v. h. sowie Früh- und Spätwisconsin-Vergletscherungen dokumentiert.

DENTON, ARMSTRONG (1969) datierten die ältesten Vergletscherungen Alaskas im Gebiet der Wrangel Mountains auf 10 - 8 Ma; zwei Tillite haben ein Alter zwischen 8 - 2,7 Ma, ein weiterer wird auf 3,6 Ma datiert. Aufgrund der vorliegenden radiometrischen Datierungen können die Grundmoränen der nordamerikanischen Inlandvereisungen, wie in Tab. 26 gezeigt, mit der SISK korreliert werden.

7.6. Südamerika

In Südamerika ist eine Vielfalt klimaindikativer geologischer Bildungen des höheren Känozoikums unterschiedlichster Fazies erhalten, die bisher jedoch aufgrund des Mangels physikalischer Altersbestimmungen überwiegend nur in relativer Einstufung den regionalen Gliederungsschemata zugeordnet werden konnten.

Durch radiometrische und paläomagnetische Datierungen paläoklimatisch aussagekräftiger plio-pleistozäner limnischer Serien aus dem Hochland von Bogotá, der für die interregionale Korrelation wichtigen Säugerfaunen aus der Provinz Catamarca in NW-Argentinien und der Folge der Gebirgs- und Vorlandvergletscherungen in den Anden wurden in den letzten Jahren die Möglichkeiten für die Rekonstruktion der regionalen paläoklimatischen Entwicklung und ihr zeitlicher Vergleich mit den globalen Klimaschwankungen im höheren Känozoikum wesentlich erweitert.

7.6.1. Vegetationsentwicklung und Klimageschichte der Hochebene von Bogotá

Nach ersten pollenanalytischen Untersuchungen pleistozäner Seeablagerungen im Hochland von Bogotá (Laguna de Fúquene, Sabana de Bogotá) durch VAN DER HAMMEN, GONZALES (1960), die VAN DER HAMMEN u. a. (1971) für eine erste interkontinentale Korrelation mit den Florensuksessionen Europas nutzten, wurde von HOOGHMESTRA (1984) eine 357 m mächtige Folge plio-pleistozäner Tone der Bohrung Funza nordwestlich Bogotas palynologisch und geochronologisch bearbeitet. Diese Folge umfaßt mit einem Zeitraum von 3,5 - 0,03 Ma v.h. die bisher längste kontinuierlich sedimentierte klimastratigraphische Sequenz des höheren Känozoikums. Von den insgesamt 110 in der Tonserie enthaltenen Tuffhorizonten wurden 74 mittels fission-track-

und K/Ar-Verfahren datiert. Hierdurch ist eine sichere Alterseinstufung der ausgehaltenen Pollenzonen und daraus abgeleiteter Klimazyklen sowie ihr überregionaler Vergleich insbesondere mit der SISK in hoher zeitlicher Auflösung möglich geworden.

Die Sukzessionen der Pollenflora wechseln zwischen Baumpollen-Gesellschaften wärmerer Klimate und Pollengesellschaften offener Vegetation in kälteren Klimaten, vergleichbar den rezenten Paramo-Assoziationen der tropisch-alpinen Vegetation Südamerikas, zyklischeinander ab. In der Baumpollen-Assoziation sind *Hedyosmum*, *Myrica*, *Podocarpus*, *Vallea*, *Weinmannia*, *Alnus* und *Quercus* in variierenden Anteilen vertreten. Die Assoziationen der offenen Hochgebirgslandschaften bestehen vornehmlich aus Gräsern und Kompositen. Es werden 55 Pollenzonen in einer Folge von 27 Klimazyklen unterschieden. Im Verlauf der Entwicklung der Waldgesellschaften lassen sich vier Etappen unterscheiden:

A. Pollenzone 1 - 13, ab 0,960 Ma v. h.

Mit dem Erscheinen von *Quercus* in der Pollenzone 13 sind alle Arten der rezenten Andenwälder in der Pollenflora vertreten. Die Baumgrenze, die mit der 9,5 °C-Isotherme korreliert, liegt während 95 % der Zeit über dem Niveau der Hochebene von Bogotá bei Vorherrschaft von Wäldern der oberen Andenstufe. Die mittleren Klimabedingungen waren zumeist relativ mild.

B. Pollenzone 14 - 29; 0,960 - 2,54 Ma v. h.

Rückgang von *Vallea* und assoziierten Formen der *Vallea*-Waldgesellschaften (ab Pollenzone 20 überwiegend fehlend). Außer *Quercus* sind alle Taxa der modernen Andenwälder und Paramo-Vegetation in den Pollenfloren vorhanden. Die Baumgrenze liegt während 58 % der Zeit über dem Niveau des Hochlandes von Bogotá. Der Anteil der Subanden-Waldgesellschaften ist aufgrund der relativen Depression der Waldgrenze reduziert. In den Andenwäldern breitet sich *Alnus* als neues Florenelement aus. Die Subparamo-Vegetation ist häufiger in den Pollenfloren-Sukzessionen vertreten, wiederholt auch die Grasparamo-Vegetation. Die mittleren Klimabedingungen waren relativ rau.

C. Pollenzone 30 - 44; 2,54 - 3,21 Ma v. h.

Höhere Anteile von *Vallea* und *Weinmannia*; *Myrica* und *Polylepis* sind stärker beteiligt als im höheren Teil des Profils. In der Pollenzone 38 (2,895 Ma v. h.) erscheint erstmals *Alnus*. Die Baumgrenze liegt zu 98,5 % der Zeit über dem Niveau der Hochebene von Bogotá bei Vorherrschaft der Wälder der oberen Andenstufe. Das Klima wird als relativ mild eingestuft.

D. Pollenzone 45 - 55; 3,21 - 3,50 Ma v. h.

Höhere Anteile von *Vallea* und *Borreria*, untergeordnet *Weinman-*

nia; ab Pollenzone 45 tritt *Polylepis* als Charakterart der Baumgrenze stärker in Erscheinung; *Alnus* fehlt. Die Baumgrenze liegt während 63 % der Zeit über dem Niveau der Hochebene von Bogotá. Die mittleren Klimabedingungen werden als relativ kalt angenommen.

Ein Vergleich der Pollenzonen der Funzafolge mit den Kurven der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation von Tiefseesedimenten (Kerne V28-239, äquatorialer Pazifik; V16-205, äquatorialer Atlantik) läßt eine generelle zeitliche Übereinstimmung der Grenzen der ausgehaltenen Klimazyklen 1. Ordnung, z. T. auch der Klimaschwankungen 2. Ordnung erkennen. Zur Identifizierung der älteren Tiefseestufen wurden die bis dahin von SHACKLETON, OPDYKE (1976) unbezeichneten Maxima und Minima beider Kerne von HOOGHMSTRA (1984) bis zu ihrer Basis durchnumeriert. Danach koinzidieren die Obergrenzen der Pollenzone 28 und der SIS 64 mit einem Alter von 2,2 Ma.

Tab. 27. Relative Intensitäten der Klimadepressionen der Funza-Folge und der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation von Tiefseekernen (unterstrichen - stark; Klammer - schwach)

Funza	V28-239	V16-205
(6)	<u>6</u>	<u>6</u>
(8)	8	8
<u>12</u>	<u>12+</u>	(12)
(14)	(14)	(14)
<u>16</u>	<u>16</u>	<u>16</u>
<u>22</u>	<u>22</u>	<u>22</u>
<u>26</u>	26	26
<u>28</u>	<u>28</u>	(26)
<u>30</u>	<u>30</u>	(30)
<u>34</u>	34	(34)
<u>40</u>	40	40
44	44	44
(48)	(48)	48
50	50	50
<u>54</u>	<u>54</u>	<u>54</u>
<u>60</u>	<u>60</u>	<u>60</u>
<u>62</u>	<u>62</u>	<u>62</u>
<u>64</u>	64	64

Die Variationen der Intensitäten der nach beiden Verfahren belegten Klimaschwankungen stimmen zumindest im Trend generell miteinander überein (Tab. 27.). Bei diesem Vergleich ist zu berücksich-

tigen, daß die Amplituden der Klimadepressionen anzeigenden $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima der SIS 64 - 23 um etwa 50 % geringer sind als die der SIS 22 - 1. Der Kern V16-205 hat wegen größerer Probenabstände eine nach Zeit und Intensität insgesamt geringere Auflösung.

Ein Vergleich der älteren Pollenzonen von Funza mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation des Atlantikkernes Site 552A/7-12 zeigt ebenfalls eine weitgehende Übereinstimmung in den Intensitäten der Klimaindikationen (Tab. 28): Die $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima korrelieren überwiegend mit Pollenflora offener Vegetation, d. h. mit Klimadepressionen.

Die aus der ökologischen Analyse der Pollenflora mögliche Rekonstruktion der hydrographischen Bedingungen in den repräsentativen Ökosystemen läßt eine weitgehende Koinzidenz kalter Phasen mit hohen Wasserständen der limnischen Gewässer erkennen. Da nach HOOGHIEMSTRA (1984) die Evolution der Waldgesellschaften der Andenstufe an die Heraushebung des Gebirges gebunden ist - die meisten Taxa dieser Gesellschaften gehen aus Elementen tropischer und subtropischer Assoziationen hervor - dürften Unterschiede in der Zusammensetzung der Waldgesellschaften auf die (zeitabhängige) Adaptation und die mit der rasch erfolgenden Andenhebung neu entstandenen Temperatur- und Humiditätsbedingungen zurückzuführen sein. So wird die stetige Zunahme der Baumpollenanteile von der Pollenzone 55 bis zur Pollenzone 36 (3,5 - 2,8 Ma v. h.) mit einer evolutiv fixierten Anpassung der Waldgesellschaften an größere Höhen in Verbindung gebracht. Da in der ältesten Pollenzone bereits 51 % der insgesamt registrierten Taxa einschließlich von Arten des Paramo enthalten sind, müßte das Geoökosystem der Hochebene von Bogotá und der östlichen kolumbianischen Kordillere in dieser Zeit bereits in seinen Grundlagen bestanden haben.

Tab. 28. Vergleich der oberpliozänen Klimadepressionen der Funza-Folge mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima des Atlantikkernes Site 552A/7-12

Funza Pollenzonen	$\delta^{18}\text{O}$ -Maxima Kern 552A/7-12	
	Ma v. h.	SIS
28	2,170 - 2,315	(64)-(66)
29	2,330 - 2,510	(68)-(72)
33	2,735 - 2,755	(A)
37	2,820 - 2,860	(B)
41	2,990 - 3,030	(C)
43	3,100 - 3,185	(D)
51	3,405 - 3,420	(E)
53	3,450 - 3,480	(F)

7.6.2. Chronologie der Säugerfaunen von Südamerika

Die fast das gesamte Tertiär währende Isolation Südamerikas bedingte eine nahezu ausschließlich autochthone Evolution der Landsäugetiere, so daß die Voraussetzungen für Korrelationen der jungkänozoischen Bildungen der beiden amerikanischen Kontinente auf der Basis von Landsäugetieren a priori stark eingeschränkt waren. Durch komplexepaläontologisch-biostratigraphische und radiometrische sowie paläomagnetische Untersuchungen der Säugerfundstätten von Chiquimil und Puerto del Corral Quemado in der Provinz Catamarca (NW-Argentinien) von MARSHALL u. a. (1977, 1979, 1982) konnte die Zonengliederung nach Landsäugetieren für Südamerika datiert und die Entwicklung des Faunenaustausches zwischen den beiden amerikanischen Kontinenten zeitlich bestimmt werden.

Danach sind Huaquerian (9 - 5 Ma) und Hemphillian chronostratigraphische Äquivalente. Ein erster Faunenaustausch zwischen Nord- und Südamerika erfolgte bereits geraume Zeit vor der völligen Sperrung der jungkänozoischen Meeresstraße von Panama mit der Immigration von Bodenfaultieren nach Nordamerika vor etwa 9 Ma und von Waschbären und verwandten Formen vor etwa 6 Ma nach Südamerika, die die Meerenge als "island hoppers" überwandten. Als solche gelangten auch cricetine Rodentiergattungen (Sigmodontini) am Ende des Montehermosan (5 - 3 Ma v. h.) nach Südamerika (MARSHALL u. a. 1982). Die Schließung der Straße von Panama wird auf etwa 3 Ma v. h. datiert, sie fand am Anfang des Chapadmalalan (3 - 2 Ma v. h.) statt. Seit dieser Zeit nimmt der Faunenaustausch zwischen beiden Kontinenten deutlich zu. Im Chapadmalalan erscheinen in Südamerika Vertreter der Mustelidae (*Conepatus*) und *Tayassuidae* (*Argyrohyus*). Im Uquian (2 - 1 Ma v. h.) immigrieren 18 Gattungen aus den Familien der Canidae, Felidae, Ursidae, Camelidae, Cervidae, Equidae, Tapiridae und Gomphotheridae nach Südamerika. Aus Südamerika wandern in dieser Zeit (oberes Blancan) Vertreter aus den Familien der Dasypodidae (Gürteltiere), Glyptodontidae, Hydrochoeridae, Erethizontidae (Stachelschweine) nach Nordamerika ein, denen im Irvingtonian Formen der Didelphidae (Opossum) und Megatheriidae (Bodenfaultiere) folgen.

Der Faunenaustausch in beiden Richtungen geht im Ensenadan (1 - 0,5 Ma v. h.) deutlich zurück (Immigration von 10 nordamerikanischen Gattungen), aber im Lujanian (ab 0,5 Ma v. h.) gelangen noch einmal 24 Gattungen nach Südamerika.

Zu den nach Südamerika immigrierten Taxa gehören überwiegend Bewohner von Savannen- und Graslandhabitaten (MARSHALL u. a. 1982). Ihre Ausbreitung während der Haupteinwanderungsphasen im Uquian setzt voraus, daß das als schwer überwindbare Migrationsbarriere

wirkende weiträumige Gebiet der tropischen Regenwälder des äquatorialen Südamerika zumindest zeitweilig während des Uquian für Savannen- und Steppenbewohner passierbar gewesen sein muß. Nach FAIRBRIDGE (1972), DAMUTH, FAIRBRIDGE (1970), COLINVAUX (1979) sprechen unterschiedliche paläogeographische, lithologische, paläoklimatische sowie zoogeographische Befunde und Argumente dafür, daß während der letzten Kaltzeit die für das Holozän typische ausgedehnte, durch tropischen Regenwald und ähnliche Gesellschaften bedingte geschlossene Bedeckung des äquatorialen Südamerika unter einem stärker semiariden Klima in voneinander isolierte Restflächen aufgelöst war, zwischen denen Formationen der Offenland-Vegetation existierten.

Solche Veränderungen des tropischen Vegetations- und Landschaftsbildes während der Klimaschwankungen des jüngeren Quartärs dürften auch während der ausgeprägteren der ab 2,5 Ma v. h. sich verstärkenden Klimavariationen im äquatorialen Südamerika (wie in anderen tropischen Regenwaldlandschaften) stattgefunden haben, so daß sich die Savannenfaunen s. l. während der Kaltzeiten nach Süden ausbreiten konnten. Demgegenüber dürften die Pasten über die bereits vorhandenen offenen Landschaften des Paramo in den Hochländern der aufsteigenden Anden eine nur untergeordnete Rolle gespielt haben.

7.6.3. Die Vergletscherung der Anden

Für das südliche Amerika ist eine geschlossene Vereisung während des Jungpleistozäns im Gebiet der Kordilleren von Feuerland bis etwa 39° südl. Br. belegt. Sie erreichte bei 43° südl. Br. die Pazifikküste und bei 52° südl. Br. die Atlantikküste. Nördlich dieser zusammenhängenden Eiskalotte bildeten sich in den Kaltzeiten in Abhängigkeit von Niederschlägen und Gebirgshöhen weitere Gebirgsgletscher aus. Auch die Sierra Nevada de Santa Marta (5777 m ü. M., 10° südl. Breite) an der Karibikküste war vergletschert (FLINT 1971). Über Zahl und Folge der Vereisungen herrschte bis in jüngste Zeit Unklarheit. Sie wurde durch lithologisch-geochronologische Untersuchungen von MERCER (1979, 1983) im südlichen Argentinien, von WAYNE, CORTE (1983) am Rio Blanco südöstlich des Aconcagua im mittleren Argentinien und von CLAPPERTON (1979) im Gebiet von La Paz in Bolivien weitgehend beseitigt.

Die älteste bisher bekannte Moräne, die eine Vereisung der Anden südlich 46° südl. Br. bis in die heute gletscherfreien Gebiete östlich der zentralen Anden um die Meseta del Caso Buenos Aires belegt, wird von Basalten mit einem Alter von 7 Ma unter- und von

4,6 Ma überlagert. MERCER, SUTTER (1982) bringen diese Vergletscherung mit einer ausgeprägten ^{18}O -Schwankung am Ende des Miozäns in Verbindung, die mit einer globalen eustatischen Absenkung des Meeresspiegels um 40 - 80 m koinzidiert und nur durch eine bedeutende Zunahme des Eisvolumens nach einer globalen Abkühlung erklärt werden kann. Nach KENNETT (1986) läßt sich diese Zeit anhand der datierten ^{18}O -Maxima von Tiefseekernen aus dem SW-Pazifik auf 6,2 - 4,5 Ma v. h. einengen. Das Ausmaß der Meeresspiegelabsenkungen von im Mittel etwa 60 m setzt, da aufgrund der paläogeographischen Bedingungen nur noch eine begrenzte Zunahme des Antarktiseisvolumens möglich ist, die Bildung eines kontinentalen Gletschers mit einem Volumen von etwa 20 Mkm³ voraus, was etwa 2/3 des mittleren Volumens des nordamerikanischen Kontinentalgletschers des Pleistozäns entspräche. Das Einsetzen der Eisdrift im Nordpolarmeer und in der Davisstraße um 5,6 Ma v. h. belegt die Vereisung Grönlands und küstennaher Hochländer der Arktis und korreliert etwa mit diesem Datum.

Glaziäre Bildungen im südlichen Teil der Provinz Santa Cruz werden auf 3,6 (3,5) und zwischen 2 - 1 Ma datiert. Während für das Intervall zwischen der obermiozänen/unterpliozänen Vereisung um etwa 5,6 Ma v. h. und bis zur mittelpliozänen Vereisung um 3,6 Ma v. h. keine Indikationen für weitere Vergletscherungen vorliegen, sind aus der Zeit zwischen 3,6 - 2 Ma weitere bisher nicht datierte glaziäre Ablagerungen nachgewiesen. Eine pliozäne Vergletscherung der bolivianischen Anden wird durch eine Moräne bei La Paz mit einem Alter von 3,27 Ma belegt (CLAPPERTON 1979). Südlich des Lago Argentino wurde eine Folge von 6 Moränen (M1 - M6) anhand zwischenlagernder Basalte von FLECK u. a. (1972) radiometrisch auf etwa 2,3 - 1,0 Ma datiert. Diese Sequenz läßt sich anhand der Altersdaten der Basalte und ihrer magnetostratigraphischen Kennzeichen wie folgt mit der SISK vergleichen:

Moräne	SIS
M6	?40 - 26
M5	50
M4	54
M3	56
M2	60
M1	(68)

Gestützt auf radiometrische Altersbestimmungen wurde die Folge glazigener Bildungen in Mittelargentinien auf der Basis zeitabhängiger Verwitterungsintensitäten durch WAYNE, CORTE (1983) zeit-

lich eingestuft und mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Skala korreliert, wobei sich folgende Zuordnungen ergeben:

Ver gletscherung	SIS
Vallecitos II	2
Vallecitos I	4
Rio Blanco	6
Angostura	12
Los Mesones	?32 - 36

In dieser Sequenz intensiver Kaltzeiten wäre eine Korrelation der Moräne von Los Mesones mit der SIS 16 wohl folgerichtiger, doch fehlen für eine sichere Konnektierung hinreichende geochronologische Anhaltspunkte.

7.7. Neuseeland

Im Küstenbereich des im oberen Pliozän und Pleistozän gehobenen östlichen und südwestlichen Teils der Nordinsel Neuseelands treten mehrere hundert Meter mächtige marine oberpliozäne und pleistozäne Ablagerungen zutage. Die in mehreren Profilschnitten von BEU, EDWARDS (1984) lithofaziell und chronostratigraphisch untersuchten Folgen von Konglomeraten, Sand- und Kalksteinen bilden 20 Sedimentationszyklen, die nach fission-track-Datierungen sowie paläomagnetischen und biostratigraphischen Befunden den Zeitraum der letzten 2,2 Ma repräsentieren und eindeutig zeitlich mit den Stufen der marinen SISK korrelieren. Den Zyklen entsprechen eustatische Meeresspiegelschwankungen, die nach Befunden der Faziesanalyse bis zu 100 m erreicht haben.

Die Korrelation mit den SIS von BEU, EDWARDS (1984) folgt der Skala von SHACKLETON, OPDYKE (1976) nach dem Kern V28-239 (SIS 1 - 23) und der Ergänzung durch GARDNER (1982) mit den SIS 24 - 39 und den Stufen Ma - Mf.

Die Sequenzen sind in den Profilen der Hawke's Bay, des Mangao-pari-Flusses und der Wanganui-Küste in unterschiedlichen Fazies-sukzessionen (Küstenabstand, Wassertiefe) zugänglich. An der Wanganui-Küste ist die Wanganui-Serie mit der Mangapania-, der Nukumar- und der Castle-Cliff-Stufe aufgeschlossen. Die Nukumar-Schichten (etwa 400 m) überlagern die Gesteine der Mangapania-Stufe konkordant. Sie bestehen zum überwiegenden Teil aus sandigen oder Mudde-Schillkalken (Nukumar-Kalkstein des Litorals, 0 - 10 m), den braunen Nukumar-Sanden und zwei Zyklen marin-ästuariner

Wechselagerungen der Unteren und Oberen Maxwell-Formation. Der Ohingaiti-Tuff an der Basis des Nukumarū-Kalksteins wurde auf $1,50 \pm 0,21$ Ma, der Mangahou-Tuff zwischen Oberer und Unterer Maxwell-Formation auf $1,26$ Ma v. h. datiert (fission track). Danach umfassen die Nukumarū-Schichten von Wanganui die SIS Mf - Ma? nach GARDNER (1982). Sie werden von Gesteinen der Castlecliff-Stufe diskordant überlagert. In der Central Hawke's Bay sind die Nukumarū-Schichten (300 m) durch Wechselagerungen von Silt- und Tonsteinen mit mindestens 7 Zyklen vertreten, deren Faziesdifferenzierung Meeresspiegelschwankungen bis zu 75 m belegt. In der Mangaopari-Stream-Sektion (350 m) sind die Nukumarū-Schichten durch Tonstein-, Sandstein- und Kalkstein-Wechselagerungen mit Konglomeraten am deutlichsten gegliedert und umfassen insgesamt 8 Sedimentationszyklen (Mf - SIS 38), die wegen der Koinzidenz von Meeresspiegelabsenkungen mit dem Erscheinen von Kaltwasserformen (des Krebses *Jaquinotia edwardsi* und der Muschel *Chlamys patagonia deliculata*) als Klimazyklen zu interpretieren sind. Sie korrelieren mit den im unteren Abschnitt des Profils registrierten kaltzeitlichen Indikationen der SISK.

Der Stratotyp der Castlecliff-Stufe westlich Castlecliff, Wanganui, liegt unmittelbar über den Nukumarū-Schichten und besteht aus einer Sequenz von Ton- und Siltsteinen, Sandsteinen und Schillkalksteinen, die, durch Diskordanzen unterbrochen, 11 Zyklen bilden und nach radiometrischen und biochronologischen Daten von 6 Horizonten zeitlich der Folge der SIS 25 - 7a entsprechen. Die Sedimente wurden in Wassertiefen zwischen 50 - 60 m abgelagert. ^{18}O -Minima koinzidieren mit Meeresspiegelhochständen. Die Diskordanzen sind auf Sedimentationsunterbrechungen und Erosion während kaltzeitlicher Meeresspiegel-Tiefstände mit Absenkungen bis zu 100 m zurückzuführen.

Zwischen Taranaki und Wanganui ist eine Folge von 12 Meeresterrassen in ältere Gesteine eingeschnitten. Sie ist durch Meeresspiegelhochstände verursacht, die mit der Reihe der Warmzeiten der SIS 3 - 17 korreliert werden können. Wahrscheinlich entspricht eine weitere Abrasionsfläche im Inland dem Meeresspiegelmaximum der SIS 19. Insgesamt fehlen in der Serie der plioleisztözen klimabedingten Sedimentationszyklen an der Südküste der Nordinsel Neuseelands im Vergleich zu den SIS 6 Zyklen (SIS 37 - 26), die offensichtlich im Zeitäquivalent der Diskordanz zwischen den Nukumarū- und den Castlecliff-Schichten enthalten sind.

Aus der Faziesanalyse der Sedimente ergeben sich beträchtliche Unterschiede in den Amplituden der pleisztözen Meeresspiegelschwankungen, aus denen unter der Voraussetzung annähernd konstanter Hebungsraten Rückschlüsse auf die Intensitäten der die Meeres-

spiegelschwankungen bedingenden Klimaänderungen, besonders der Kaltzeiten, gezogen werden können. Extreme Absenkungen mit Trockenfallen (Emergenz) des Sedimentationsraumes werden durch Konglomerate, Sedimentationsunterbrechungen und Erosionsdiskordanzen angezeigt. Nach einer Durchsicht der Daten von BEU, EDWARDS (1984) korrelieren die Zeiten erhöhter Absenkungen mit den Niveaus der SIS Mf (2 Diskordanzen), Mf/Me (D), Md/Mc (E), 38 (E), 23/21 (D), 17/15 (D), 13/11 (D), die durchweg hohe $\delta^{18}O$ -Werte aufweisen. Für die jüngeren SIS liegen keine aussagekräftigen Angaben vor. Die Meeresspiegelhochstände fallen mit den SIS Me (unten), Me (oben), Md, Mb, 23, 17 und 11 zusammen (Tab. 30). Generell sind die Meeresspiegelschwankungen der Nukumaru-Schichten (etwa 2,2 - 1,3 Ma v. h.) mit etwa 30 - 50 m (Ausnahme SIS Mc mit 75 m) deutlich geringer als die der Castlecliff-Sequenz (etwa 1,0 - 0,3 Ma v. h.) mit mehr als 60 m.

Tab. 29. Korrelation der Meeresspiegelminima und -maxima an der Südküste der Nordinsel Neuseelands mit der Sauerstoffisotopenskala (D - Diskordanz, (+) - ausgeprägt; E - Emergenz).

<u>Minima</u>		<u>Maxima</u>
		11
12	D	
16	D (+)	
		17
20	D	
22	D (+)	
		23
38	E	
40 (39/Ma)	E	
		45
48 (Ma/Mb)	E	
50 (Mb/Mc)	E	
		51 - 53
		55
		57 - 59
60 (Mc/Md)	E	
62 (Me/Mf)	D	
(64)(Mfo/Mfu)	D	

Untersuchungen klimaindikativer Merkmale mariner Sedimente östlich der Südinsel von Neuseeland durch NELSON u. a. (1988) belegen für die letzten 750 ka ebenfalls ausgeprägte zyklische Schwan-

kungen, die mit der SISK korrespondieren und die Gleichzeitigkeit der Kaltzeit-Warmzeit-Folgen in beiden Hemisphären bestätigen.

7.8. Australien

Paläoklimatisch aussagekräftige Ablagerungen des Pliozäns und des Pleistozäns sind im Bereich der australischen Südostküste, der Great Dividing Ranges und der limnischen Becken im Inneren des Kontinentes überliefert, doch sind die Möglichkeiten der überregionalen Korrelation und des Vergleichs mit der globalen Entwicklung wegen des Mangels geochronologischer Daten hinreichender Auflösung bisher noch sehr begrenzt.

Einen umfassenden Einblick in die Folge und das Ausmaß der plio- und pleistozänen Klimaschwankungen gewährt die etwa 140 m mächtige Serie jungkänozoischer Sedimente von Lake George (35° 05' S, 149° 25' E), von denen die oberen 36 m einer bisher bearbeiteten 72 m mächtigen Sequenz auch magnetostratigraphisch untersucht und die jüngeren letztglazialen Ablagerungen radiometrisch mittels ¹⁴C-Verfahren datiert wurden (SINGH u. a. 1981).

Die Ablagerungen bestehen aus einer fossilführenden Folge lakustrischer Tone, Schluffe und Sande in Wechsellagerung sowie geröllführenden Hangsedimenten und Bodenhorizonten, die unterschiedlich ausgeprägte zyklisch schwankende Wasserstände im Sedimentationsraum widerspiegeln.

Gebänderte Tone mit gelegentlicheingelagerten Sandschichten zwischen 72,0 - 51,5 m dokumentieren überwiegend hohe Wasserstände. Eine Diskordanz bei 51,5 m, die durch intensive pedogene Überprägungen und unverändert gebliebene lakustrische Tone zwischen 51,0 bis 50,0 m gekennzeichnet ist, läßt sich anhand paläomagnetisch bestimmter Sedimentationsraten zeitlich auf 5,8 - 3,3 Ma v. h. einengen. Sie repräsentiert offensichtlich ein längeres Intervall erhöhter Aridität. Bis 30,6 m - diese Teufe fällt mit der Gauß-Matuyama-Grenze (2,47 Ma v. h.) zusammen - schließt sich eine Sequenz lakustrischer Tone und geröllführender Hangsedimente in hochfrequenter Wechsellagerung an, die rasch schwankende Wasserstände mit zwischengeschalteten Phasen geringer Bodenbildungen reflektieren. Im Teufenbereich 30,6 - 26,0 m belegen sandige Tone mit Horizonten organogenen Materials vorwiegend höhere Wasserstände.

Die Olduvai-Polaritätssubzone wurde zwischen 26,5 - 26,9 m registriert. Im Hangenden folgen bis etwa 16,4 m graufleckige sandige Tone, die überwiegend trockene terrestrische Faziesbedingungen widerspiegeln, unterbrochen von zwei Phasen lakustrischer Sedimen-

tation bei 20,6 und 18,0 m. Die Jaramillo-Polaritätssubzone wurde bei 22 m identifiziert, bei 17,5 m die Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze.

Tab. 30. Fazielle Charakterisierung und Datierung des höheren Känozoikums von Lake George

m	Sedimentation, Fazies	Ma v.h.	Pollenzone	SIS
0,0	rezenter Boden			
1,0	zyklisch schwankende Wasserstände hoher Amplitude, 5 - 6 Bodenhorizonte		C D ₁ -D ₃ E F ₁ -F ₃ G H I ₁ -I ₃ J ₁ -J ₃ K	2 3 4 5 6 7 8 9 10
10,0	vorwiegend terrestrisch	0,4		
12,0	vorwiegend lakustrisch			
16,4	vorwiegend terrestrisch			
17,5	<u>Matuyama/Brunhes-Grenze</u>	0,73		
18,0	hoher Wasserstand	0,8		
20,6	hoher Wasserstand	0,9		
22,0	<u>Jaramillo-Polaritätssubzone</u>	0,95		
26,0	vorwiegend terrestrisch			
26,0	vorwiegend lakustrisch			
26,5	<u>Olduvai-Polaritätssubzone</u>	1,66		
26,9	vorwiegend lakustrisch	1,88		
30,6	vorwiegend terrestrisch			
51,5	ausgeprägte Bodenbildung	5,8-3,3		
72,0	vorwiegend lakustrisch	7-6		

Zwischen 16,4 - 12,0 m folgen sandige Tone mit Quarzsandschichten in dominierend lakustrischer Fazies mit zum Hangenden wachsendem terrestrischen Einfluß.

Bis 10,0 m Tiefe schließen sich sandige rostfleckige Tone mit gerundeten Kiesen an, die wieder ein Vorwiegen terrestrischer Sedimentationsbedingungen belegen. Zwischen 10,0 - 1,0 m dokumentieren sandige Tone mit Schalenbruchstücken von Mollusken und Ostrakoden sowie bis zu 6 schwach entwickelte Bodenhorizonte einen mehrfachen Wechsel zwischen lakustrischen und terrestrischen Sedimentationsbedingungen. Die Folge wird durch den rezenten Boden abgedeckt.

Nach pollenanalytischen Befunden sind die Seespiegelhochstände nicht eindeutig mit Kaltzeiten korreliert, wie auch die Bodenbildungsperioden nicht generell den Warmzeiten zugeordnet werden können. Vielfach erfolgen Seespiegelsenkungen sowohl während der Kaltzeitmaxima als auch während der Warmzeiten. Allgemein scheinen jedoch länger andauernde und dann auch meist höhere Seespiegelhochstände während kühlerer Phasen im Anschluß an Warmzeiten sowie während Interstadiale und Stadiale zu dominieren, d. h. in Zeiten erhöhter Niederschläge und relativ geringer Verdunstung aufgrund reduzierter Temperaturen. Da solche Phasen erhöhter Humidität sowohl mit den Übergängen von Warm- zu Kaltzeiten als auch von Kalt- zu Warmzeiten koinzidieren können, aber auch in Warm- und Kaltzeiten möglich sind, ist eine sichere Korrelation der lithofaziellen Zyklen des Plio- und Pleistozäns von Lake George mit der SISK ohne zusätzliche zeitliche Stützstellen bisher nur unter Berücksichtigung der zunächst lediglich für die letzten 0,4 Ma verfügbaren paläoökologischen Daten der Pollenanalyse möglich.

Die Sukzessionen der Pollenflora im Profil von Lake George variieren zwischen Gesellschaften mit Dominanz kalteangepaßter gehölzloser Kräuter- und Grasland-Assoziationen und wärmeliebenden, Trockenheit ertragenden Hartlaubwäldern mit Übergängen zu kalt-gemäßigten Floren. Aus der Verteilung der Sporen und Pollen von Wasserpflanzen konnten die in den Profilen anhand der Lithofazies abgeleiteten Beziehungen zwischen den Wasserständen und den Klimabedingungen bestätigt werden.

In Tab. 30. ist die lithofazielle Abfolge des höheren Känozoikums von Lake George entsprechend den Daten von SINGH u. a. (1981) mit der SISK korreliert und ergänzt durch zusätzliche Altersangaben wiedergegeben, die mittels der Sedimentationsrate auf der Basis der Magnetostratigraphie abgeschätzt wurden. Die Übersicht läßt erkennen, daß wesentliche Schwankungen im Sedimentationsregime des Beckens von Lake George zeitlich mit anderweitig registrierten globalen Klimaänderungen des höheren Känozoikums etwa übereinstimmen:

1. Der anhand der laminierten lakustrischen Tone belegte hohe Wasserstand des Sees um 6 - 7 Ma v. h. stimmt mit den global vorherrschenden humiden Bedingungen dieser Zeit überein.
2. Die intensive pedogene Überprägung zwischen 5,8 - 3,3 Ma v. h. könnte zeitlich mit der Zunahme des $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalts in den Ozeanen während des Messiniums zwischen etwa 5,6 - 4,8 Ma v. h. in Zusammenhang stehen.
3. Die erneute Einstellung eines hohen Seespiegels im Niveau der Gauß/Matuyama-Grenze korreliert mit der global registrierten Klimadepression dieser Zeit (Prätegelen).
4. Das Aufhören der Ablagerung mächtiger Hangsedimente um 0,9 Ma v. h. nach einer Periode vorwiegend terrestrischer Sedimentationsbedingungen signalisiert den Übergang zu stärker humiden klimatischen Verhältnissen mit zunehmend höheren Wasserständen. Dieser Wechsel koinzidiert etwa mit dem Einsetzen der zyklischen Vereisungen der Nordhemisphäre mit einer Periode von etwa 100 ka.
5. Um 0,4 Ma v. h. erfolgt ein Übergang von den noch irregulären Sedimentationsschwankungen unterschiedlicher Frequenz und Amplitude zu einem Regime gleichmäßiger intensiver Sedimentationszyklen, die der Frequenz und Amplitude der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation folgen.

Hieraus ist ersichtlich, daß das Sedimentationsgeschehen in SW-Australien während des höheren Känozoikums zumindest in seinen Grundzügen durch die Wirkung globaler Klimaschwankungen gesteuert wurde, wenn auch die Wirkungsmechanismen im einzelnen durch die Variation der regionalen Humiditätsbedingungen modifiziert wurden. Belege pleistozäner Vergletscherungen sind im Gebiet des Mt. Kosciusko in den Australischen Alpen und am Mt. Ossa auf Tasmanien erhalten. Frostbodenstrukturen sind in den Great Dividing Ranges sowie im Bergland von Tasmanien verbreitet überliefert. Diese Kaltzeitindikationen werden überwiegend dem letzten Glazial zugeschrieben, Anzeichen älterer Kaltzeiten sind selten und nicht näher untersucht (FLINT 1971).

7.9. Antarktika

Am Ende des Miozäns ist Antarktika offenbar bereits völlig von einer mächtigen Inlandeiskalotte bedeckt (KENNETT 1986). Eine Reihe kurzfristig aufeinanderfolgender $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima in den Kernen von Site 588 und 591 aus dem SW-Pazifik zwischen 5,4 - 4,9 Ma v. h. interpretieren KENNETT u. a. in KENNETT (1982) als Ausdruck des Anwachsens des Eisvolumens auf Antarktika, CIESIELSKI u. a. (1982)

als Indikation des Gletscheraufbaus auf Westantarktika. Der Ross-Eisschelf wuchs in dieser Zeit, die etwa mit dem Messinium korreliert, weit über seine rezenten Grenzen hinaus, und die Antarktiskonvergenzzone war um 300 km nordwärts verschoben (KENNETT 1977). Etwa ab 4,9 Ma v. h. muß der Antarktislsgletscher jedoch bereits wieder relativ rasch reduziert worden sein: Nach WEBB u. a. (1984) wurden im unteren Pliozän im Wilkes-Pensacola-Becken fossilführende marine Sedimente abgelagert, die auf etwa 4,8 - 4,2 Ma v. h. zu datieren sind und für diesen Zeitraum neben einer eisfreien Westantarktis eine Transgression in die westlichen intrakratonalen Becken Ostantarktikas belegen. Diese Ablagerungen wurden nach einer erneuten Eisexpansion in die glazigenen Ablagerungen der Sirius-Formation aufgenommen und auf die polseitigen Hänge des Transantarktischen Gebirges durch Eistransport verfrachtet. Diese Vergletscherung dürfte spätestens mit der global wirksamen Klimadepression um 3,2 Ma v. h. ein erneutes Maximum erreicht haben und danach nur noch geringen Schwankungen unterworfen gewesen sein. Für einen jüngeren Rückzug des Eises aus Westantarktika etwa während des oberen Pliozäns oder eines der wärmeren Interglaziale des Frühpleistozäns fehlen jegliche Indizien.

8. Ergebnisse zur regionalen und globalen paläoklimatischen Entwicklung im höheren Känozoikum

Ein erster Vergleich der Klimaschwankungen in den unterschiedlichsten Regionen der Erde läßt erkennen, daß bereits an der Wende Miozän/Pliozän ein Zustand hoher Instabilität in der Atmosphäre und Hydrosphäre erreicht worden war, der durch erhebliche, relativ kurzfristige Änderungen im Volumen des antarktischen Gletschers und etwa zeitlich gleichlaufende Trends der Variationen der Temperaturen in der Hydro- und Atmosphäre sowie der Intensitäten der ozeanischen und atmosphärischen Zirkulationssysteme gekennzeichnet ist.

Diese Phase steht am Ende eines im unteren Eozän (KENNETT 1977) einsetzenden Prozesses der stufenweisen Abkühlung der Hydro- und Atmosphäre, der vom stabilen, global ausgeglichenen warmen Klimaregime der Oberkreide zum instabilen Eiszeitklima mit hochfrequenten zyklischen Schwankungen zwischen Kaltzeiten mit Vereisungen der Nordhemisphäre und Warmzeiten wechselnder Humidität überleitet. Einen engen zeitlichen Bezug weist dieser Prozeß zu der weitgreifenden Umstellung des ozeanischen Zirkulationssystems auf, die ihrerseits auf die bedeutenden paläogeographisch-paläoozeographischen Veränderungen nach dem Zerfall der mesozoischen Pangea

zurückgeführt werden können.

Diese Entwicklung, der Vollständigkeit halber und zum besseren Verständnis der den Klimawandel im höheren Känozoikum mitbestimmenden Prozesse und Faktoren hier kurz skizziert, kann nach den Untersuchungsergebnissen von KENNETT (1975, 1977, 1986), SCHNITKER (1980), BERGGREN, HOLLISTER (1977), CIESIELSKI u. a. (1982), LEGETT (1985) in folgende Etappen untergliedert werden:

Ausgangssituation zu Beginn des Känozoikums, 65 Ma v. h.

Laurasia existiert noch als Großkontinent der Nordhemisphäre, der ein flaches Nordpolar-Binnenmeer umschließt. Antarktika ist mit Australien und im Bereich der Drakestraße noch mit Südamerika verbunden. Indien befindet sich bei etwa 30° nördl. Br. Hauptmerkmal der globalen ozeanischen Zirkulation ist der äquatoriale Tethys-Strom als Hauptquelle der in allen Ozeanen vorhandenen warmen, nicht unter 15 °C absinkenden Bodenwassermassen, die ein von Polargebiet zu Polargebiet annähernd symmetrisches Zirkulationssystem bilden.

Im Pazifik befinden sich nördlich und südlich des Äquators je ein zyklonales und ein antizyklonales Strömungssystem, im Südatlantik und im Indik nur je eine Kreisströmung, die im Gebiet des Südafrikanischen Polarbeckens an ein weiteres geschlossenes Strömungssystem grenzen. Im Nordatlantik ist bereits ein Proto-Golfstrom ausgebildet.

Auf den Südkontinenten außer Afrika existieren Pflanzengesellschaften immergrüner Wälder mit Podocarpaceae, Nothofagus, Proteaceae und Farnen (SIESSER 1978). Das nördliche Afrika ist von tropischen und subtropischen Wäldern bedeckt (VAN ZINDEREN BAKKER 1978). Auf der Nordhemisphäre dominieren Pflanzengesellschaften des spätkretazischen Normapollen-Elementes (KRUTZSCH 1967).

Paläogen bis Ende Eozän, 66,4 - 36,6 Ma v. h.

Durch das Wegdriften Australiens von Antarktika bildet sich eine dem Südpolargebiet genäherte Meeresstraße. In den Südpolargewässern sinken die Oberflächentemperaturen allmählich von 19 °C auf 11 °C, die des Bodenwassers von 15 °C auf 10 °C ab. Die Gewässer des Grönland- und des Norwegenbeckens öffnen sich zum Nordatlantik (55 Ma v. h.), der mit dem Nordpolarmeer über Labradorsee und Davisstraße seit 63 Ma v. h. verbunden ist. Boden- und Konvektionsströmungen verstärken sich. Ozeanboden-Erosion und biogene Sedimentation steigen. In meridionaler Richtung erhöhen sich die Temperaturgradienten. Die Tendenzen eines zonalen Provinzialismus der Planktergesellschaften nehmen zu. Erste Gebirgsvergletscherungen in Antarktika werden vermutet. In den westlichen und nördli-

chen Küstenbereichen des nördlichen Afrika und Südeuropas dominieren tropische und subtropische Regenwälder. Das Innere Afrikas ist mit subtropischem Waldland und Savanne bedeckt, in höheren Lagen existierten vermutlich montane Regenwälder (VAN ZINDEREN, BAKKER 1978; SIESSER 1978). In Europa wird das oberkretazische, offenbar tropisch-subtropische Element der Normapollen-Floren durch das eozän-paläotropische bzw. präarktoterziäre Element abgelöst, die sich wechselseitig ausbreiten und durchdringen (KRUTZSCH 1967).

Wende Eozän/Oligozän, 36,6 Ma v. h.

Die antarktisch-australische Meeresstraße hat sich verbreitert, ist aber noch flach. Um Antarktika bildet sich eine Meereiszone, und die Bodenwassertemperaturen sinken in allen Ozeanen innerhalb einiger 10^5 a auf 5°C ab (Foraminiferenzonen 15-16). Nach BARRON, LARSEN (1988) belegen älteste Eisdriftsedimente von Leg 119 aus dem Rossmeer erste begrenzte Vereisungen nahe der Küste zwischen 38 - 36 Ma v. h. Durch die nordwärts gerichtete Drift Australiens wird das Pazifikbecken mit seinem Strömungssystem eingeengt. Die Temperaturgradienten des globalen ozeanischen und atmosphärischen Zirkulationssystems erhöhen sich, Strömungsgeschwindigkeiten und Ozeanboden-Erosion nehmen weiter zu. Die Karbonatkompensationstiefe sinkt in allen Ozeanen infolge erhöhter O_2 -Zufuhr signifikant ab.

Der Benguelastrom verstärkt sich, die Humidität an der Westküste Südafrikas sinkt rapide ab. Das Gebiet der Sahara, das sich im Verlauf der Norddrift Afrikas aus dem innertropischen Klimagürtel herausbewegte, gerät unter den Einfluß des unter der Wirkung erhöhter Zirkulation sich verstärkenden subtropischen Hochdruckgürtels der mittleren Breiten. Grasland und Savannen weiten sich erheblich aus. Nach einer Periode der Dominanz im unteren und oberen Eozän wird das paläotropische Element an der Wende Eozän-Oligozän stark reduziert, während das präarktoterziäre Element rasch zunimmt. In Südamerika wird die bis nach Feuerland reichende tropische Vegetation in kurzer Zeit durch die kühl-gemäßigten Klimaten angepaßte Nothofagus-Flora verdrängt.

Unteres bis mittleres Oligozän, 36,6 - 30 Ma v. h.

Nach fortschreitender Ausweitung der antarktisch-australischen Meeresstraße dringt warmes Oberflächenwasser aus dem SW-Pazifik bis nach Antarktika vor. Die Bildung kalten Bodenwassers und die Erosion der Tiefseeböden verstärken sich (Tasmansee, Korallensee, Humboldtstrom). Die Temperatur des subpolaren Oberflächenwassers sinkt auf 7°C ab. Im Südpolarmeer und im Nordatlantik nimmt die Ablagerung kieseliger Sedimente zu. Die Alpen sind als Hochgebirge

herausgehoben und um 30 Ma v. h. vermutlich partiell vergletschert (TRÜMPY 1985). Auf den Kontinenten erfolgen rhythmische Verschiebungen der Grenzen von Floren- und Faunenprovinzen, die offensichtlich mit Klimafluktuationen einhergehen. In Mitteleuropa breitet sich im unteren Oligozän dominant das arktotertiäre Florenelement aus.

Mittleres bis oberes Oligozän, 30 - 24 Ma v. h.

Im Pazifik und im Atlantik erhöhen sich die Temperaturgradienten und die Zirkulationsintensität ab 30 Ma v. h. (THIEDE 1981). Der Abfluß kalten antarktischen Bodenwassers nach Norden wird durch Einsetzen der westlichen Grenzströmung östlich Grönlands gedrosselt. Im Rossmeer dokumentieren Eisdriftsedimente die Fortsetzung der küstennahen Vergletscherung (25 Ma v. h., LECKIE, WEBB 1983). An den Küsten Antarktikas gedeihen Nothofagus-Podocarpus-Myrica-Gesellschaften wahrscheinlich bis ins untere Miozän (BARRETT, KEMP 1975). Im oberen Oligozän und im unteren Miozän nimmt die Aridität in den dafür sensiblen mittleren Breiten unter Fluktuationen weiter zu. In der Sahara wird das Waldland durch Busch- und Savannenvegetation verdrängt, und die humiden Küstenwälder Westafrikas werden durch immergrüne Hartlaubformationen vom Typ der rezenten Kanaren-Wälder ersetzt. In Südafrika wechseln mit variierendem Klima subtropisch-tropische Assoziationen mit Palmen und humide kühl-gemäßigte Koniferengesellschaften mit Podocarpaceen einander ab. Die Arabische Halbinsel ist bis an die Wende Miozän/Pliozän und vermutlich bis ins Pliozän im Küstenbereich von tropisch-humiden Mangrovewäldern, im Inneren von Savanne und dort im Umfeld stehender und fließender Gewässer mit zumindest jahreszeitlich humiden Klimabedingungen von Waldvegetation bedeckt.

Unteres Miozän bis mittleres Miozän, 24 - 16,5 Ma v. h.

Nach Absinken der südlichen Tasmanschwelle und der Öffnung der Drakestraße (22 Ma v. h., KEIGWIN 1978) wird der nunmehr geschlossene zirkumantarktische Strom zum wichtigsten Zirkulationssystem der Südhemisphäre. Die Zone biogener kieseliger Sedimente weitet sich nordwärts aus, die Antarktis-Konvergenzzone bildet sich heraus und die Abgrenzung gemäßigter, subantarktischer und antarktischer Assoziationen nimmt im Prozeß der fortschreitenden Differenzierung der globalen zonalen Planktonprovinzen weiter zu. Durch Hebung des südwestlichen mittelozeanischen Rückens des Indiks, begleitet von weiträumigen Transgressionen über Ostafrika, wird der Ausstrom antarktischen Bodenwassers auch in den Indik abgeschwächt (20 Ma v. h.). Im mittleren unteren bis unteren Mittelmiozän stiegen die Oberflächenwassertemperaturen wieder auf

6 °C an (Optimum der neogenen Erwärmung zwischen etwa 20 - 16,5 Ma v. h.). Das äquatoriale Strömungssystem der Tethys wird durch die Kollision Afrikas und Eurasiens um 18 Ma v. h. unterbrochen.

Mittleres Miozän, 16,5 - 11 Ma v. h.

In dieser Zeit wird die Tiefseepassage zwischen Australien und Indonesien geschlossen. Im Indik verstärkt sich mit weiterer Drift Indoasiens nach Norden der Äquatorialstrom, jedoch wird die Tiefenzirkulation durch Schwellen behindert. Der Golf von Aden bricht auf, das Arabische Meer weitet sich aus.

Ein signifikanter Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im marinen Benthos höherer und mittlerer Breiten zwischen 16 - 13,2 Ma v. h. um 1,25 ‰ reflektiert den raschen Aufbau des Inlandeises auf Ostantarktika innerhalb von 3 Ma, das nun permanent ohne größere Fluktuationen bis zur Gegenwart fortbesteht (KENNETT 1977, 1986; WOODRUFF u. a. 1981) Die Eisakkumulation wird begleitet von einer Abkühlung des Bodenwassers. Dagegen fallen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des marinen Planktons im SW-Pazifik zunächst bis 14,6 Ma v. h. ab, um danach bis etwa 13,2 Ma v. h. wieder anzusteigen. Dieser Befund belegt eine Erwärmung des Oberflächenwassers mittlerer Breiten während der ersten Hälfte der Eisaufbauphase mit anschließender irregulärer Abkühlung. Zwischen 12,5 - 11,5 Ma v. h. erfolgt eine weitere Abkühlung des Oberflächen- und Tiefenwassers. In allen Weltmeeren nimmt mit der Abkühlung des Bodenwassers die Zirkulation deutlich zu und mit ihr die Bioproduktion. Gleichzeitig verschieben sich die Grenzen biogener kalkiger und kieseliger Sedimentation äquatorwärts. Der Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Benthos des Rockallplateaus wird mit dem Zustrom kalten Bodenwassers nach Absinken der Island-Faröerschwelle um 12 Ma v. h. in Verbindung gebracht (BLANC u. a. 1980).

Oberes Miozän, 11 - 6 Ma v. h.

Ein weiterer drastischer Anstieg der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zwischen 11 - 9 Ma und um 6,5 Ma v. h. wird als Ausdruck fortschreitender Abkühlung des intermediären Ozeanwassers gedeutet. Die Ablagerung kieseliger und Eisdrift-Sedimente weitet sich aus, und die Eiskalotte auf Antarktika wächst weiter an. Die Wrangel-Mountains in Alaska tragen Hochgebirgsgletscher, die auf 10 - 8 Ma datiert werden.

Wende Miozän/Pliozän, 6 - 4,8 Ma v. h.

Auf eine relativ warme Periode zwischen 9 - 6,5 Ma folgt an der Wende Miozän/Pliozän zwischen 5,9 - 4,8 Ma eine Serie von etwa 4 kurzen Intervallen höherer $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit Amplituden von mehr als 0,5 ‰, die in Kernen des SW-Pazifik, des N- und SW-Atlantiks

registriert wurden (KENNETT 1986; HODELL u. a. 1986). In dieser Zeit expandiert der Ross-Eisschelf weit über seine gegenwärtigen Grenzen, und die subpolare Konvergenzzone verschiebt sich um 300 km nordwärts. Nach Detailuntersuchungen von HODELL u. a. (1986) erfolgte diese Klimadepression in zwei Phasen zwischen 5,5 - 5,2 und 5,1 - 4,8 Ma v. h., getrennt durch eine Warmzeit zwischen 5,2 und 5,1 Ma v. h., in der die $\delta^{18}O$ -Werte um 0,5 ‰ absanken. Dieser Befund deckt sich zeitlich mit der ebenfalls zweiphasigen Austrocknung des Mittelmeeres im Messinium, belegt durch die Schließung der Betischen und Rifstraße um 5,5 Ma v. h. mit abrupter Meeresspiegelsenkung um 50 - 60 m (nach benthischen Foraminiferen, BERGGREN, HAQ 1976) und nachfolgender Sedimentation der Unteren Evaporite (Main Salt), der marinen Mergel und der Oberen Evaporite.

Eine Zunahme des Antarktislagers auf das 1,8fache des rezenten Volumens (Queen Maud Glacial um 4,2 Ma v. h., MAYEWSKI 1975) ist strittig, doch belegt der Gletschervorstoß von Dry Valley mit einem Alter zwischen 7 - 4,5 Ma die rasche Vereisung Antarktiks einschließlich Westantarktiks (CIESIELSKI u. a. 1982; ROBINSON, BARRETT 1984). Mit dieser globalen Klimadepression koinzidiert die Bildung erster größerer Gebirgsvergletscherungen in den südlichen Anden mit einem Alter zwischen 6,2 - 5,3 Ma (MERCER 1986). Auf der Nordhemisphäre dokumentieren Eisdriftsedimente in der Davisstraße mit einem Alter von etwa 6 Ma und im Nordpolarmeer mit einem Alter von 5,6 Ma (CLARK, MORRIS 1984) erste Vergletscherungen Grönlands und küstennaher Hochländer der Arktis.

Erosionsdiskordanzen in marinen Sedimenten (besonders im SW-Pazifik) sowie die Zunahme der Sedimentationsraten im Bereich der ozeanischen Auftriebsströmungen als Ergebnis erhöhter Bioproduktion reflektieren einen sprunghaften Anstieg der ozeanischen Zirkulation etwa ab höchstem Obermiozän. Hierdurch wird der Trend der globalen Abkühlung verstärkt, gekoppelt mit einer generellen Abnahme der Humidität. Durch die Intensivierung des Benguela- und des Kanarenstroms vor den Küsten SW- und NW-Afrikas wird die Aridifikation der Namib (der Kalahari?) und der Sahara (bis dahin überwiegend Savannen- und Graslandschaften) eingeleitet, die unter dem sich mit der Abkühlung verstärkenden subtropischen Hochdruckgürtel rasch voranschreitet (SIESSER 1978; STEIN 1985). In der südafrikanischen Kap-Provinz wird der tropische Regenwald mit dem Übergang zum Etesienklima nach Schwankungen zwischen kalt-gemäßigten und subarktischen Bedingungen endgültig eliminiert und durch "fynbos"-Macchie ersetzt (VAN ZINDEREN BAKKER, MERCER 1986).

Die Austrocknung des Mittelmeeres (HSÜ 1972) beschleunigte die Aridifikation im Gebiet der nördlichen und westlichen Sahara. An

der Wende Miozän/Pliozän sind die Küsten der Arabischen Halbinsel noch von Mangrovewäldern bedeckt, während im Binnenland Steppen und Baumsavannen weiter expandieren (WHYBROW, McLURE 1981).

Auch in Süd- und Südwesteuropa sind für den Zeitraum zwischen 6 - 4,8 Ma v. h. semiaride Klimabedingungen belegt. Im Berbaltavarium (6,4 bis 5,3 Ma v. h., KRETZOI 1982) herrscht im Pannonischen Becken Steppenvegetation vor. Steppen und Waldsteppenformationen ohne *Quercus* und *Tilia* sind in dieser Zeit im Bel'beke-Kryochron (paläomagnetisches Polaritätschron 6/5), auch im Dazischen, Pontischen und Kaspischen Becken die dominierenden Pflanzengesellschaften. Östlich des Don gehen die xerophytischen Grassavannen in Halbwüsten über (ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983).

In SW-Europa wird im Susterium der Bestand wärmeliebender Baumarten (u. a. *Engelhardia*, *Tricolpites*, 6 sp.) reduziert, während sich *Pinus* und andere Koniferen in den Waldgesellschaften ausbreiten (VAN DER HAMMEN u. a. 1971; SUC, ZAGWIJN 1982).

In Mittelasien expandieren weiträumig semiaride Steppen und Waldsteppen. Das Zentrum der Gobi entwickelt sich zur Wermut-Gänsefuß-Steppe und Halbwüste (ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983).

Um Japan, das im Bereich der Straße von Tsusima mit dem Festland verbunden war, herrschte etwas kühleres Klima als heute. Auf dem indischen Subkontinent sind am Ende des Miozäns (Dhok Pathan, 8 Ma v. h.) subtropische Savannenlandschaften verbreitet, in die Steppefaunen aus Eurasien und Afrika einwandern.

An der Ostküste Nordamerikas dringen subarktische benthische Foraminiferen-Assoziationen bis etwa zum 38. Breitengrad nach S vor (Foraminiferenzonen N18, etwa 5,2 - 5,0 Ma v. h., LAGOE 1984). Im westlichen Nordamerika ist das Klima an der Wende Miozän/Pliozän deutlich kühler als je zuvor und sommertrocken. In dieser Zeit verschwinden *Carya*, *Pterocarya* und *Ulmus* aus der Flora Alaskas, was einer Senkung der Temperatur des wärmsten Sommermonats um etwa 6 - 7 °C entspricht. Die gemäßigten Mischwaldgesellschaften der Homerian-Flora von Cook Inlet werden durch Nadelwälder mit Hartholzarten verdrängt (WOLFE, HOPKINS 1967). Die Freigabe und erneute Überflutung der Bering-Landbrücke mit Immigrationereignissen um 5,3 und 4,8 Ma (REPENNING 1983) steht zeitlich mit den zweiphasigen globalen Meeresspiegelabsenkungen an der Wende Miozän/Pliozän in Einklang.

In Australien dokumentiert die intensive pedogene Überprägung der limnischen Serie von Lake George unter der Diskordanz bei 51,5 m Tiefe mit einem Alter zwischen 5,8 - 3,3 Ma v. h. einen signifikanten Anstieg der Aridität mit der Austrocknung des Sees sowie Verwitterung und Bodenbildung unter semiariden Klimabedingungen (SINGH u. a. 1981).

Aufgrund der hier angeführten Befunde ergibt sich für die Wende Miozän/Pliozän folgende paläogeographisch-paläoklimatisch-paläoökologische Charakteristik (Abb. 30, Ereignis 1):

1. Nach kürzeren Fluktuationen zwischen 6 - 5,5 Ma v. h. zweiphasige Klimadepression zwischen 5,5 - 5,2 und 5,1 - 4,8 Ma v. h. mit einer Temperatursenkung von etwa 5 - 6 °C gegenüber dem mittleren Miozän.
2. Eisbedeckung des gesamten antarktischen Kontinents, Gebirgsgletscher in den Anden, erste Eisakkumulation in der Arktis auf Grönland und dem Kanadischen Archipel.
3. Verstärkung des ozeanischen Zirkulationssystems mit Intensivierung der Auftriebströmungen.
4. Eustatische Meeresspiegelabsenkung um etwa 70 m, Vergrößerung der Landoberfläche um erhebliche Bereiche der kontinentalen Schelfe.
5. Zunahme des Luftdruckgradienten vom Äquator zu den Polen mit Verstärkung der Hochdruckzellen in den Roßbreiten und Intensivierung der Passat- und Monsunwinde.
6. Anstieg der Aridifikation in den seit dem Mittel bis Oberoligozän existierenden Trockenzone der Erde, insbesondere im Bereich der Passatwindzonen und meeresfernen Binnengebiete der Kontinente.
7. Zunahme der Albedo.
8. Ausweitung der Vegetationszonen kalt-gemäßigter und semiarider Klimate, Einstellung vollarider Klimabedingungen in den Kerngebieten heutiger Wüsten. Endgültige Verdrängung mesophytischer Laubwälder aus NE-Sibirien.
9. Einengung der Areale von Faunenassoziationen der Waldhabitate tropischer, subtropischer und warm-gemäßigter Klimate mit Verstärkung der Selektion; Weitung der Areale von Faunenassoziationen kalt-gemäßigter und semiarider Klimate mit weitreichenden Migrationen und Anstieg der Radiation.

Unteres Pliozän, 4,8 - 3,2 Ma v. h.

Die glazimarine Sedimente der Sirius-Formation mit pliozänen Fossilassoziationen (Diatomeen, Radiolarien, Foraminiferen) dokumentieren eine marine Transgression bis in das Wilkes- und Pensacolabecken und damit eine eisfreie Westantarktis um etwa 4,8 - 4,2 Ma v. h. (WEBB u. a. 1984). Die südlichen Anden sind gletscherfrei (MERCER, 1982). Nach $\delta^{18}\text{O}$ -Daten lagen die Temperaturen des Südpolarmeeress in dieser Zeit um 5 °C und die des SW-Pazifik und des SE-Indik um 5 - 10 °C über den heutigen Temperaturen (WEBB u. a. 1984). Minima der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation von Site 558 aus dem SW-Atlantik belegen zwei ausgeprägte klimatische Optima zwischen 4,8 - 4,1 und

3,6 - 3,2 Ma v. h. Das Mittelmeer ist wieder mit dem Atlantik, das Rote Meer mit dem Indischen Ozean verbunden. Das Nordpolarmeer ist kalt, aber eisfrei (HERMAN 1984).

In Marokko transgredieren die Kalkarenite des Maghrebian (etwa 4,2 bis 3,3 Ma v. h.) auf die Marokkanische Meseta (1. Atlantik-Transgression mit südlichen Immigranten unter den Mollusken). In den Trockengebieten Afrikas erhöhte sich nach der Flutung des Mittelmeeres und des Roten Meeres die regionale Humidität, so daß sich Baumsavannen und Wälder wieder in der Sahara ausbreiten konnten (VAN ZINDEREN BAKKER, MERCER 1986). Die Laetolil-Schichten belegen in Ostafrika für den Zeitraum 3,77 - 3,59 Ma v. h. eine ausgedehnte Savannen- und Baumsavannenvegetation (LEAKEY u. a. 1976).

Im Mittelmeerraum ist eine dichte Mastixioideen-Vegetation einer Küstenassoziation mit Taxodiaceen-Dominanz und einer Binnenland-Assoziation mit Engelhardia, Carya, Rhoiptelea, Hammamelis, Embolanthera verbreitet (Pollenzone I; SUC 1984). In NW-Europa entspricht dieser Zeitabschnitt dem Brunssumium, dessen Florenssukzessionen (Sequoia-Assoziationen des Brunssumium A und C mit zwischengeschaltetem Pinus- bzw. Laubholz-Maximum einer trockeneren und kühleren Klimaphase; VAN DER HAMMEN u. a. 1971; MENKE 1975; SUC, ZAGWIJN 1982) wie die Pollenzonen Ia - Ic von SUC (1984) eine Schwankung der ökologischen Bedingungen widerspiegeln, die annähernd mit dem Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation korreliert und zeitlich koinzidiert (etwa 4,1 - 3,6 Ma).

Das Pannonische Becken wird in dieser Zeit von Baumsteppen, Galeriewäldern und Wäldern unter warmen humiden bis semihumiden Klimabedingungen eingenommen. Zwischen 3,7 - 3,3 Ma v. h. expandieren feuchteliebende Waldgesellschaften (KRETZOI 1982).

Im Voruralsgebiet enthält die Früh-Kinzel'-Flora (Cebenkovsker Horizont) mit einem Alter von etwa 5,3 - 3,4 Ma bei hoher Diversität und Zonalität neben rezenten Formen noch einen hohen Anteil präpliozäner Arten besonders der Feuchte-Biozöosen sowie der Waldsteppen- und Waldgesellschaften. Die Vegetation ist deutlich zonal gegliedert mit Dominanz der Waldsteppen im südlichen Vorural und Laubwäldern mit nach Norden zunehmendem Schattenholzanteil im nördlichen Vorural. In der unteren Kama-Niederung herrschen Kiefern-Tannen-Wälder mit Fichte und Hemlocktanne. Im Timan-Ural-Gebiet sind Tannen-Kiefern-Wälder mit hohem Birkenanteil und einzelnen wärmeliebenden Arten (Eiche, Hemlocktanne) verbreitet. Indikationen einer Tundrenflora dieser Zeit fehlen auch noch auf der Breite von Workuta (67° nördl. Br., NEMKOVA 1977).

SW-Sibirien wird im unteren Pliozän (Gilbert-Polaritätszone) überwiegend von Waldsteppen mit größeren Laubwaldkomplexen unter gemäßigt-humiden Klimabedingungen besiedelt (ZUBAKOV, BORZENKOVA

1983). Zum Bestand der artenreichen Molluskenfauna von Nova Stan-
cija gehören wärmeliebende sinoindische und westsibirische Formen,
die in der Biteke-Molluskenfauna fehlen (ZYKIN 1973). In Ostsi-
brien repräsentiert die Enemtensker Transgression mit der Ausbrei-
tung wärmeliebender Mollusken bis Kamschatka gemäßigte Klimabe-
dingungen. Auf Kamschatka und bis zur Kolyma gedeihen Laubmisch-
wälder mit *Tsuga* bei mittleren Sommertemperaturen um etwa 18 -
20 °C (pliozänes Klimaoptimum). Im Gebiet der unteren Kolyma und
Krestovka schließt sich an die Mischwaldzone nach Norden eine
Fichten-Lärchen-Taiga an, die offenbar bereits die Hauptkomponenten
der subarktischen Flora enthält. Anzeichen von Tundren-Floren
fehlen jedoch auch dort (SHER, KAPLINA 1979).

In den Trockenzonen Transbaikaliens und der Mongolei herrschen
Nadel-Laub-Mischwälder und Taiga-Gesellschaften des Mandschurei-
Ussuri-Typs vor, hinter denen Waldsteppen zurücktreten (ZUSAKOV,
BORZENKOVA 1983). Die Niederschläge schwankten in dieser Region
zwischen 400 - 700 mm.

Die im unteren Pliozän aufsteigenden Regionen Mittelasiens am
Pamir sind während der Polizak-Folge von Nadel-Laub-Mischwäldern
des Hindukusch-Himalaja-Typs bedeckt, die wohl eher montane Bedin-
gungen als die in den Zeitbereich um etwa 3,8 Ma v. h. fallende
Klimadepression (Äquivalent des Brunssumium B?) widerspiegeln. Im
Fernen Osten ist eine stabile wärmeliebende *Metasequoia*-Assozia-
tion verbreitet, die in Japan bis etwa 2,3 Ma v. h. überdauert.
Die Elemente der *Stegodon*-cf.-*elephantoides*-Zone dieser Zeit gehö-
ren zum indomalaiischen Faunenkomplex, der unter warm-humiden
Klimaten in SE-Asien lebt (IITIHARA, KAMEI 1982).

In Nordamerika erreicht nach einer Phase der Regression an der
Wende Miozän/Pliozän der Meeresspiegel an der SE-Küste des Konti-
nents einen Höchststand (POAG 1984). Zwischen 4 - 3,2 v.h. Ma ist
die Meerestemperatur vor North Carolina im Vergleich zu heute
jedoch kühler (CRONIN u. a. 1984). An der Westküste Nordamerikas
dringen während der Planktonzone N19 subtropische benthische For-
aminiferen-Assoziationen in postmiozäner Zeit am weitesten nord-
wärts bis 41° nördl. Br. vor (LAGOE u. a. 1984).

Die Flora des Unterpliozäns von Beringia ist deutlich artenreicher
als die rezente (WOLFE, HOPKINS 1967). Die Immigration von Säuger-
taxa (*Trigonictes*, *Pliopotamys*) um 3,7 Ma v. h. bezeugt die Exi-
stenz der Bering-Landbrücke in dieser Zeit (LINDSAY u. a. 1984;
REPPENING 1983). Sie koinzidiert mit der Schwankung des Brunssum-
B in Europa und einer deutlichen Zunahme der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in Tiefsee-
kernen von Site 590 und 591 aus dem SW-Pazifik.

Die Dominanz der Subparamo-Assoziation auf der Hochebene von
Bogotá zwischen 3,5 - 3,2 Ma v. h. wird als Ergebnis der Selektion

von Florenelementen interpretiert, die nach einer bedeutenden Hebungsphase der Anden bereits an das Hochgebirgsklima angepaßt sind (HOOGHIEMSTRA 1984). Für die Zeit zwischen 4,6 - 3,6 Ma v. h. gibt es keine Anzeichen einer Gebirgsvergletscherung in den südlichen Anden (MERCER 1982).

In SW-Australien reflektieren die Sedimente von Lake George im Teufenbereich 57,5 - 36 m entsprechend etwa 5,8 - 3 Ma v. h. hochfrequente Variationen zwischen humiden und ariden Klimabedingungen (SINGH u. a. 1981).

Das untere Pliozän ist nach diesen Befunden durch die folgende paläoklimatisch-paläoökologische Entwicklung gekennzeichnet:

1. Offenbar zweiphasiges globales Klimaoptimum zwischen 4,8 - 4,1 und 3,6 - 3,2 Ma v. h., getrennt durch eine mäßige Klimadepression um 3,7 Ma.
2. Westantarktika eisfrei, Temperaturen der Südpolargewässer um 5 °C höher als heute. Hochgebirge ohne wesentliche Vergletscherungen.
3. Zweiphasiges eustatisches Meeresspiegelmaximum um 4,8 - 3,8 und 3,6 - 3,2 Ma v. h.
4. Reduzierung der ozeanischen Zirkulation und Erosion.
5. Abschwächung des globalen meridionalen Druckgradienten der Atmosphäre.
6. Anstieg der globalen Humidität, Einengung der ariden Zonen.
7. Ausweitung der Vegetationsgebiete tropischer, subtropischer, warm-gemäßigter und gemäßigter Klimate bei einem gegenüber den miozänen Assoziationen deutlich verringerten Artenbestand.
8. Reduzierte Albedo.
9. Ausweitung der Areale von Faunenassoziationen der Wald- und Waldsteppenhabitats mit Erhöhung der Radiation.
10. Einengung der Areale von Faunenassoziationen der Steppen- und Offenlandschaften mit Erhöhung der Selektion.
11. Tundren-Biota anscheinend noch nicht voll entwickelt.

Mittelpliozäne Klimadepression, 3,2 - 2,95 Ma v. h.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Tiefseekerne von Site 397 (NE-Atlantik), 552A (Nordatlantik), V28-179 (Pazifik) nehmen zwischen etwa 3,2 - 3,1 Ma v. h. um etwa 0,5 ‰ zu (SHACKLETON, OPDYKE 1977; SKACKLETON u. a. 1984; STEIN 1985). Diesem Maximum folgt nach einem Minimum zwischen 3,1 - 3,0 Ma ein weiterer drastischer Anstieg der Werte zwischen 3,0 - 2,95 Ma v. h. Diese $\delta^{18}\text{O}$ -Charakteristik koinzidiert mit einer Zunahme der Zirkulation in den Ozeanen und der Erosion der Tiefseeböden sowie mit einer Erhöhung und Ausweitung der Sedimentation kieseliger Ablagerungen.

Die Straße von Panama wird um etwa 3,1 Ma v. h. endgültig ge-

schlossen (KEIGWIN 1978; MARSHALL u. a. 1982). Der Golfstrom verstärkt sich und dringt weit in das Nordpolarbecken vor. Bereits ab etwa 3,5 Ma v. h. nimmt die Zirkulation im Nordpolarmeer und im Nordatlantik zu. Für Island sind erste Vergleitscherungen um 3,1 Ma v. h. belegt (McDOUGALL u. a. 1977; SIMONARSON 1979). Erste substantielle Vereisungen erfolgten mit hoher Wahrscheinlichkeit auch auf dem Barentssee-Schelf (KVASOV, BLAZHCHIHIN (1978) und auf dem Kanadischen Archipel (HERMAN 1984).

Im Mittelmeer kühlen sich in dieser Zeit Oberflächen- und Bodengewässer merklich ab (THUNNELL 1979). Im nordwestlichen Mittelmeerraum zeigt das Verschwinden von Küstenwaldassoziationen der Mastixioideen-Flora und die Ausbreitung von xerophilen Taxa mit den Hartlaubwäldern zunehmende Abkühlung und Trockenheit an (SUC 1984). In West- und Mitteleuropa wird die Brunssumium-Flora durch die Reuverium-Flora mit thermisch anspruchsloseren Taxa abgelöst (VAN DER HAMMEN u. a. 1971; MENKE 1975; SUC, ZAGWIJN 1982), wobei die Klimadepression durch das basale Pinus-Maximum des Reuverium A markiert wird. Im südlichen Mitteleuropa (Pannonisches Becken) werden die Waldgesellschaften warm-gemäßigter humider Klimate durch Steppengesellschaften eines gemäßigt-trockenen Klimas ersetzt (KRETZOI, PECSI 1979; KRETZOI 1982).

In der Schwarzmeerregion vollzieht sich die weitreichende Regression des Pantikapei zwischen 3,4 - 3,0 Ma v. h., mit der eine zunehmende Abkühlung und Aridifikation - unterbrochen durch Ausbreitung subtropischer Steppen im Jarsovsker Thermochron (etwa 3,0 bis 2,85 Ma v. h.) - einhergeht. Im Skorcelsker Faunenkomplex erscheinen erstmals Elefanten. Im westlichen Kaukasusgebiet verringert sich die Zahl der subtropischen Taxa in den Pflanzengesellschaften. Im Kaspigebiet erreicht die Früh-Akčagyltransgression bei gleichzeitiger Abkühlung und Zunahme der Humidität ein Maximum.

In der Ukraine findet im mittleren Pliozän der Übergang von der arktotertiären Turgaj-Flora zu den rezenten Florengemeinschaften statt: Die kräuterreiche Steppenvegetation mit Florenelementen Ostasiens und Nordamerikas weitet sich aus, der Anteil holarktischer eurasiatischer und amerikanischer Elemente in den Waldassoziationen dominiert mit Pinus, Picea, Salix, Alnus, Betula, Carpinus, Fagus, Quercus (TURLO 1982). Dieser Florenwechsel erstreckt sich bis in die Vorural-Region, wo im Karlamansker und im Kumurlinsker Horizont (3,4 - 3,1 bzw. 3,1 - 2,9 Ma v. h.) fast alle präpliozänen und viele pliozäne Arten, insbesondere wärmeliebende Relikte eliminiert sind. In der Spätkinel'-Flora (Vorural) dominieren Assoziationen des borealen Nadelwaldes mit hohem Schattenholzanteil, der nach Norden hin abnimmt. In der montanen Stufe

erscheinen mit *Lycopodium pungens* erstmals Elemente der Bergtundra (etwa 3,2 Ma v. h.; NEMKOVA 1977; ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983). Die Klimaentwicklung der Karlamansker und Kumurlinsker Zeit ist durch zwei Klimadepressionen gegliedert und entspricht damit der durch die $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen zwischen 3,2 - 2,8 Ma v. h. reflektierten globalen Klimavariation.

In SW-Sibirien expandieren in dieser Zeit (Äquivalent des Biteke-Molluskenkomplexes, der um 3 Ma v. h. die letzten levantinischen Molluskenfaunen verdrängt) Steppen und Halbwüsten, deren Grenzen um 5 - 6 ° nördlicher lagen als heute. Der Anteil der miozänen Florenelemente ist stark zurückgegangen. In Mittelasien wird das Niveau der montanen Stufe der aufsteigenden Gebirge durch Nadelwälder besiedelt. Moränen im Pamir mit einem Alter von 3,1 Ma bezeugen erste Vergletscherungen der Gipffluren (PACHOMOV, NIKONOV 1977; NIKONOV 1982). Ihnen könnten zeitlich die Moränen des Hongya-Glazials in der Hebei-Provinz in China entsprechen, die auf ein Alter zwischen 3,5 - 2,7 Ma v. h. datiert sind (SUN DIAN-GING u. a. 1981).

In Japan belegen die Sedimente der Anno-Formation eine Abkühlung der pazifischen Küstengewässer. Die zeitlich äquivalente Stegodon-sugiyama-Zone enthält neben Elementen des an warm-humides Klima angepaßten indomalaischen Faunenkomplexes solche des sinomalaischen Faunenkomplexes der Wald- und Steppenlandschaften gemäßigter Klimate (ITAHARA, KAMEI 1982). Auf dem indischen Subkontinent erscheinen mit *Elephas planifrons* um 3 Ma v. h. Immigranten afrikanischer Savannenlandschaften (GAUR, CHOPRA 1984), die eine generelle Zunahme der Aridität im Bereich der Immigrationswege zwischen den Kontinenten voraussetzen.

Die Zunahme terrigenen Materials ab 3,2 Ma v. h. in den Tiefseesedimenten südlich der Kanarischen Inseln signalisiert einen signifikanten Anstieg der Passatwindgeschwindigkeit und der Aridität über NW-Afrika (STEIN 1985) und der Sahara (VAN ZINDEREN BAKKER, MERCER 1986), wo wieder Wüstenbildung einsetzt und rasch fortschreitet. Um diese Zeit nehmen auch die Auftriebsströmungen des Kanaren- und des Benguela-Stromes zu und beschleunigen den Prozeß der Aridifikation.

An der nordamerikanischen Ostküste dringen mit der Verstärkung des Golfstromes zwischen 3,2 - 2,8 Ma v. h. subtropisch-tropische Ostrakoden-Assoziationen bis nach South Carolina vor, Formen gemäßigter Wassertemperaturen fehlen. Im Gebiet der Great Plains wurde in dieser Zeit unter ariden bis semiariden Klimabedingungen der basale Teil des Terrassenkomplexes 5 der Broadwater-Formation mit Faunen des unteren Blancan aufgeschottert. In Beringia werden die Hartholzwälder gemäßigter Klimate aus den nördlichen Regionen

durch boreale Nadelwälder verdrängt, an die sich im Norden Baumtundra anschließt. Beringia bleibt nur noch z. T. bewaldet und ist überwiegend von Gebüschformationen bedeckt. Übergänge zur offenen Tundra sind anzunehmen (WOLFE, LEOPOLD 1967).

In Südamerika korrelieren Moränenablagerungen bei La Paz mit einem Alter von 3,27 Ma etwa mit der mittelplozänen Klimadepression (CLAPPERTON 1979). Die Vegetationsentwicklung auf dem Hochland von Bogotá ist durch eine zweiphasige Reduzierung des Anteils der Subanden-Waldformation um 3,25 - 3,1 Ma v. h. mit einer deutlichen Zunahme um etwa 3,15 Ma v. h. gekennzeichnet, die von einem Anstieg der aquatischen Vegetation begleitet wird.

Aus diesem Befundmaterial kann die folgende Charakterisierung der mittelplozänen Klimadepression abgeleitet werden (Abb.30, Ereignisfolge 4, 5):

1. Schließung der Straße von Panama, Verstärkung des Golfstroms.
2. Globaler zweiphasiger Anstieg des $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalts des ozeanischen Bodenwassers um etwa 0,5 ‰.
3. Zunahme der ozeanischen Zirkulation, der Erosion und Sedimentation kieseliger Ablagerungen, Abkühlung des Mittelmeeres, Akkagyl-Transgression in der Kaspi-Region.
4. Verstärkung der Auftriebströmungen.
5. Erneute Vereisung von Westantarktika.
6. Vergletscherung der alpinen Hochgebirge (Anden, Pamir, Himalaja) und Islands sowie des Barentssee-Schelfs.
7. Verstärkung der atmosphärischen Zirkulation, Zunahme der Aridifikation.
8. Erneute Wüstenbildung, Ausbreitung von Steppen, borealen und montanen Nadelwäldern; erste Elemente der Bergtundra, vermutlich auch der nordischen Tundra.
9. Zunahme der Albedo.
10. Ausbreitung von Faunenassoziationen der offenen Landschaften mit weitreichenden Migrationen.

Unteres Oberpliozän, 2,95 - 2,47 Ma v. h.

Der mittlere $\delta^{18}\text{O}$ -Gehalt der Tiefseekerne ist in dieser Zeit um etwa 0,2 - 0,3 ‰ höher als im Unterpliozän. Variationen um 0,5 ‰ innerhalb dieses Zeitintervalls koinzidieren offenbar mit global wirksamen, wenn auch nicht so stark wie im Pleistozän ausgeprägten wärmeren und kälteren Perioden. Durch geringere Intensitäten und unscharfe Datierungen wird die Identifizierung und zeitliche Zuordnung dieser Schwankungen im einzelnen jedoch erschwert.

Im Mittelmeerraum nimmt der Anteil der Xerophyten zu, das sommertrockene Etesienklima stellt sich ein. West-, Nordwest- und Zentraleuropa wird weitflächig von Waldgesellschaften der Reuverium-

Assoziationen eingenommen, deren Sukzessionen Schwankungen der Temperatur und der Humidität widerspiegeln. In SE-Europa wechseln Assoziationen des Eichenmischwaldes mit subtropischen Exoten und Steppengesellschaften (Bogdanovka-Thermomer, Siver-Kryomer; ZUBAKOV, BORZENKOVA 1983).

Die Vegetation in Westsibirien ist in dieser Zeit (obere Biteke-Folge) durch eine Anreicherung der Halbsteppenflora mit borealen Waldelementen (Tanne, Fichte) und die Herausbildung der südlichen Taiga-Landschaft gekennzeichnet. Im Norden breiten sich Waldtundren- und echte Tundregesellschaften aus (VOLKOVA 1982). In NE-Sibirien enthalten die oberpliozänen unteren Kutujach-Schichten die ältesten sicheren subarktischen Pflanzengesellschaften, mit denen mit der *Mimomys-Synaptomys*-Fauna die ersten Lemminge erscheinen (SHER 1982). Die unteren Kutujach-Schichten zeigen zudem erste Indikationen von Eiskeilpseudomorphosen und periglaziale Kryoturbationen.

In Mittelasien nimmt die Aridität zu (Kuruksaj-Folge). Auf dem indischen Subkontinent sinken im oberen Tatro noch vor der Gauß/Matuyama-Polaritätsgrenze Jahresmitteltemperaturen und Humidität deutlich ab.

Auch in Afrika steigt die Aridität im oberen Pliozän weiter an, wobei nach VAN ZINDEREN BAKKER, MERCER (1986) offenbar ein klimatisch-ökologischer Grenzwert überschritten wird, der gekennzeichnet ist durch

1. die endgültige Fixierung des Wüstenklimas der Sahara,
2. die Öffnung der bisher geschlossenen Waldverbände in Ostafrika mit weitflächiger Ausbreitung von Savannen- und Graslandgesellschaften,
3. die Umbildung der Savannen des Sudan und der Wälder des Tschad in Wüstensteppen.

In Südafrika beginnt sich mit der Einstellung eines sommertrockenen Klimas im oberen Pliozän verstärkt Macchie auszubreiten (COETZEE 1978). Regressionen an den Küsten Chinas (und Japans?) und des östlichen Nordamerika können als Ausdruck der durch die $\delta^{18}O$ -Fluktuationen reflektierten Klimaänderungen interpretiert werden, mit denen auch die auf 2,7 Ma v. h. datierte Vergletscherung der Sierra Nevada in Einklang stünde (DALRYMPLE 1972). Generell wird der Trend fortschreitender Abkühlung der Hydro- und Atmosphäre mit zunehmender Aridifikation im oberen Pliozän global fortgesetzt. Im Zusammenhang damit breiten sich Tundregesellschaften aus.

Spätpliozän bis oberes Frühpleistozän, 2,47 - 0,9 Ma v. h.

Nach einem kleineren Gipfelwert um 2,5 Ma v. h. erreicht der $\delta^{18}O$ -Gehalt in den Tiefseeablagerungen um 2,4 Ma v. h. ein Maximum,

das um etwa 1‰ über dem mittleren $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des oberen Pliozäns liegt (Site 552A, 397, V28-179, SHACKLETON u. a. 1984; SHACKLETON, OPDYKE 1977, STEIN 1985). Seine Amplitude entspricht etwa 2/3 der $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankung eines Glazialzyklus des Pleistozäns und markiert eine globale Abkühlung, die eine Vergletscherung bisher größten Ausmaßes in den höheren Breiten der Nord- und Südhemisphäre und der Hochgebirge sowie eine daraus resultierende erhebliche Meeresspiegelabsenkung bewirkte. Die Vereisungen auf der Nordhemisphäre werden durch den Nachweis von ausgedehnten Eisdriftablagerungen in der Labradorsee (ARTHUR u. a. 1984), auf dem Rockallplateau (SHACKLETON u. a. 1984) und im nördlichen Pazifik (KENT u. a. 1971; REA, SCHRADER 1985) belegt. Auf den Kontinenten sind Zeugen dieser Vereisung offenbar nur in Nordamerika erhalten. Die Elk-Creek-Moränen mit einem fission-track-Alter von 2,2 Ma v. h. und vorwiegend inverser Magnetisierung der Matuyama-Polaritätszone (BOELLSTORFF 1978) kann zeitlich nur diesem Glazial zugeordnet werden. Erstmals werden auf den Kontinenten in größerem Umfang lößähnliche Sedimente abgelagert. Gebirgsvergletscherungen dieser Zeit sind in der Kuruksaj-Folge des Pamir und in den südamerikanischen Anden südlich des Lago Argentino belegt (MERCER 1978). Möglicherweise sind die Eisdriftablagerungen und die Bernard-Moräne der Duck-Hawks-Bluff-Formation mit inverser Polarität von Banks Island (die bisher ältesten glazigenen terrestrischen Ablagerungen in der kanadischen Arktis) zeitliche Äquivalente dieser Kaltzeit (VINCENT 1984).

Die Intensität dieser Kaltzeit wird deutlich durch die Veränderungen der Vegetation und Flora unterschiedlicher Klimazonen sowie der an diese gebundenen Faunen widerspiegelt. Aus dem Mittelmeergebiet werden die Küstenwaldassoziationen durch Hartlaubwälder mit Quercus und Alnus sowie einem substantiellen Anteil xerophytischer Taxa verdrängt (SUC 1984). In NW-Europa ist das zeitäquivalente Prätogelen bis einschließlich der Meinweg/Fortuna-Oszillation durch die Ausbreitung von Pflanzenassoziationen der borealen bis subarktischen Zone gekennzeichnet (ZAGWIJN 1975; MENKE 1975; URBAN 1978; BRUNNACKER u. a. 1982). Die Untergliederung durch ein wärmeres Intervall (Fortuna/Meinweg) mit Dominanz von Arten des borealen Nadelwaldes entspricht dem Variationsverlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve. Die erhöhte Aridität dieser Zeit wird durch verbreitete Schotterakkumulation in den Niederungen Europas (Panonisches Becken, Terrasse IV, Sächsisch-Thüringisches Becken, Zersatzkiesserie, Niederrheinische Bucht, Schotterkomplex b1) dokumentiert.

In Osteuropa werden während des Čistopol (2,5 - 2,25 Ma v. h.) im Voruralgebiet die nach Süden vorgedrungenen Nadelwälder durch

Xerophyten-Steppen-Assoziationen verdrängt. Waldgesellschaften können sich offensichtlich nur im äußersten Süden im Küstenbereich der beginnenden oberen Akčagyl-Transgression halten, die an der Wende Cistopol/Akkulaev (etwa 2,25 Ma v. h.) ihre maximale Ausdehnung erreicht.

Im nördlichen Schwarzmeergebiet wird der Siver-Löß in den sich ausdehnenden Steppen sedimentiert, in denen sich der Chapry-Faunenkomplex entwickelt. Im südwestlichen Westsibirien sind im Früh-Kockovka Steppen und Waldsteppen verbreitet, in denen der Anteil rezenter Arten bereits 85 % beträgt. Die Schattenholz-Taiga dringt in Flußtälern weit nach Süden vor. Das nördliche Westsibirien wird von Tundra und Waldtundra eingenommen (VOLKOVA 1982). In Ostsibirien (Kolyma-Gebiet) wird die Fichten-Lärchen-Taiga (nördliche Taiga der Begunov-Folge) durch Gesellschaften der Wald- und Marsch-Tundra mit Permafrosterscheinungen und Mimomys-Synaptomys-Kleinsäugerfaunen während der Kutujach-Folge (2,5 - 1,8 Ma v. h.) abgelöst (SHER 1979). In Mittelasien sind aus dieser Zeit (oberste Kajrubak-Folge) in den sich ausbreitenden Steppengebieten mit Chapry-Säugerfaunen erstmals Löße überliefert (LAZARENKO 1982). Erste mächtige Lößakkumulationen erfolgen ab 2,4 Ma v. h. über pliozänen Rottonen auch in China (Heimugou, Luochuan). In den Küstengewässern Nordchinas wird die Kaltzeit durch das erstmalige Erscheinen von Kaltwasserformen (*Coccolithus pelagicus*, *Hyalinea baltica*) belegt und in Japan durch das Auftreten von *Menyanthes trifoliata* sowie von subalpinen *Pinus*-Arten in der Osaka-Gruppe markiert.

Auf dem indischen Subkontinent wird dieses Ereignis u. a. durch die 3. Einwanderungswelle afro-asiatischer Arten von Steppen- und Savannen-Assoziationen an der Grenze Tatrot/Pinjor angezeigt. Diese Faunenbewegung setzt die Beseitigung bis dahin bestehender Migrationsbarrieren voraus, d. h. eine generelle Ausweitung der Steppenvegetation auf Kosten der Waldvegetation, wie sie als Folge erhöhter Aridität im Ergebnis einer globalen Abkühlung zu erwarten ist.

In Afrika nimmt der etwa ab 2,5 Ma v. h. einsetzende Trend der Aridifikation weiter zu, Wüstengebiete, Halbwüsten und Savannen expandieren, die noch geschlossene Waldvegetation wird weiter aufgelöst. Auf der Gadeb-Hochebene (Äthiopien) war das Klima kühler und trockener als heute (BONNEFILLE 1983).

Das nördliche Nordamerika war in dieser Zeit bis in die Region von Iowa von Inlandeis bedeckt. Im vorgelagerten Periglazialgebiet wurde der höhere Teil der Terrasse 5 der Terrassensequenz der Great Plains (Sappa-Formation) abgelagert. Die Immigration von *Synaptomys* aus Asien belegt die Existenz eines Migrationsweges

über Beringia. In dieser Region ist der bis dahin geschlossene interkontinentale Nadelwaldgürtel durch das Vordringen der Waldtundra unterbrochen und auf beiden Kontinenten nach Süden gedrängt worden.

In Australien dokumentiert die Sedimentfolge von Lake George nach einer Periode erhöhter Aridität im Niveau der obersten Gauß-Polaritätszone einen markanten Wechsel zu vollhumiden Klimabedingungen mit maximalen Wasserständen.

Mit der globalen Klimadepression um 2,4 Ma v. h. beginnt das Regime zyklischer Klimaschwankungen zwischen glazial-periglazialen und gemäßigten bis warm-gemäßigten Klimabedingungen in den mittleren Breiten der Nord- und, weniger deutlich, auch der Südhemisphäre. Das Spektrum der diese Klimaschwankungen reflektierenden Variationen des $\delta^{18}\text{O}$ - und des Karbonatgehalts von Tiefseesedimenten setzt sich im wesentlichen aus den Perioden der Erdbahnelemente zusammen (Milankovitch-Zyklus), deren Amplituden jedoch im Wirkungszeitraum Schwankungen unterworfen sind: Nach RUDDIMAN u. a. (1987) dominiert in der Zeit zwischen 2,47 - 0,74 Ma v. h. die Periode 41 ka (Ekliptikschiefe), danach die Periode um 100 ka (Exzentrizität). Als mögliche Ursachen dieses Wechsels werden Änderungen der festen Grenzbedingungen des fluiden Systems, insbesondere die Wirkung der im Pleistozän herausgehobenen Hochgebirge (und Hochebenen) auf das troposphärische Wind-, Temperatur- und Niederschlagssystem in Betracht gezogen.

Die Abschätzung der Wirkungen derartiger regionaler Effekte ist jedoch ohne eine detaillierte Analyse der zeitlichen Zusammenhänge zwischen den globalen (in mariner Fazies dokumentierten) und den regional (in kontinental-terrestrischer Fazies) belegten Klimaschwankungen kaum zu verwirklichen. Hierzu sind spezielle Überprüfungen an möglichst vollständig überlieferten klimaindikativen Sedimentserien mit einer hohen zeitlichen Auflösung - in erster Linie von Lössen, limnischen Beckensedimenten oder küstennahen marinen Ablagerungen erforderlich, in denen Merkmale sowohl der globalen wie regionalen klimatischen Entwicklung fixiert sind.

Klima-, pedo- und chronostratigraphisch gut bearbeitete Lössprofile Mittel- und Osteuropas, Mittel- und Ostasiens zeigen im Zeitintervall zwischen der Gauß/Matuyama- und der Matuyama/Brunhes-Polaritätsgrenze (2,47 - 0,73 Ma v. h.) eine mit der Folge der klimaindikativen $\delta^{18}\text{O}$ -Zyklen der Tiefseesedimente weitgehende Übereinstimmung in der Zahl und stratigraphischen Position der anhand der Löss-Boden-Folgen ableitbaren Klimazyklen der mittleren Breiten der Kontinente, wenn auch, aufgrund noch unzureichender Datierungen oder anderer Einschränkungen in der Identifizierbarkeit, noch nicht in allen Fällen eindeutige klima- und stratigraphische Korrelationen

gesichert sind.

Die magnetostratigraphisch gut definierten LÖB-Boden-Sequenzen Mittel- und Ostasiens lassen sich weitgehend widerspruchsfrei mit der SISK vergleichen (Tab. 36). Dabei ist neben der Kongruenz in der Folge die Übereinstimmung zwischen den Intensitäten der Verwitterung (Bodenbildung) und den Amplituden der warmzeitindikativen $\delta^{18}\text{O}$ -Minima bzw. den LÖBmächtigkeiten und den Amplituden der Kaltzeiten kennzeichnenden $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima besonders hervorzuheben. Die Zuordnung der LÖB-Boden-Folge von Mitteleuropa zwischen der Gauß/Matuyama-Polaritätsgrenze und der Jaramillo-Polaritätssubzone ist wegen offensichtlicher Sedimentationslücken in den Richtprofilen (Krems, Stranzendorf) noch mit Unsicherheiten behaftet, doch zeigt die Bildung von Parabraunerden und Braunlehmen, daß wie in Mittel- und Ostasien in den Warmzeitoptima vollhumide warmgemäßigte Klimabedingungen geherrscht haben müssen.

Abgesehen von den Moränen der Elk-Creek-Vereisung liegen aus dem Intervall 2,4 - 0,8 Ma v. h. bisher keine weiteren direkten Belege für Kontinentalvergletscherungen auf der Nordhemisphäre vor. Die auf 1,67 Ma datierte Moräne aus dem Yellowstone Park ist offensichtlich das Ergebnis ausgedehnter Gebirgsvergletscherungen, die auch für die südlichen Rocky Mountains, Puget Lowland, die Sierra Nevada in California und für Alaska belegt sind. Das Ausmaß dieser Gebirgsvergletscherung in Nordamerika (RICHMOND u. a. 1983) und die Einstellung subarktischer Klimabedingungen mit Vordringen der Waldtundra bis in die südbaltische Region und das nördliche Mitteleuropa läßt die erneute Bildung eines laurentischen und eines skandinavischen Kontinentalgletschers erwarten.

In den Wärmeperioden, möglicherweise auch während der Kaltzeiten dieses Zeitintervalls, war der Arktische Ozean eisfrei. In den Warmzeiten konnte Waldtundra bis an seine Küsten vordringen (HERMAN 1984). In der marinen Fazies wird diese Klimadepression (Eburonium Westeuropas) durch das Aus- bzw. Einsetzen mehrerer Pflanzen- und Tierarten markiert, was als Hauptargument einer orthostratigraphisch begründeten Grenzziehung zwischen Pliozän und Pleistozän zugrunde gelegt wurde (AGUIRRE, PASINI 1985).

In SE-Europa und Mittelasien wird die regionale paläoklimatische Entwicklung der unteren Matuyama-Polaritätszone einerseits durch den Wechsel von LÖBsteppen und subtropischen Baumsavannen mit Galeriewäldern, Waldsteppen und borealen Nadelwäldern, andererseits durch den Beginn einer Folge periodischer Transgressionen und Regressionen im Schwarzmeer- und, phasenverschoben, im Kaspibecken charakterisiert, die bis in die Gegenwart mit wechselnden Ausmaßen andauert. Die für die Polargebiete NE-Sibiriens nachgewiesenen Folgen von Sukzessionen borealer Nadelwälder, der Wald-

und Steppentundra dürften auch in anderen nördlichen Polargebieten zur raschen Entwicklung der Tundrenfloren und -faunen beigetragen haben.

In Japan wird das Areal der *Metasequoia*-Flora in dieser Zeit weiter eingeengt. Auf dem indischen Subkontinent reflektieren Wechsellagerungen von Schottern mit feinklastischen Ablagerungen mit Mergelhorizonten der Karewa-Schichten die globalen Klimaschwankungen, die im Kashmirbecken die Intensitäten von Glazialen und Interglazialen erreichten. In den Tropen bedingen die mit den zyklischen Klimaschwankungen verbundenen paläogeographischen und paläoökologischen Variationen erhebliche Veränderungen in der Zusammensetzung der Floren und Faunen (z. B. Wechsel von der Siva-Malaiischen Fauna zum Sino-Malaiischen Komplex der Djetis-Fauna auf Java).

In Ostafrika wirkten sich die Klimaschwankungen zwischen 2,4 - 1,5 Ma v. h. in einer weiteren Aridifikation aus (KAPPELMAN 1984), die sich in der Ausweitung von Grasland-Gesellschaften auf Kosten der geschlossenen Bewaldung äußert. Dieser Trend wird durch ^{18}O -Untersuchungen von ABELL (1982) für den Zeitraum 2,0 - 0,7 Ma v. h. an Ablagerungen des Lake Turkana bestätigt.

In den Hochgebirgsregionen der Anden (Hochland von Bogotá) korrelieren die wechselnden Pollenfloren sukzessionen in guter Übereinstimmung mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen der Tiefseesedimente. Nach einer Periode der Vorherrschaft von Waldgesellschaften zwischen 3,21 - 2,54 Ma v. h. reduziert sich im Zeitraum zwischen 2,5 - 0,96 Ma v. h. der Zeitanteil der Waldbedeckung oberhalb der Hochebene auf 58 %, das Klima ist in dieser Zeit insgesamt trüber. Kaltzeiten koinzidieren mit hohen Wasserständen in den Seen.

Die Ablagerungen von Lake George in SE-Australien signalisieren einen generellen Anstieg der Humidität (Ausfall der Kolluviums sedimentation infolge Hebung des Seespiegels). Wie in anderen semi-ariden Regionen (Kaspigebiet) fallen die Seespiegel-Maxima offensichtlich in den Übergangsbereich zwischen Warm- und Kaltzeiten (SINGH u.a. 1981).

Generell kann die paläoklimatische Entwicklung des Intervalls zwischen 2,5 - 0,9 Ma v. h. wie folgt charakterisiert werden:

1. Einstellung eines Klimaregimes globaler Schwankungen zwischen kalt-ariden und gemäßigt- bis warm-gemäßigt-humiden Klimabedingungen in den mittleren Breiten beider Hemisphären mit einer Frequenz von etwa 40 ka (Milankovitch-Zyklus), das in Einzelfällen (Prätegelen, Eburon) zur Bildung weitreichender Kontinentalvereisungen bzw. ausgedehnter Gebirgsvergletscherungen führt.
2. Verstärkung klimagesteuerter Transgressionen und Regressionen in

in Ozeanen und den Binnengewässern semiarider Regionen Asiens, Nordamerikas und Australiens.

3. Anstieg des globalen Trends der Aridifikation unter zyklischen Fluktuationen in der Frequenz der Klimaschwankungen.
4. Einsetzen substantieller Lösssedimentation auf allen Kontinenten
5. Zunahme der Albedo.
6. Zyklische Verschiebungen der Vegetationszonen vorwiegend in meridionaler Richtung in der Frequenz der Klimaschwankungen.
7. Beschleunigung der Veränderungen des Artenbestandes in den regionalen Floren und Faunen.
8. Ausweitung der Tundren-Biota.

Oberes Frühpleistozän bis Holozän, ab 0,9 Ma v. h.

In der Variation der $\delta^{18}\text{O}$ -Verteilung der Tiefseesedimente findet zwischen 0,9 Ma - 0,7 Ma v. h. ein Wechsel in der Frequenz von 40 ka auf 100 ka statt, verbunden mit einer merklichen Zunahme der Amplitude von etwa 0,4 - 0,6 auf 0,7 - > 1 ‰ etwa im Niveau der SIS 26 - 22 (Kern V28-239). Auf den Kontinenten wird diese Änderung im globalen Klimaregime durch das erneute Einsetzen weitreichender Inlandvereisungen auf der Nordhemisphäre markiert (Abb. 30, Ereignis 8), mit denen ausgeprägte eustatische Meeresspiegelschwankungen einhergehen

Es wäre zu erwarten, daß die Vereisungen auf den Kontinenten mit den durch die größten Amplituden der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation gekennzeichneten Klimadepressionen als Ausdruck einer diesen Amplituden entsprechenden Eisakkumulation koinzidieren würden. Danach müßte die SIS 22 mit einer ausgeprägten Vereisung korrelieren. Nach LINDNER (1984) korrespondiert das älteste in Polen nachgewiesene Narew-Glazial mit der nur durch einen schwachen $\delta^{18}\text{O}$ -Gipfel gekennzeichneten SIS 24 und die folgende Nida-Vereisung mit der SIS 20. Sedimente mit ältesten Kristallineschieben aus dem Donezbecken (KRASNENKOV 1983) korrelieren nach ZUBAKOV, BORZENKOVA (1983) aufgrund biostratigraphischer und magnetostratigraphischer Kriterien mit den SIS 26 - 22, mit denen sie auch die Moränen von Oloneck und Daumantaj gleichstellen.

VELICKO u. a. (1983) verbinden die älteste Moräne des russischen Vereisungsgebietes (Mitschurinsk-Vereisung) mit der SIS 20, mit der auch die Moränen des Chomutovo-Glazials Ostsibiriens und des Poyang-Glazials im nördlichen China verglichen werden. Neben zahlreichen Spuren von Gebirgsvergletscherungen in Nordamerika belegen Moränen von Nebraska weitreichende Kontinentalvereisungen mit mindestens zwei Vorstößen im Zeitintervall 1,2 - 0,73 Ma v. h. (RICHMOND u. a. 1983). Aus den genannten Gründen muß angenommen werden, daß die SIS 22 mit einer ausgeprägten Vereisung korreliert

und die Moränen der höheren Matuyama-Polaritätszone das Ergebnis dieser Vereisung sind.

Im Verlauf der weiteren klimatischen Entwicklung erfolgten während der Kaltzeiten der Brunhes-Polaritätszone Gletschervorstöße, die weitgehend widerspruchsfrei hinsichtlich ihrer Abfolge und Intensität mit den SIS und ihren Amplituden korrelieren. Danach waren die SIS 16, 12, 8 und 6 Zeiten maximaler Vereisungen, hinter denen die der SIS 18, 14, 10, 4 und 2 weit zurückblieben.

9. Zusammenfassung und Ausblick

Der interregionale Vergleich der in kontinentaler und mariner Fazies überlieferten Klimaindikationen bestätigt, daß Frequenzen und Amplituden der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen das Zeitverhalten und die Ausprägung der globalen Klimaschwankungen 1. und 2. Ordnung in bester Näherung abbilden. Änderungen im Variationsverhalten der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve sollten dementsprechend Änderungen im System der den Variationsprozeß des globalen Klimaregimes steuernden Randbedingungen widerspiegeln.

Anhand der Charakteristik der $\delta^{18}\text{O}$ -Variation der letzten etwa 6 Ma sind danach folgende Etappen in der Entwicklung des Klimas des Jungtertiärs zu dem des Pleistozäns zu unterscheiden:

1. die zweiphasige, durch einen $\delta^{18}\text{O}$ -Anstieg um etwa 0,5 ‰ markierte erste intensive Klimadepression zwischen 5,4 und 4,8 Ma v. h. (Messinium-Krise, Ereignisse 1, 2),
2. der nur durch geringe $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen gegliederte Zeitabschnitt zwischen 4,8 - 3,2 Ma v. h. (Klimaoptimum des unteren Pliozäns, Brunsumium),
3. das ausgeprägte, relativ kurze zweiphasige $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum zwischen 3,2 - 2,95 Ma v. h. mit einer Amplitude von etwa 0,7 ‰ (mittelpliozäne Klimadepression, Reuverium A, Ereignisse 4, 5),
4. die markante Klimadepression des Prätegelen um 2,4 Ma v. h., verbunden mit einem abrupten Wechsel von irregulären $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen mit Amplituden um 0,5 ‰ zu den zyklischen Schwankungen des Milankovitch-Prozesses mit Perioden von 40 ka und Amplituden von etwa 1 ‰ sowie dem Beginn kontinentaler Vereisungen der Nordhemisphäre, Ereignis 6),
5. eine Zeit hochfrequenter, aber schwach ausgeprägter $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen mit Perioden von 40 ka und Amplituden von 0,5 - 0,7 ‰ (oberstes Pliozän bis oberstes Frühpleistozän, ohne wesentliche Kontinentalvereisungen der Nordhemisphäre, Ereignisse 7 - 9),
6. Wechsel zu einem Regime der $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen mit Perioden von 100 ka und Amplituden von bis zu 1,5 ‰ um 0,9 Ma v. h. mit erneuten, weitreichenden Vereisungen der Nordhemisphäre während der Kaltzeiten.

Diese Ereignisfolge korreliert generell mit Grenzen biostratigraphischer Gliederungen unterschiedlicher Kategorien (Abteilung, Stufen, Unterstufen, Zonen). Die zeitlichen Beziehungen zwischen der Miozän/Pliozän-Grenze und dem Ende der 2. Messinim-Depression sind noch nicht endgültig geklärt: Nach HODELL u. a. (1986) fällt das $2. \delta^{18}O$ -Maximum, das mit der Sedimentation der Oberen Evaporite korreliert, in den Zeitraum 5,1 - 4,8 Ma v. h., während nach BERGGREN u. a. (1985) die Miozän/Pliozän-Grenze nach biostratigraphischen Kriterien bei 5,3 Ma v. h. liegt.

In dieser Etappe werden mit der beginnenden Vereisung Grönlands etwa ab 6 Ma v. h. offenbar wesentliche Voraussetzungen für den Übergang des einem fortschreitenden Abkühlungstrend unterworfenen Klimaregimes des Jungtertiärs zum Klimaregime des Pleistozäns geschaffen.

Die Ursachen, die zur Überwindung dieser Depression und zur globalen Erwärmung des unterpliozänen Klimaoptimums führten, sind bisher noch ebenso unklar wie die Bedingungen, die diese Phase mit der kurzen, aber intensiven Depression des mittleren Pliozän beendeten.

Markantestes Ereignis in der Folge der das System der $\delta^{18}O$ -Schwankungen variierenden Bedingungen ist der Wechsel von den allgemein nur schwachen und irregulären Klimaänderungen des Miozäns bis unteren Oberpliozäns zu den hochfrequenten Variationen des Milankovitch-Zyklus an der Basis des Prätegelen. Dieses Ereignis reflektiert offensichtlich das Überschreiten eines kritischen Schwellenwertes im Energiehaushalt der gekoppelten Systeme der Hydro-, Kryo- und Atmosphäre und das Wirksamwerden neuer Randbedingungen des globalen Klimasystems.

Wenn der Prozeß, der letztlich zur Einstellung dieses Klimaregimes geführt hat, über die Vereisung Westantarktikas gesteuert wird (worauf die zeitlichen Zusammenhänge hindeuten), dann scheint eine Erfassung des den Milankovitch-Zyklus auslösenden Bedingungskomplexes aus der Rekonstruktion der die paläoklimatische Entwicklung ab der Messinim-Krise bestimmenden geologischen, paläogeographischen und paläoozeanographischen Ereignisfolge möglich, da in dieser Zeit alternierend sowohl die Faktoren und Prozesse wirkten, die zur völligen Vereisung Antarktikas führten, wie auch diejenigen, die das Abschmelzen des Gletschers auf Westantarktika während des unterpliozänen Klimaoptimums noch einmal ermöglichten. Daß das globale Klimasystem in dieser Phase bereits hochgradig instabil ist, findet seinen Ausdruck in der nur kurzen, aber ausgeprägten Klimadepression mit ersten Indikationen von kontinentalen Vereisungen der Nordhemisphäre während der mittelplozänen Klimadepression (3,2 - 2,95 Ma v. h.). Ab diesem Ereignis werden Bedingungen

wirksam, die innerhalb von nur 500 ka zu dem stabilen zyklischen System des Milankovitch-Prozesses überleiten.

Aufbauend auf den Ergebnissen der vorgelegten Zeitanalyse des höheren Känozoikums sollten deshalb weiterführende Untersuchungen auf die Klärung der Zusammenhänge zwischen den geologisch-tektonischen, paläogeographischen, paläoozeanographischen und paläoklimatischen Prozessen insbesondere innerhalb des Zeitraums zwischen dem unterpliozänen Klimaoptimum und dem Beginn des Milankovitch-Zyklus um 2,4 Ma v. h. gerichtet sein.

Als systemmodifizierende Faktoren sind vor allem Änderungen der Verteilung von Land und Meer, des Reliefs der Kontinente und der Meeresböden, der Strömungsverhältnisse und des Wasseraustausches zwischen den Ozeanen beider Hemisphären sowie Variationen im Vulkanismus in Betracht zu ziehen.

Es steht zu erwarten, daß aus einer mit dieser Zielstellung geführten Analyse neue Erkenntnisse über den den gegenwärtigen Zustand der Geobiosphäre bestimmenden Bedingungskomplex sowie ihr Stabilitäts- und Trendverhalten gewonnen werden können.

Literatur

- ABELL, P. L.: Palaeoclimates at Lake Turkana, Kenya, from oxygen isotope ratios of gastropod shells. - In: *Nature*. - London 297 (1982). - S. 321 - 323
- AGRAWAL, D. P.; DODIA, R.: The Plio-Pleistocene climate record of the Kashmir Valley. - In: INQUA, XIIth Internat. Congr. Canada 1987, Progr. with Abstr. - Ottawa, 1987. - S. 118
- AGRAWAL, D. L.; KRISHNAMURTHY, R. V.; KUSUMGAR, S.; NAUTIYAL, Y.; ATHAVALE, R. N.; RADAKRISHNAMURTHY, C. R. K.: Chronostratigraphy of loessic and lacustrine sediments in the Kashmir Valley, India. - In: *Acta geol. Acad. Sci. Hung.* - Budapest 22 (1979). - S. 185 - 196
- AHARON, P.; CHAPPELL, J.: Oxygen isotopes, sea level changes and temperature history of a coral reef environment in New Guinea over the last 10^5 years. - In: *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* - Amsterdam 56 (1986). - S. 337 - 379
- AHARON, P.; CHAPPELL, J.; COMPSTON, W.: Stable isotope and sea level data from New Guinea supports Antarctic ice surge theory of ice ages. - In: *Nature*. - London 283 (1980). - S. 649 - 651
- AHRENS, H.; BÜLOW, W. VON; CEPEK, A. G.; ERD, K.; JÄHNICHEN, J.; KRUTZSCH, W.; LOTSCH, D.; MAI, D. H.; STEINMÜLLER, A.: Zur Plio-Pleistozängrenze in der Deutschen Demokratischen Republik. - In: *Internat. Geol. Congr., Rep. 23rd Sess. Czechoslovakia 1968, Proc. Sect. 10, Tertiary/Quaternary Boundary.* - Prag, 1968. - S. 65 - 77
- ALIEV, G. A.; ALIZADE, A. A.: Azerbaijan SSR. Guidebook for excursion C-10, In: INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982. - Moscow, 1982. - S. 1 - 42
- AMBROSETTI, P.; AZZAROLI, A.; BONADONNA, F. P.; FOLIERI, M.: A scheme of Pleistocene chronology for the Thyrrenian side of central Italy. - In: *Boll. Soc. geol. Ital.* - Roma 91 (1972). - S. 169 - 184
- ANGENHEISTER, G.; SOFFEL, H.: *Gesteinsmagnetismus und Geomagnetismus.* - Berlin, Stuttgart: Bornträger, 1972. - S. I - XII, 1 - 110
- ARCHIPOV, S. A.; DEVJATKIN, E. V.; SHEKOPLAS, V. V.: Quaternary glaciation in Siberia. Stratigraphy and correlation of glacial sediments, the age of the glaciation thermoluminescent data. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 8., Kyoto, 1982. - S. 10 - 37
- ARIAS, C.; AZZAROLI, A.; BIGAZZI, G.; BONADONNA, F.: Magnetostratigraphy and Plio-Pleistocene Boundary in Italy. - In: *Quatern.*

- Res. - Washington 113 (1980). - S. 65 - 74
- ARIAS, C.; BIGAZZI, G.; BONADONNA, F.: Mediterranean Basin and Central Europe correlations in lower Quaternary. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 9. - Paris, Prague, 1983. - S. 205 - 216
- ARIAS, C.; BIGAZZI, G.; BONADONNA, F.; URBAN, B.: Tentative correlations among quaternary series of Central and Southern Europe. - In: Acta geol. Acad. Sci. Hung. - Budapest 22 (1979). - S. 81 - 88
- ARIAS, C.; BIGAZZI, G.; BONADONNA, F.; BRUNNACKER, K.; URBAN, B.: Correlation of Plio-Pleistocene deposits of the lower Rhine Basin (Northwest Germany) and the Valle Ricca pits (Central Italy). - In: Quatern. Sci. Rev. - New York 3 (1984). - S. 73 - 89
- AS, J. A.; ZIJDERVELD, J. D. A.: Magnetic cleaning of rocks in paleomagnetic research. - In: Geophys. J. Roy. Astron. Soc. - London 1 (1958). - S. 308 - 319
- AZZAROLI, A.: The Villafranchian stage in Italy and the Plio-Pleistocene boundary. - In: G. Geol. - Bologna 41 (1977). - S. 61 - 79
- Quaternary mammals and the "end-Villafranchian" dispersal event - a turning point in the history of Eurasia. - In: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 44 (1983). - S. 117 - 139
- AZZAROLI, A.; DE GIULI, C.; FICCARELLI, G.; TORRE, D.: Late Pliocene to early Mid-Pleistocene mammals in Eurasia: Faunal succession and dispersal events. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 66 (1988). - S. 77 bis 100
- BANERJEE, S. K.: Characteristic difference between TRM and CRM in ultrafine haematite. - In: EOS. - Washington 52 (1971). - S. 191 - 192
- BARRY, K. C.; JOHNSON, N. M.; RAZA, S. M.; JACOBS, L. L.: Neogene mammalian faunal change in southern Asia: Correlation with climate, tectonic, and eustatic events. - In: Geology. - Boulder 13 (1985). - S. 637 - 640
- BARRY, J. C.; LINDSAY, E. H.; JACOBS, L. L.: A biogeographic zonation of the middle and upper Siwaliks of the Potwar Plateau of northern Pakistan. - In: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 37 (1982). - S. 95 - 130
- BERGGREN, W. A.; BURCKLE, L. H.; CITA, M. B.; COOKE, H. B. S.; FUNNELL, B. M.; GARTNER, S.; HAYS, J. D.; KENNETT, J. P.; OPDYKE, N. D.; PASTOURET, L.; SHACKLETON, N. J.; TAKAYANABI, Y.: Towards a Quaternary time scale. - In: Quatern. Res. - Washington 13 (1980). - S. 277 - 302

- BERGGREN, W. A.; HAQ, B. U.: The Andalusian stage (Late Miocene): Biostratigraphy, biochronology and paleoecology. - In: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 20 (1976). - S. 67 - 129
- BERGGREN, W. A., HOLLISTER, C. D.: Plate tectonics and paleocirculation - commotion in the ocean. - In: Tectonophysics. - Amsterdam 38 (1977). - S. 11 - 48
- BERGGREN, W. A.; KENT, D. V.; VAN COUVERING, S. A.: Neogene geochronology and chronostratigraphy. - In: Geochronology and the geological time scale/ed. by N. J. SNELLING. - Geol. Soc., spec. pap. - London, 1985. - S. 141 - 260
- BERGGREN, W. A.; KENT, D. V.; FLYNN, J. J.; VAN COUVERING, J. A.: Cenozoic geochronology. - In: Geol. Soc. Amer. Bull. - Boulder 96 (1985). - S. 1407 - 1418
- BEU, A. G.; EDWARDS, A. R.: New Zealand Pleistocene and late Pliocene glacio-eustatic cycles. - In: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 46 (1984). - S. 119 - 142
- BIBUS, E.: Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. - In: Frankfurter geowiss. Arb., Frankfurt 1 (1980). - S. 1 - 296
- BIDITTO, I.; CASSOLI, P. F.; RADICATI DI BROZOLO, F.; SEGRE, A.; SEGRE NALDINI, E.; VILLA, I.: Anagni, a K/Ar dated Lower and Middle Pleistocene site, Central Italy: preliminary report. - Quaternaria. - Roma 21 (1979). - S. 53 - 71.
- BISHOP, W. W.: The late Cenozoic history of East Africa in relation to hominoid evolution. - In: The Late Cenozoic Ice Ages/ed. by K. K. TUREKIAN. - New Haven, London: Yale Univ. Press, 1971. - S. 493 - 527
- BLANC, P.-L.; RABUSSIÉ, D.; VERGNAUD-GRAZZINI, C.; DUPLESSY, J.-C.: North Atlantic deep water formed by the later middle Miocene. - In: Nature. - London 283 (1980). - S. 553 - 555
- BLOW, W. H.: Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. - In: Proc. First Intern. Conf. on Planktonic Microfossils/hrsg. von R. BRÖNNIMANN; H. H. RENZ. - Geneva, Leiden 1 (1969). - S. 199 - 421
- BOEHM-HARTMANN, H.: Spät- und postglaziale Süßwasserablagerungen auf Rügen. - In: Arch. Hydrobiol. - Stuttgart 31 (1937)
- BOELLSTORFF, J.: North American Pleistocene stages reconsidered in light of probable Pliocene-Pleistocene continental glaciation. - In: Science. - Washington 202 (1978). - S. 305 - 307
- BOELLSTORFF, J.; DE PUNGA, M. T.: Fission track ages and correlation of middle and lower Pleistocene sequences from Nebraska and New Zealand. - In: New Zealand J. Geol. Geophys. - Wellington 20 (1977). - S. 47 - 58

- BOENIGK, W.; KOCI, A.; BRUNNACKER, K.: Magnetostratigraphie im Pliozän der Niederrheinischen Bucht. - In: N. Jahrb. Geol. Paläont., Mh. - Stuttgart 1979 (1979). - S. 513 - 528
- BÖHME, G.: Über den Skelettfund eines Pliocerviden aus dem Pliozän von Kaltensundheim. - In: Paläont. Abh. A. - Berlin I, 4 (1963). bis S. 353 - 372
- Pliozäne und pleistozäne Reliefentwicklung und die plio-pleistozäne Grenze in der östlichen Vorderrhön. - Unveröff. Diplomarbeit, Humboldt-Univ. - Berlin 1968. - S. 1 - 107
- Karsterscheinungen und Erdfälle in Südthüringen. - In: Die Fundgrube. - Berlin 12 (1976). - S. 63 - 68
- BONNEFILLE, R.: Evidence for a cooler and drier climate in Ethiopian uplands towards 2,5 Myr ago. - In: Nature. - London 303 (1983). - S. 487 - 491
- BOSINSKI, G.; BRUNNACKER, K.; KRUMSIEK, K., HAMBACH, U.; TILLMANN, W.; URBAN-KÜTTEL, B.: Das Frühpleistozän von Wallertheim-Rheinhessen. - In: Geol. Jahrb. - Wiesbaden 113 (1985). - S. 187 bis 215
- BOSINSKI, G.; KRÖGER, K.; SCHÄFER, J.; TURNER, E.: Altsteinzeitliche Siedlungsplätze auf den Osteifel-Vulkanen. - In: Jahrb. Röm.-German. Zentralmus. - Mainz 33 (1986). - S. 97 - 130
- BOUT, P.: The contribution of the volcanic Massif Central of France to European Quaternary chronology. - In: World Anthropology - After the Australopithecines/ed. by K. W. BUTZER. - The Hague, Paris: Mouton Publishers, 1975. - S. 73 - 98
- BOWEN, B. E.; VONDRA, C. F.: Stratigraphical relationships of the Plio-Pleistocene deposits, East Rudolf, Kenya. - In: Nature. - London 242 (1973). - S. 391 - 393
- BRELIE, G. VON DER: Transgression und Moorbildung im letzten Interglazial. - In: Mitt. geol. Staatsinst. - Hamburg 23 (1954). - S. 11 - 118
- BROCK, A.; HAY, R. L.: The Olduvai event at Olduvai Gorge. - In: Earth Planet. Sci. Lett. - Amsterdam 29 (1976). - S. 126 - 130
- BROECKER, W. S.; THURBER, D. L.; GODDARD, J.; KU, TEH-LUNG; MATTHEWS, R. L.; MESOLELLA, K. J.: Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. - In: Science. - Washington 159 (1968). - S. 297 bis 300
- BRONGER, A.; ENSLING, J., GÜTLICH, P.; SPIERING, H.: Rubification of terrae rossae in Slovakia: A Mössbauer effect study. - In: Clay and Clay Miner. - London 31 (1983). - S. 269 - 276
- BROSE, F.; KLIWE, H.: Saale- und Weichselkataglazial, vergleichend betrachtet. - Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. - Greifswald 24 (1975). - S. 119 - 127

- BROWN, F.: Radiometric dating of sedimentary formations in the lower Omo Valley, Ethiopia. - In: Calibration of Hominoid evolution/ed. by W. W. BISHOP; J. A. MILLER. - Edinburgh: Scottish Academic Press, 1972. - S. 1 - 487
- Tulu Bor Tuff at Koobi Fora correlated with the Sidi Hakoma Tuff at Hadar. - In: Nature. - London 300 (1982). - S. 631 bis 633
- BROWN, F. H.; FEIBEL, C. S.: Stratigraphical notes on the Okote tuff complex at Koobi Fora, Kenya. - In: Nature. - London 316 (1985). - S. 794 - 797
- BROWN, F.; HARRIS, J.; LEAKEY, R.; WALKER, A.: Early Homo erectus skeleton from west Lake Turkana, Kenya. - In: Nature. - London 316 (1985). - S. 788 - 792
- BROWN, F. H.; SHUEY, R. T.; CROSS, M. K.: Magnetostratigraphy of the Shungura and Usno Formations, southwestern Ethiopia: new data and comprehensive re-analysis. - In: Geophys. J. Roy. Astron. Soc. - London 54 (1978). - S. 519 - 538
- BRUNNACKER, K.: Stratigraphie des älteren Jungpleistozäns. - In: BOSINSKI, G. u. a.: Das Frühpleistozän von Wallertheim/Rheinhessen. - Geol. Jahrb. - Wiesbaden 113 (1985). - S. 187 - 215
- Das jüngere Mittelpleistozän im Alpenvorland und am Rhein. - In: INQUA, Subcomm. on European Quatern. Stratigr. Sympos., Abstr. - Hamburg, 1986. - S. 3
- BRUNNACKER, K.; BOENIGK, W.; KOČI, A.; TILLMANN, W.: Die Matuyama/Brunhes-Grenze am Rhein und an der Donau. - In: N. Jahrb. Geol. Paläont. Abh. - Stuttgart 151 (1976). - S. 358 bis 378
- BRUNNACKER, K.; LÖSCHER, M.; TILLMANN, W.; URBAN, B.: Correlation of the Quaternary terrace sequence in the lower Rhine valley and northern Alpine foothills of Central Europe. - In: Quatern. Res. - Washington 18 (1982). - S. 152 - 173
- BRUNNACKER, K.; JÄGER, K.-D.; HENNING, G. J.; PREUSS, J.; GRÜN, R.: Radiometrische Untersuchungen zur Datierung mitteleuropäischer Travertinvorkommen. - In: Ethnograph.-Archäol. Z. - Berlin 24 (1983). - S. 217 - 266
- BUCHA, V.: Causes of glaciation periods and of sudden cooling in the present. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 9. - Paris, Prague, 1983. - S. 19 - 27
- BUCHA, V.; HORAČEK, J.; KOČI, A.; ŠIBRAVA, V.: The Brunhes-Matuyama reversal of the geomagnetic field in continental and marine sediments. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 3. - Prague, 1976. - S. 129 - 160
- BURACZYNSKI, J.: Caractéristiques lithologiques des loess d'Achenheim. - In: Acta Geol. Acad. Sci. Hung. - Budapest 22 (1979). -

S. 229 - 253

- CEPEK, A. G.: Struktur Rüdersdorf: Die pleistozäne Schichtenfolge im Alvenslebenbruch. - In: "Quartärforschung und angewandte Geologie in Brandenburg", Kurzfref. u. Exkursionsf., Dt. Ges. Geol. Wiss. Sektion Quartärgeol. - Berlin, 1967. - S. 92 - 95
- Zum Stand der Stratigraphie der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. - In: Wiss. Z. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. - Greifswald 21 (1972). - S. 11 - 21
- In: TGL 25234/07, Fachbereichsstandard Geologie: Stratigraphie. Stratigraphische Skala der DDR, Quartär - Berlin, 1981. - S. 1 - 17
- Das Quartär am Osthang der Struktur Rüdersdorf. - In: "25 Jahre AK Quartärgeologie der GGW", Kurzfref. u. Exkursionsf., Ges. Geol. Wiss. DDR. - Berlin, 1986. - S. 15 - 19
- Quaternary stratigraphy of the German Democratic Republic. - In: Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere/ed. by V. ŠIBRAVA; D. Q. BOWEN; D. M. RICHMOND. - Rep. of the IGCP-Proj. 24 - Oxford, 1987. - S. 359 - 364
- CEPEK, A. G.; JÄGER, K.-D.: Zum Stand der internationalen Diskussion über die Pliozän/Pleistozän-Grenze. - In: Ethnogr. - Archäol. Z. - Berlin 29 (1988). - S. 653 - 679
- CHAPPELL, J.; VEEH, H. H.: $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ age of an interstadial sea level of -40 m at 30,000 yr. B.P.: - In: Nature. - London 276 1978. - S. 602
- ČEBOTAREVA, N. S. (CHEBOTAREVA, N. S.): The history of the last glaciation of east Europe: new data and controversial questions. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 4, Prague, 1977. - S. 135 - 166
- Probleme des Mittelpleistozäns. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 7. - Prague, 1982. - S. 57-72
- ČEBOTAREVA (CHEBOTAREVA) N. S.; MAKARICEVA (MAKARICHEVA) I. A.: Iceless Valdai of the Russian plain. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 5. - Prague, 1979. - S. 71 - 75
- CIESIELSKI, P. F.; LEDBETTER, M. T.; ELLWOOD, B. B.: The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing Bank. - In: Marine Geology. - Amsterdam 46 (1982). - S. 1 - 52
- CITA, M. B.: Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy. - In: Initial Rep. DSDP. - Washington XIII (1973). - S. 1343 - 1379
- The Miocene/Pliocene boundary: history and definition. - In: Late

- Neogene Epoche Boundaries/ed. by T. SAITO; L. H. BURCKLE. - New York: Micropaleontol. Press, 1975. - S. 1 - 30
- CLAPPERTON, C. M.: Glaciation in Bolivia before 3,27 Myr. - In: Nature. - London 277 (1979). - S. 375 - 377
- CLARK, D. L.; MORRIS, T. H.: Cenozoic sedimentation patterns in the evolving Arctic Ocean: Canada Basin and Alpha-Chukchi region to Lomonossov Ridge. - 27th Intern. Geol. Congr., Rep. 4, Arctic Geology. - Moscow, 1984. - S. 173 - 178
- CLARK, D. L.; VINCENT, J.-S.; JONES, G. A.; MORRIS, W. A.: Correlation of marine and continental glacial and interglacial events, Arctic Ocean and Banks Island. - In: Nature. - London 311 (1984). - S. 147 - 149
- CLEMENT, B. M.; KENT, D. V.; OPDYKE, N. D.: Brunhes-Matuyama polarity transition in three deep-sea sediment cores. - In: Phil. Trans. Roy. Soc. - London A306 (1982). - S. 113 - 119
- COETZEE, J. A.: Late Cenozoic palaeoenvironment of southern Africa. - In: Antarctic glacial history and world palaeoenvironments/ed. by E. M. VAN ZINDEREN BAKKER. - Rotterdam: Balkema, 1978. - S. 115 - 127
- COLINVAUX, P.: The ice-age Amazon. - In: Nature. - London 278 (1979). - S. 399 - 400
- COLLINSON, D. W.: Methods in rock magnetism and palaeomagnetism. - London: Chapman and Hall, 1983. - S. 1 - 503
- COOKE, H. B. S.: Recognition of a Neogen/Quaternary boundary in Sub-Saharan Africa: some considerations. - G. Geol. - Bologna 41 (1977). - S. 243 - 256
- COPPENS, Y., HOWELL, F. C.; ISAAC, G.; LEAKEY, R. E. F. (Eds.): Earliest man and environments in the Lake Rudolf Basin. Stratigraphy, palaeoecology and evolution. - Chicago, 1976. - S. 1 - 369
- COURTILLOT, V.; LE MOUËL, J. L.; DUCRUIX, J.; CAZENAVE, A.: Geomagnetic secular variation as a precursor of climatic change. - In: Nature. - London 297 (1982). - S. 386 - 387
- COX, A.: Geomagnetic reversals. - In: Science. - Washington 163 (1969). - S. 237 - 245
- CRAVATTE, J.; SUC, J.-P.: Climatic evolution of the North West Mediterranean area during Pliocene and Early Pleistocene by pollen-analysis and forams of drill Autan 1 chronostratigraphic correlation. - In: Pollen et Spores. - Paris 23 (1981). - S. 247 bis 258
- CREER, K. M.; READMAN, P. W.; JACOBS, A. M.: Palaeomagnetic and palaeontological dating of a section of Gioia Tauro, Italy: identification of the Blake Event. - In: Earth Planet. Sci. Lett. - Amsterdam 50 (1980). - S. 289 - 300

- CRONIN, J. E.; BOAZ, N. T.; STRINGER, C. B.; RAK, Y.: Tempo and mode in hominid evolution. - In: *Nature*. - London 292 (1981). - S. 113 - 122
- CRONIN, T. M.; BYBELL, L. M.; POORE, R. Z.; BLACKWELDER, B. W.; LIDDICOAT, J. C.; HAZEL, J. E.: Age and correlation of emerged Pliocene and Pleistocene deposits, U. S. Atlantic coastal plain. - In: *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* - Amsterdam, 47 (1984). - S. 21 - 51
- CURRY, R. P.: Glaciation about 3,000,000 years ago in the Sierra Nevada. - In: *Science*. - Washington 154 (1966). - S. 770 - 771
- DALRYMPLE, G. B.: Potassium-argon dating of geomagnetic reversals and North American glaciations. - In: *Calibration of Hominoid Evolution*/ed. by W. BISHOP; J. A. MILLER. - Edinburgh: Scottish Academic Press, 1972. - S. 107 - 134
- Critical tables for conversion of K-Ar ages from old to new constants. - In: *Geology*. - Boulder 7 (1979). - S. 558 - 560
- DAMM, V.: Suszeptibilitätsanisotropien in Sedimentiten und Magmatiten aus dem Gebiet der DDR und in Metamorphen der Schirmacher-Oase (Antarktika). - Veröff. Zentralinst. für Physik der Erde, Nr. 95. - Potsdam (1988). - S. 1 - 118
- DAMUTH, J. E.; FAIRBRIDGE, R. W.: Equatorial Atlantic deep sea arkosic sands and ice-age aridity in tropical South America. - In: *Geol. Soc. Amer. Bull.* - Boulder 81 (1970). - S. 189 - 206
- DE TERRA, H.; PATERSON, T. T.: Studies on the ice ages in India and associated human cultures. - In: *Carnegie Inst., Publ. No. 493*. - Washington (1939). - S. 1 - 354
- DENTON, G. H.; ARMSTRONG, R. L.: Miocene-Pliocene glaciations in southern Alaska. - In: *Amer. J. Sci.* - New Haven 267 (1969). - S. 1121 - 1142
- DEVJATOVA, E. T.: The stratigraphy of the Upper Pleistocene in the north of the Russian Plain. - In: *IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere"*, Rep. No. 6. - Prague, 1981. - S. 52 - 60
- DIETRICH, W. O.: Neue Funde des etruskischen Nashorns in Deutschland und die Frage der Villafranchium-Faunen. - In: *Geologie*. - Berlin 2 (1953). - S. 417 - 430
- Fossile Elefantenzähne von Voigtstedt aus Thüringen. - In: *Paläontol. Abh., A*. - Berlin II (1965). - S. 521 - 536
- DODONOV, A. E.: Stratigraphy and correlation of upper Pliocene-Quaternary deposits in middle Asia. - In: *INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. I*. - Moscow, 1982. - S. 75
- Stratigraphy and correlation of upper Pliocene-Quaternary deposits of Central Asia. - In: *PECSI, M. (Ed.): Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*/ed. by M. PECSI. - Budapest:

- Geogr. Res. Inst. Sci., 1984. - S. 201 - 211
- DODONOV, A. E.; MELAMED, J. R.; NIKIFOROVA, K. V.: International symposium on the Neogene-Quaternary boundary. Excursions guide book. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. No. 41, " Neogene-Quaternary Boundary". - Moscow, 1977. - S. 3 -148
- DODONOV, A. E.; PEN'KOV, A. V.: Nekotorye dannye po stratigrafii vodorazdel'nykh lessov tadzikskoj depressii. - In: Bjull. komis-sii po izuceniju cetverticnogo perioda. - Moskva No. 47 (1977). - S. 67 - 76
- DUBROVO, J. A.; KAPELIST, K. V.: Katalog mestonachozdenij treticnykh pozvonocnykh SSSR. - Moskva: Nauka 1979. - S. 1 bis 159
- DUPHORN, K. D.: Die pliozänen und pleistozänen Ablagerungen im Sülzbachtal zwischen Haselbach und Sülzfeld im östlichen Rhönvorland. - In: N. Jahrb. Geol. Paläontol. Mh. - Stuttgart (1960). - S. 354 - 367
- EASTERBROOK, D. J: Revision of North American Pleistocene chronology based on paleomagnetic, fission track, and amino acid dating. In: INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. II. - Moscow, 1982. - S. 68
- EASTERBROOK, D. J.; BOELLSTORFF, J.: Palaeomagnetic chronology of "Nebraskan-Kansan" tills in midwestern U.S. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 6. - Prague, 1981. - S. 72 - 82
- EASTERBROOK, D. J.; BOELLSTORFF, J.: Paleomagnetism and chronology of early Pleistocene tills in the Central United States. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 8. - Kyoto, 1982. - S. 40 - 66
- EBERL, B.: Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. - Augsburg: B. Filser, 1930. - S. 1 - 422
- EINARSON, T.; HOPKINS, D. M.; DOELL, R. R.: The stratigraphy of Tjörnes, northern Iceland, and the history of the Bering Land Bridge. - In: The Bering Land Bridge/ed. by D. M. HOPKINS. - Stanford: Stanford Univ. Press, 1967. - S. 312 - 325
- EISSMANN, L.: Zur Gliederung des Mindelglazials Sachsens und des angrenzenden Gebietes westlich der Elbe. - In: Geologie. - Berlin 10 (1961). - S. 461 - 468
- Die alt- und frühpleistozänen Schotterterrassen der Leipziger Tieflandsbucht und des angrenzenden Gebietes. - Geologie, Beih. 46. - Berlin (1964). - S. 1 - 93
 - Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe. - Schriftenr. geol. Wiss. - Berlin 2 (1975). - S. 1 - 263
 - Periglaziale Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. Ein Beitrag zur Periglazialgeologie aus der

- Sicht des Saale-Elbe-Gebietes. - Altenburger Naturwiss. Forsch. - Altenburg 1 (1981). - S. 3 - 171
- EISSMANN, L.; MÜLLER, A.: Leitlinien der Quartärentwicklung im Norddeutschen Tiefland. - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 7 (1979). - S. 451 - 462
- ELLENBERG, J.: Die geologisch-morphologische Entwicklung des südwest-thüringischen Werragebietes im Pliozän und Quartär. - Unveröff. Diss., Friedrich-Schiller-Univ. - Jena 1968. - S. 1 - 188
- Die Auslaugungssenke Horschlitt im thüringischen Werra-Kali-Gebiet. - In: Geologie. - Berlin 18 (1969). - S. 487 - 490
- Auslaugung und Sedimentation im Gebiet von Gerstungen. - In: Geologie. - Berlin 21 (1972). - S. 295 - 304
- Schwermineralverteilung, Sedimentation und Stratigraphie im Quartär der mittleren Werra. - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 3 (1975). - S. 1389 - 1404
- ELLENBERG, J.; KUHN, G.: Das Quartär und seine nutzbaren Gesteine im Werragebiet. - In: "Ergebnisse quartärgeologischer Untersuchungen in Thüringen", Exkursionsf., Dt. Ges. Geol. Wiss. - Berlin, 1969, - S. 5 - 23
- EMILIANI, C.: Pleistocene temperatures. - In: J. Geol. - Chicago 63 (1955). - S. 538 - 578
- EMILIANI, C.; SHACKLETON, N. J.: The Brunhes epoch: isotopic paleotemperatures and geochronology. - In: Science. - Washington 183 (1974). - S. 511 - 514
- ERD, K.: Pollenstratigraphie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen. - In: Schriftenr. geol. Wiss. - Berlin 9 (1978). - S. 99 bis 119
- Vegetationsentwicklung im Eem-Interglazial von Schönfeld. - In: "25 Jahre AK Quartärgeologie der GGW", Kurzf. u. Exkursionsf., Ges. geol. Wiss. DDR, ZGI. - Berlin, 1968. - S. 29 - 30
- Die Uecker-Warmzeit von Röpersdorf bei Prenzlau als neuer Interglazialtyp im Saale-Komplex der DDR. - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 15 (1987). - S. 297 - 313
- ESSIG, W.: Die glazial-fluviatilen Schotterablagerungen des Zustaales: Ein Beitrag zur Quartärstratigraphie der nördlichen Iller-Lech-Platte. - In: Heidelberger Geogr. Arb. - Heidelberg 49 (1979). - S. 139 - 163
- EVERITT, C. W. F.: Thermoremanent magnetization (III). Theory of multidomain grains. - In: Phil. Mag. - London 7 (1962). - S. 599 - 616
- EVERNDEN, J. F.; CURTIS, G. H.; LIPSON, J.: Potassium-argon dating of igneous rocks. - In: Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. - Tulsa 41 (1957). - S. 2120 - 2127

- FAIRBRIDGE, R. W.: Climatology of a glacial cycle. - Quatern. res. - Washington 2 (1972). - S. 283 - 302
- FEDOROV, P. V.: Black Sea, Caucasian coast, Guidebook for excursions A-8, C-8, INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982. - Moscow, 1981. - S. 1 - 31
- Plejstocen ponto-kaspija. - Moskva: Nauka, 1978. - S. 1 - 166
- FEJFAR, O.: Plio-Pleistocene mammal sequences. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 3. - Bellingham, Prague, 1975. - S. 351 - 366
- FEJFAR, O.; HEINRICH, W.-D.: Zur biostratigraphischen Untergliederung des kontinentalen Quartärs in Europa anhand von Arvicoliden (Rodentia, Mammalia). - In: Eclogae Geol. Helv. - Basel 74 (1981). - S. 997 - 1006
- FEJFAR, O.; HEINRICH, W.-D.: Arvicoliden-Sukzessionen und Biostratigraphie des Oberplioäns und Quartärs in Europa. - In: Wirbeltierevolution und Faunenwandel im Känozoikum/hrsg.von W.-D. HEINRICH. - Berlin, 1983. - S. 61 - 109 (Schriftenr. geol. Wiss.; 19/20)
- FEJFAR, O.; HEINRICH, W.-D.: Zur biostratigraphischen Gliederung des jüngeren Känozoikums in Europa an Hand von Muriden und Cricetiden (Rodentia, Mammalia). - In: Casopis pro min. a geol. - Praha 32 (1987). - S. 1 - 16
- FILZER, P.; SCHEUENPFLUG, L.: Ein frühpleistozänes Pollenprofil aus dem nördlichen Alpenvorland. - In: Eiszeitalter u. Gegenwart. - Öhringen 21 (1970). - S. 22 - 32
- FINK, J.: Paleomagnetic research in the northeastern foothills of the Alps and in the Vienna Basin. - In: Acta Geol. Acad. Sci. Hung. - Budapest 22 (1979). - S. 11 - 124
- FLECK, R. T.; MERCER, J. H.; NAIRN, A. E.; PETERSON, D. N.: Chronology of late Pliocene and early Pleistocene glacial and magnetic events in southern Argentina. - In: Earth Planet. Sci. Lett. - Amsterdam 16 (1972). - S. 15 - 22
- FLINT, R. F.: Glacial and Quaternary Geology. - New York: J. Wiley, 1971. - S. 1 - 892
- FOTAKIEVA, E.: Die Fossilböden im Löß Bulgariens. - In: INQUA, Internat. Arbeitstagung der Lößkommission, Bulgarien 1970. 1. Teil. - Sofia: Bulg. Akad. d. Wiss., Komitee f. Geol., Geol. Inst., Akad. d. Landwirtschaftswiss., Inst. f. Bodenk., 1970. - S. 53 - 125
- FOTAKIEVA, E.; MINKOV, M.: Der Löß in Bulgarien. - In: Eiszeitalter u. Gegenwart. - Öhringen 17 (1966). - S. 5 - 60
- FRECHEN, J.; LIPPOLT, H. J.: Kalium-Argon-Daten zum Alter des Laacher Vulkanismus der Rheinterrassen und der Eiszeiten. - In:

- Eiszeitalter u. Gegenwart. - Öhringen 16 (1965). - S. 5 bis 30
- FRÖLICH, F.: Ein Gerät zur Bestimmung der Zusammensetzung sowie der thermischen Zustandsänderungen von magnetischen Gesteinen und Werkstoffen. - In: Jahrb. Adolf-Schmidt-Obs. Niemeckg. - Potsdam (1960). - S. 129 - 132
- FROMM, K.: Paläomagnetische Bestimmungen zur Korrelierung altpleistozäner Terrassen des Mittelrheins. - In: Mainzer geowiss. Mitt. - Mainz 16 (1987). - S. 7 - 29
- FUHRMANN, R.: Die stratigraphische Stellung der Löße in Mittel- und Westsachsen. - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 4 (1976). - S. 1241 - 1270
- FUHRMANN, R.; LANGE, E.: Klosterbuch (Lkrs. Döbeln), NSG Schäferleiweg. - In: Probleme und Befunde der Holozänstratigraphie in Thüringen, Sachsen und Böhmen/hrsg. vom Quartärkomitee der DDR u. Geol. Inst. d. Tschechoslow. Akad. d. Wiss. - Berlin, Prag, 1967. - S. 107
- FUHRMANN, R., HEINRICH, W.-D.; MAI, D. H.; WIEGANK, F.: Untersuchungen am präelsterkaltzeitlichen LÖB von Mahlis (Bezirk Leipzig). - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 5 (1977). - S. 717 - 744
- GABUNIA, L.; VEKUA, A. K.: Kvabebeskaja fauna akčagyl'skich mleko-pitajuščich. - In: Granica trećičnoga i četvrtičnoga perioda. Dokl. sovet. geol., 23. Internat. Geol. Congr., sect. 10. - Praha, 1968 - S. 49 - 56
- GALUSHA, I.; JOHNSON, N. M.; LINDSAY, E. H.; OPDYKE, N. D.; TED-FORD, R. H.: Biostratigraphy and magnetostratigraphy, late Pliocene rocks, 111 Ranch, Arizona. - In: Geol. Soc. Amer. Bull. - Boulder 95 (1984). - S. 714 - 723
- GARDNER, J. V.: High-resolution carbonate and organic carbon stratigraphy for the late Neogene and Quaternary from the western Caribbean and eastern equatorial Pacific. - In: Initial Rep. DSDP. - Washington 68 (1982). - S. 347 - 364
- GARRUTT, V. E.; ŠOKUROV, A. P., JACHIMOVIČ, V. L.: Novye mestonachozdennija tiraspolskoj fauny na granice Baškirii i Tatarii. - In: Itogi biostratigrafičeskich, litologičeskich i fizičeskich issledovanij pliocena i plejstocena volgo-ural'skoj oblasti/hrsg. von N. D. TRAPEZNIKOVA. - Ufa: AN SSSR, Baskirškij filial, Inst. Geol., 1977. - S. 91 bis 96
- GAUR, R.; CHOPRA, S. K.: Taphonomy, fauna, environment and ecology of Upper Sivaliks (Plio-Pleistocene) near Chandigarh, India. - In: Nature. - London 308 (1984). - S. 353 - 355
- GERASIMOV, I. P.; VELIČKO, A. A.; MARKOVA, A. K. u. a.: Meridional'nyj spektr prirodno-klimatičeskich etapov plejstocena vo vnetropičeskom prostranstve severnogo polušarija. - In: Četvertičnaja geologija i geomorfologija, Meždunarodn. Geol. Kongr.,

- XXVI sessija. - Moskva, 1980. - S. 31 bis 35
- GLADENKO, J. B.: Some aspects of the Late Cenozoic history of the Bering strait in the light of stratigraphic data on Iceland. - In: Beringia in Cenozoic. Theses of the reports of All-Union Symp. The Bering Land Bridge and its role for the history of Holarctic floras and faunas in the Late Cenozoic. Chabarovsk 1973. - Vladivostok 1976. - S. 37 - 39
- GLAZEK, J.: $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ datings of speleothems from Poland. - In: Zesz. Nauk Polsk. Slaskiej, Mat.-Fiz. - Gliwice 47 (1986). - S. 55 - 65
- GOSPODARIČ, R.: The Quaternary caves development between the Pivka Basin and Polje ob Planina. - In: Acta Carsologica. - Lubljana Z (1976). - S. 5 - 135
- GOSPODARIČ, R.; HABIČ, P. (Hrsg.): Underground water tracing. Investigation in Slovenia 1972 - 1975. - 3rd Intern. Symp. of Underground Water Tracing. Inst. Karst Res., Yugoslav. Comm. Intern. Hydrol. Progr. - Lubljana, 1976. - S. 1 - 309
- GRANAR, L.: Magnetic measurements on Swedish varved sediments. - In: Arkiv Geofys. - Stockholm 3 (1958). - S. 1 - 40
- GRAUL, H.: Zur Morphologie der Ingolstädter Ausräumungslandschaft. - In: Forsch. zur dt. Landeskunde. - 43 (1943). - S. 1 - 114
- GRAVENOR, C. P.; STUPAVSKY, M.: Magnetic, physical, and lithologic properties and age of till exposed along the east coast of Lake Huron, Ontario. - In: Canad. J. Earth Sci. - Ottawa 13 (1976). - S. 1655 - 1666
- GROMMÉ, C. S.; HAY, R. L.: Geomagnetic polarity epochs: age and duration of the Olduvai normal polarity event. - In: Earth Planet. Sci. Lett. - Amsterdam 10 (1971). - S. 179 - 185
- GROMOV, V. I.; NIKIFOROVA, K. V.; KAHLKE, H.-D.: Großsäugerstratigraphie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen. - In: Schriftenr. geol. Wiss. - Berlin 9 (1978). - S. 145 - 160
- GROOTES, P. M.: Radiocarbon time scale for the early part of the last glacial in North-west Europe. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 5. - Prague, 1979. - S. 37 - 44
- GRÜN, R.; BRUNNACKER, K.; HENNING, G. J.: $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -Daten mittel- und jungpleistozäner Travertine im Raum Stuttgart. - In: Jahresber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. - Stuttgart 64 (1982). - S. 201 - 211
- GUDINA, V. I.: The value of foraminifera for stratigraphy and facies analysis of the Pleistocene of the North USSR. - In: IUGS-UNESCO IGCP 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 5. - Prague, 1979. - S. 129 bis 137
- HALL, C. M.; WALTER, R. C.; WESTGATE, J. A.; YORK, D.: Geochrono-

- logy, stratigraphy and geochemistry of Cindery Tuff in Pliocene hominid bearing sediments of the Middle Awash, Ethiopia. - In: Nature. - London 308 (1984). - S. 26 - 31
- HAQ, B. U.; BERGGREN, W. A.; VAN COUVERING, J. A.: Corrected age of the Pliocene/Pleistocene boundary. - In: Nature. - London 269 (1977). - S. 483 - 488
- HARLAND, W. B.; COX, A. V.; LLEWELLYN, P. G.; PICKTON, C. A.; SMITH, A. G.; WALTERS, R.: A geological time scale. - Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1982. - S. 1 - 131
- HARMON, R. S.; LAND, L. S.; MITTERER, R.; GARRETT, P.; SCHWARCZ, H. P.; LARSON, G. J.: Bermuda sea level during the last interglacial - In: Nature. - London 289 (1981). - S. 481 - 483
- HARMON R. S.; MITTERER, R.; KRIAUSAKUL, N.; LAND, L. S.; SCHWARCZ, H. P.; GARRETT, P.; LARSON, G. J.; VACHER, H. L.; ROWE, M.: U-series and amino-acid racemization geochronology of Bermuda: implications for eustatic sea-level fluctuation over the past 250,000 years. - In: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 44 (1983). - S. 41 bis 70
- HARRISON, C. G. A.; SOMAYAJULU, B. L. K.: Behaviour of the Earth's magnetic field during a reversal. - In: Nature. - London 212 (1966). - S. 1193 - 1195
- HAUG, E. : Traite de Geologie. II. - Paris, 1908/1911
- HAYS, J. D.; SAITO, T.; OPDYKE, N. D.; BURCKLE, L. H.: Pliocene-Pleistocene sediments of the equatorial Pacific : Their Paleomagnetic, biostratigraphic, and climatic record. - In: Geol. Soc. Amer. Bull. - Boulder 80 (1969). - S. 1481 - 1514
- HEDLEY, I. G.: Chemical remanent magnetization of the FeOOH, Fe₂O₃ system. - In: Phys. Earth Planet. Inter. - Amsterdam 1 (1968). - S. 103 - 121
- HEINRICH, W.-D.: Eine altbiharische Kleinsäugerfauna aus Südthüringen. - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 10 (1982). - S. 923 bis 928
- Kleinsäugerfaunen aus dem Eem-Interglazial von Schönfeld. - In: "25 Jahre AK Quartärgeologie der GGW", Kurzfref. u. Exkursionsf., Ges. geol. Wiss. DDR, ZGI. - Berlin, 1986. - S. 31 bis 32
- Neue Ergebnisse zur Evolution und Biostratigraphie von Arvicola (Rodentia, Mammalia) im Quartär Europas. - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 15 (1987). - S. 389 - 406
- HELLWIG, D.: Fluviale Bildungen innerhalb des Saale-Komplexes im Raum Cottbus-Forst. - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 3 (1975). - S. 1077 - 1090
- HENNING, G. J.: U/Th-isochron dating of peat from the Eemian and Holsteinian interglacials. - In: INQUA, Subcomm. on European Quatern. Stratigr., Symp. - Hamburg, 1986. - S. 5

- HENNING, G. J.; GRÜN, R.; BRUNNACKER, K.: Absolute dating and climate in central and southern Europe in the Young Pleistocene. - In: INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. I. - Moscow, 1982. - S. 132
- HENNING, G. J.; GRÜN, R.; BRUNNACKER, K.; PÉCSI, M.: Th-230/U-234-sowie ERS-Altersbestimmungen einiger Travertine in Ungarn. - In: Eiszeitalter u. Gegenwart. - Hannover 33 (1983). - S.9 - 19
- HERMAN, Y.: Baffin Bay: Present-day analog of the central Arctic during late Pliocene to mid-Pleistocene time. - In: Geology. - Boulder 11 (1983). - S. 356 - 359
- Arctic paleogeography in late Cenozoic time and its relationship to global climates. - In: 27th Internat. Geol. Congr., Rep. 4, Arctic Geology. - Moscow, 1984. - S. 161 - 173
- HERMAN, Y., O'NEIL J. R.: Arctic palaeosalinities during late Cenozoic time. - Nature. - London 258 (1975). - S. 591 - 595
- HODELL, D. A.; WILLIAMS, D. F.; KENNETT, J. P.: Late Pliocene reorganization of deep vertical water-mass structure in the western South Atlantic: Faunal and isotope evidence. - Geol. Soc. Amer. Bull. - Boulder 96 (1986). - S. 495 - 503
- HODELL, D. A.; ELMSTROM, K. M.; KENNETT, J. P.: Latest Miocene benthic $\delta^{18}O$ changes, global ice volume, sea level and the 'Messinian salinity crisis'. - In: Nature. - London 320 (1986). - S. 411 - 414
- HOFFMAN, K. A.: Umkehr des Erdmagnetfeldes: Aufschluß über den Geodynamo. - In: Spektrum der Wissenschaft. - Weinheim (1988) H. 7. - S. 84 - 91
- HOOGHIEMSTRA, H.: Vegetational and climatic history of the High Plain of Bogotá, Colombia: A continuous record of the last 3,5 million years. - Dissert. Botanicae. - Vaduz 79 (1984). - S. 1 - 368
- HORAČEK, I.; LOŽEK, V.: Palaeozoology and the Mid-European Quaternary past: scope of the approach and selected results. - In: Rozpr. Českoslov. Akad. VED, rada mat. a prirod. ved. - Praha 98 (1988). - S. 5 - 102
- HORNIBROOK, N. DE B.: Globorotalia (planctonic Foraminiferidae) in the latest Pliocene and Pleistocene of New Zealand. - In: New Zealand J. Geol. Geophys. - Wellington 24 (1981). - S. 263 - 292
- HSÜ, K. J.; RYAN, W. B. F.; CITA, M. B.: Late Miocene desiccation of the Mediterranean. - In: Nature. - London 242 (1973). - S. 240 - 244
- IMBRIE, J.; KIPP, N. G.: A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: Application to a late Pleistocene Caribbean core. - In: The Late Cenozoic Glacial Ages/ed. by K. K. TUREKIAN. - New Haven: Yale Univ. Press, 1971. - S. 71 - 183

- ISHIKAWA, Y.; SYONO, Y.: Order-disorder transformation and reverse thermo-remanent magnetism in the $\text{FeTiO}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3$ system. - In: J. phys. chem. solids. - New York 24 (1963). - S. 517 - 528
- ITIHARA, M.; KAMEI, T.: The Pliocene-Pleistocene boundary in the Osaka Group, Japan. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. No. 41, "Neogene-Quaternary Boundary", 3rd Rep. Pliocene-Pleistocene boundary in Japan. - Kyoto, 1982. - S. 42 - 50
- ITIHARA, M.; KITAGAWA, Y.; NAKAGAWA, H.; NIREI, H.; KUMAI, H.; YOSHIKAWA, S.; ONISHI, I.; FURUKAWA, H.; KAMEI, T.; KAIZUKA, S.; SUZUKI, M.: Subdivision and correlation of the Quaternary of Japan. - In: Recent Progress of Natural Sciences in Japan, Quatern. Res. - Tokyo 11 (1986). - S. 3 bis 16
- IUGS Intern. Subcomm. on Stratigraphic Classification and IUGS/IAGA Subcomm. on a Magnetic Polarity Time Scale. - Magnetostratigraphic polarity units. - A supplementary chapter of the ISSC International Stratigraphic Guide. - In: Geology. - Boulder 7 (1979). - S. 578 - 583
- JANCZYK-KOPIKOWA, Z.: Pollen analysis of sediments of Eem interglacial at Rogow. - In: Roczn. Gleboznawcze. - Warszawa 36 (1985). - S. 143 - 148
- JANCZYK-KOPIKOWA, Z.; MOJSKI, J. E.; RZECZOWSKI, J.: Position of the Ferdynandów interglacial, Middle Poland, in the Quaternary stratigraphy of the North European Plain. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 6. - Prague, 1981. - S. 146 - 162
- JASTRZĘBSKA-MAMELKA, M.: The Eemian interglacial and early Vistulian at Zgierz-Rudunki in the Lodz Plateau. - In: Acta Geogr. - Lodz 53 (1985). - S. 1 - 75
- JERŠOVA, L. N.: Spore-pollen diagram of Eopleistocene deposits outcropping on the left and right banks of the Obimažar River near the Lakhuti settlement. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. No. 41, "Neogene-Quaternary Boundary", sborn. dokl. - Moskva: Nauka 1977. - S. 161
- JOHNSON, G. D.; JOHNSON, N.; OPDYKE N. D.; TAHIRKHELI, R. A. Magnetic reversal stratigraphy and sedimentary tectonic history of the Upper Siwalik Group, eastern Salt Range and southwestern Kashmir. - In: Geodynamis of Pakistan/ed. by A. FARAH; K. A. DE JONG. - Quetta: Geol. Surv. Pakistan, 1979. - S. 149 - 165
- JOHNSON, N. M.; OPDYKE, N. D.; LINDSAY, E. H.: Magnetic polarity stratigraphy of Pliocene-Pleistocene terrestrial deposits and vertebrate faunas, San Pedro Valley, Arizona.- In: Geol. Soc. Amer. Bull. - Boulder 86 (1975). - S. 5 - 12
- JOHNSON, N. M.; OPDYKE, N. D.; JOHNSON, G. D.; LINDSAY, E. H.; TAHIRKHELI, R. A. K.: Magnetic polarity stratigraphy and ages of

- Siwalik Group rocks of the Potwar Plateau, Pakistan. - In: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam. - 37 (1982). - S. 17 - 42
- JOHNSON, G. D.; ZEITLER, P.; NAESER, C. W.; JOHNSON, N. M.; SUMMERS, D. M.; FROST, C. D.; OPDYKE, N. D.; TAHIRKHELI, R. A. K.: The occurrence and fission-track ages of late Neogene and Quaternary volcanic sediments, Siwalik Group, Northern Pakistan. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 37 (1982). - S. 63 - 93
- KAHLKE, H.-D.: Die stratigraphische Stellung der Faunen von Voigtstedt. - Zur Grenze des kontinentalen Unterpleistozän/Mittelpleistozän im zentraleuropäischen Raum. - Paläontol. Abh. A. - Berlin II (1965). - S. 691 - 592
- Hippopotamus antiquus DESMAREST, 1822 aus dem Pleistozän von Meinigen in Südthüringen (Bezirk Suhl). - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 10 (1982). - S. 943 - 949
- KAHLKE, H.-D.; EISSMANN, L.; WIEGANK, F.: Die Neogene/Quartär-Grenze. Territorium der Deutschen Demokratischen Republik. - In: Z. angew. Geol. - Berlin 30 (1984). - S. 44 - 48
- KAHLKE, R.-D.: On the occurrence of Hippopotamus (Mammalia, Artiodactyla) in the Pleistocene of Achalkalaki (Gruzian SSR, Soviet Union) and the distribution of the Genus in South-East Europe. - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 15 (1987). - S. 703 - 714
- KAIZUKA, S.: Late Cenozoic palaeogeography of Japan. - In: Geojournal. - Wiesbaden 4 (1980). - S. 101 - 109
- KALB, J. E.; OSWALD, E. B.; TEREDGE, S.; MEBRATE, A.; TOLA, E.; PEAK, D.: Geology and stratigraphy of Neogene deposits, Middle Awash Valley, Ethiopia. - In: Nature. - London 298 (1982). - S. 17 - 25
- KALVODA, J.: Review of the Quaternary glaciation in the Himalayas. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 6. - Prague, 1981. - S. 163 - 185
- KAPLIN, P. A.; LEONT'EV, O. K.; RYČAGOV, G. I.: Chronologija i paleogeografija plejstocena Ponto-Kaspija. - In: Paleogeografija i otloženiya plejstocena južnich morej SSSR. - Moskva: Nauka, 1977. - S. 33 - 42
- KAPPELMAN, J.: Plio-Pleistocene environments of Bed I and lower Bed II, Olduvai Gorge, Tanzania. - In: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 48 (1984). - S. 171 - 196
- KATZENBERGER, O.; HAUSMANN, R.: Electron spin resonance (ESR) dating of thin mollusc shells. Evaluation and correlation of ESR age results with oxygen isotope record V28-238 and 230Th/234U age results. - In: INQUA, Subcomm. on European Quatern. Strat.,

- Symp. - Hamburg, 1986. - Abstr. S. 13
- KAWAI, N.: Palaeomagnetism and palaeoclimate. - Rock Magnetism and Palaeogeophys. - Tokyo 3 (1975). - S. 106 - 109
- KAWAI, N.; TOKIEDA, K.; HIROOKA, K.: Palaeomagnetism and palaeoclimate. - In: Rock Magnetism and Palaeogeophysics. - Tokyo 3 (1975). - S. 110 - 117
- KEIGWIN, L. P.: Pliocene closing of the isthmus of Panama based on biostratigraphic evidence from nearby Pacific ocean and Caribbean Sea cores. - In: Geology. - Boulder 6 (1978). - S. 630 - 634
- KELLER, H. M.; TAHIRKHELI, R. A. K.; MIRZA, M. A.; JOHNSON, G. D.; JOHNSON, N. M.; OPDYKE, N. D.: Magnetic polarity stratigraphy of the upper Siwalik deposits, Pabbi Hills, Pakistan. - In: Earth Planet. Sci. Lett. - Amsterdam 36 (1977). - S. 187 - 201
- KEMP, E. M.; BARRETT, P. J.: Antarctic glaciation and early Tertiary vegetation. - In: Nature. - London 258 (1975). - S. 507 - 508
- KENNETT, J. P.: The climatic and glacial record in Cenozoic sediments of the southern ocean. - In: Paleoeology of Africa and of the surrounding islands and Antarctica. 6/ed. by E. M. VAN ZINDEREN BAKKER. - Rotterdam: Balkema, 1972. - S. 59 - 78
- Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. - In: J. geophys. res. - Washington 82 (1977). - S. 3843 - 3860
- Miocene to early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy in the southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 90. - In: Initial. Rep. DSDP. - Washington 90 (1986). - S. 1383 - 1419
- KING, R. F.: The remanent magnetism of artificially deposited sediments. - In: Mon. Nat. Roy Astron. Soc. geophys. suppl. - London 2 (1955). - S. 115 - 134
- KLIEWE, H.; LANGE, E.: Ergebnisse geomorphologischer, stratigraphischer und vegetationsgeschichtlicher Untersuchungen zur Spät- und Postglazialzeit auf Rügen. - In: Peterm. Geogr. Mitt. - Gotha 112 (1968). - S. 241 - 255
- KLOSTERMANN, J.: Versuch einer Neugliederung des späten Elster- und des Saale-Glazials der Niederrheinischen Bucht. - In: Geol. Jahrb. - Hannover A83 (1985). - S. 3 - 42
- KOČEGURA, V. V.; ZUBAKOV, V. A.: Palaeomagnetic time scale of the Ponto-Caspian Plio-Pleistocene deposits. - In: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 23 (1978). - S. 151 bis 160
- KOČI, A.; ŠIBRAVA, V.: The Brunhes-Matuyama boundary at Central European localities. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj., 73/1/24,

- "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere," Rep. No. 3. - Prague, 1976. - S. 135 - 160
- KONISHI, K.; OMURA, A.; NAKAMICHI, O.: Radiometric ages and sea level records from the late Quaternary reef complexes of the Ruykyu Islands. - In: Proc. 2nd Internat. Coral Reef Symp. - Brisbane, 1974. - S. 595 - 613
- KOZLOV, V. B.; MAUDINA, M. I.: Osobennosti mežlednikovy nižnego i srednego plejstocena. - In: Problemy plejstocena. - Minsk: Nauka i Technika, 1985. - S. 143 - 152
- KRASNENKOV, R. V.: On the oldest glaciations of the East European Plain (according to data of investigations in the Don Basin). - In: INQUA, Xith Intern. Congr. Moscow 1982, Abstr. II. - Moscow, 1983. - S. 145
- KRETZOI, M.: Säugetierpaläontologie und terrestrische Stratigraphie/Chronologie im Karpatenbecken. - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 10 (1982). - S. 971 - 978
- KRETZOI, M.; PÉCSI, M.: Pliocene and Pleistocene development and chronology of the Pannonian Basin. - In: Acta Geol. Acad. Sci. Hung. - Budapest 22 (1979). - S. 3 - 33
- KRUTZSCH, W.: Das geologische Profil von Voigtstedt in Thüringen. - In: Paläontol. Abh. A. - Berlin II (1965). - S. 235 - 248
- Kritische Bemerkungen zur Palynologie und zur klimastratigraphischen Gliederung des Pliozäns bis tieferen Altpleistozäns in Süd-, Südwest-, Nordwest- und pro parte Mitteleuropa sowie die Lage der Pliozän/Pleistozän-Grenze in diesem Gebiet. - In: Quartärpaläontologie. - Weimar 7 (1988). - S. 7 - 51
- KRUTZSCH, W.; MAYEWSKY, J.: Die mikrobiotische Datierung des Tertiär-Vorkommens von Oberzella (Bl. Vacha/Südthür.). - In: Mitt. Zentr. Geol. Inst. - Berlin 1 (1965). - S. 65 - 70
- KUKLA, G. J.: Loess stratigraphy of Central Europe. - In: After the Australopithecines/ed. by K. W. BUTZER; G. L. ISSAC. - The Hague, Paris: Mouton Publ., 1975. - S. 99 - 188
- Pleistocene land-sea correlations I. Europe. - In: Earth Sci. Rev. - Amsterdam 13 (1977). - S. 307 - 374
- KUKLA, G. J.; ZIJDERVELD, J. D. A.: Magnetostratigraphic pitfalls. - In: Nature. - London 266 (1977). - S. 774 - 776
- KÜNDIG, W.; BÖMMEL, H.; CONSTABARIS, G.; LINDQIST, R. M.: Some properties of supported small alpha Fe₂O₃ particles determined with the Mössbauer effect. - In: Phys. Rev. - Lancaster 142 (1966). - S. 327 - 333
- LABRECQUE, J. L.; KENT, D. V.; CANDE, S. C.: Revised magnetic polarity scale for late Cretaceous and Cenozoic time. - In: Geology. - Boulder 5 (1972). - S. 330 - 335
- LARSON, E. E.; WALKER, T. R.: Development of chemical remanent

- magnetization during early stages of red bed formation in late Cenozoic sediments, Baja California. - In: Geol. Soc. Amer. Bull. - Boulder 86 (1975). - S. 639 - 650
- LAUTRIDOU, J. P.; PAEPE, R.; SOMME, J.; TUFFREAU, A.: Problems of correlations and stratigraphical terminology in the Quaternary of Belgium and north-western France. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 6. - Prague, 1981. - S. 186 - 195
- LAUTRIDOU, J. P.; MONNIER, J. C.; MORSADEC-KERFOURN, M. T.; SOMME, J.; TUFFREAU, A.: Les subdivisions du Pléistocène de la France septentrionale. Stratigraphie, paléogéographie et préhistoire. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 9. - Paris, Prague, 1983. - S. 148 - 170
- LAZARENKO, A. A.: Stratigraphy of loess formation of Soviet Middle Asia. - In: INQUA, XIth Intern. Congr., Moscow 1982, Abstr. I. - Moscow, 1982. - S. 196
- LEAKEY, M. D.: Olduvai Gorge 3. Excavations in Bed I and II, 1960-1963. - Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1971. - S. 1 bis 306
- LEAKEY, L. S. B.: Olduvai Gorge 1951-61, Vol. I. A preliminary report on the geology and the fauna. - Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1965. - S. 1 - 118
- LEAKEY, M. D.; HAY, R. C.; CURTIS, G. H.; DRAKE, R. E.; JACKES, M. K.; WHITE, T. D.: Fossil hominids from the Laetolil Beds. - In: Nature. - London 262 (1976). - S. 460 - 466
- LECKIE, R. M.; WEBB, P.-N.: Late Oligocene - early Miocene glacial record of the Ross Sea, Antarctica: Evidence from DSDP Site 270. - In: Geology. - Boulder 11 (1983). - S. 578 bis 582
- LEGER, M.; LÖSCHER, M.; PUISSÉGUR, J. J.: Les terrasses de la vallée de la Mindel en aval de Jettingen. - In: Bull. Assoc. Franc. pour l'étude du Quaternaire. - Paris 2 (1972). - S. 135 - 151
- LEGETT, J. K.: Deep-sea pelagic sediments and palaeo-oceanography: a review of recent progress. - In: Sedimentology: recent development and applied aspects/ed. by P. J. BRENCHLEY; B. P. J. WILLIAMS. - Blackwell Sci. Publ., 1985. - S. 95 - 121
- LIEBEROTH, I.: Lösssedimentation und Bodenbildung während des Pleistozäns in Sachsen. - In: Geologie. - Berlin 112 (1963). - S. 149 - 187
- LINDNER, L.: South-Polish glaciations (Nidanian, Samian) in southern Central Poland. - In: Acta Geol. Polonica. - Warszawa 32 (1982). - S. 163 - 177
- Main stratigraphic problems in the Pleistocene of Poland. - In: Bull. Polish Acad. Sci., Earth Sci. - Warszawa 35 (1987). - S.

343 - 358

- LINDSAY, E. H.; OPDYKE, N. D.; JOHNSON, N. M.: Blancan-Hemphillian land mammal ages and late Cenozoic mammal dispersal events - In: Ann. Rev. Earth Planet. Sci. - Palo Alto 12 (1984). - S. 445 bis 488
- LIPPOLT, H. J.; FUHRMANN, U.; HRADEZKY, H.: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations on sanidines of the Eifel volcanic field (Federal Republic of Germany): constraints on age and duration of a middle Pleistocene cold period. - In: Chem. Geol. (Isotope Geosci. Sect.). - Amsterdam 59 (1986). - S. 187 - 204.
- LIU TUNGSHENG, AN ZISHENG, YUAN BAOWIN, HAN JIAMAQ: The loess-paleosol sequence in China and climatic history. - In: Episodes. - Ottawa 8 (1985). - S. 21 - 28
- LOCKER, S.; MARTINI, E.: Phytoliths from the southwest Pacific, Site 591. - In: Initial Rep. DSDP. - Washington 90 (1986). - S. 1079 - 1084
- LOMOV, S. V.: Fossil soils in loesses and some peculiarities of their diagnostics in Tajikistan. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. No. 41, "Neogene-Quaternary Boundary". - Moskva: Nauka, 1980. - S. 108 - 113
- Characteristic features of the Anthropogene loess accumulation and pedogenesis in Tajikistan. - INQUA, XIth Intern. Congr. Moscow 1982, Abstr. I. - Moscow, 1982. - S. 199
- LÖSCHER, M.: Die präwürmzeitlichen Schotterablagerungen in der nördlichen Iller-Lech-Platte. - In: Heidelberger geogr. Arb. - Heidelberg 45 (1976). - S. 1 - 157
- LÖSCHER, M.; DABELSTEIN, J.; LEGER, M.; SCHIES.: Pedologische Untersuchungen in den Deckschichten des oberen Hochterrassenschotter im Günztal und ihre Aussagen für die Stratigraphie in der Iller-Lech-Platte. - In: Heidelberger geogr. Arb. - Heidelberg, 49 (1979). - S. 179 - 193
- LÖSCHER, M.; MÜNZING, K.; TILLMANN, W.: Zur Paläogeographie der nördlichen Iller-Lech-Platte und zur Genese ihrer Schotter im Altpleistozän. - In: Eiszeitalter u. Gegenwart. - Hannover 28 (1978). - S. 68 - 82
- LOWRIE, W.; ALVAREZ, W.: One hundred million years of geomagnetic polarity history. - In: Geology. - Boulder 9 (1981). - S. 392 - 397
- LUDWIG, A. O.: Stratigraphische Untersuchungen des Pleistozäns der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. - Geologie, Beih. 42. - Berlin (1964). - S. 1 - 143
- LÜTTIG, G.: Die Quartärforschung im Lichte der modernen Anforderungen der Angewandten Geologie. - In: Eiszeitalter u. Gegenwart. - DOI: <https://doi.org/10.2312/zip.1990.113>

- MACOUN, J.: The significance of the north Moravian Pleistocene for stratigraphical correlation of the Central European Quaternary. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 6. - Prague, 1981. - S. 198 - 204
- MAGLIO, V. J.: Vertebrate faunas and chronology of hominid bearing sediments east of Lake Rudolf, Kenya. - In: Nature. - London 239 (1972). - S. 379 - 385
- MAI, H. D.; MAJEWSKI, J.; UNGER, K. P.: Pliozän und Altpleistozän von Rippersroda in Thüringen. - In: Geologie. - Berlin 12 (1963). - S. 765 - 815
- MAI, D. H.; WALTHER, H.: Die pliozänen Floren von Thüringen, Deutsche Demokratische Republik. - In: Quartärpaläontologie. - Berlin 2 (1988). - S. 55 - 297
- MALAEVA (MALAYEVA), J. A.; DEVJATKIN, E. V.: Pliocene-Pleistocene history of vegetation of the northern Mongolia and southern Transbaikalian Mountainous Belt. - In: INQUA, Xth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. III. - Moscow, 1983. - S. 168
- MANGERUD, J.; MILLER, G.: Amino acid age of marine Holsteinian sites in Germany and Denmark. - In: INQUA, Subcomm. on European Quatern. Stratigr., Symp. Abstr. - Hamburg, 1986. - S. 23
- MANIA, D.: Altpleistozäne Molluskenfaunen im unteren Unstruttal. - In: Aktuelle Probleme der Quartärgeologie in der DDR, Exkursionsf. u. Kurzref. - Berlin, 1972. - S. 19 - 28
- Paläoökologie, Faunenentwicklung und Stratigraphie des Eiszeitalters im mittleren Elbe-Saalegebiet auf Grund von Molluskengesellschaften. - Geologie, Beih. 78/79. - Berlin (1973). - S. 1 - 175
- Die Molluskenfaunen aus den Travertinen von Burgtonna. - In: Quartärpaläontologie. - Berlin 3 (1978). - S. 69 - 85
- Zur Molluskenfauna aus der jungpleistozänen Deckschichtenfolge über dem Travertin von Burgtonna in Thüringen. - In: Quartärpaläontologie. - Berlin 3 (1978). - S. 203 - 205
- Zur Chronologie des Travertinkomplexes und seines altpaläolithischen Fundhorizontes bei Bilzingsleben. - In: Ethnogr.-Archäol. Z. - Berlin 24 (1983). - S. 203 - 215
- Die Siedlungsspuren des Homo erectus von Bilzingsleben. - In: Bilzingsleben III. Homo erectus - seine Kultur und seine Umwelt, hrsg. von D. MANIA; T. WEBER. - Berlin: VEB Dt. Verl. d. Wissensch., 1986. - S. 9 - 64
- MANIA, D.; TÖPFER, V.: Königsau. Gliederung, Ökologie und mittelpaläolithische Funde aus der letzten Eiszeit. - In: Veröff. Landesmus. Vorgesch. - Halle 26 (1973). - S. 1 - 146
- MANKINEN, E. A.; DALRYMPLE, G. B.: Revised geomagnetic polarity

- time scale for the interval 0 - 5 m.y. B.P. - In: J. geophys. res. - Washington 84 (1979). - S. 615 - 626
- MARSHALL, L. G.; BUTLER, R. F.; DRAKE, R. E.; CURTIS, G. H.; TED-FORD, R. H.: Calibration of the great American interchange. - In: Science. - Washington 204 (1979). - S. 272 - 279
- MARSHALL, L. G.; BUTLER, R. F.; DRAKE, R. W.; CURTIS, G. M.: Calibration of the beginning of the age of mammals in Patagonia. - In: Science. - Washington 212 (1981). - S. 43 - 45
- MARSHALL, L. G.; BUTLER, R. F.; DRAKE, R. W.; CURTIS, G. H.: Geochronologie of type Uquian (Plio-Pleistocene) land mammal ages, Argentina. - In: Science. - Washington 216 (1982). - S. 986 - 989
- MARSHALL, L. G.; WEBB, S. D.; SEPKOVSKI, J. J. Jr.; RAUP, D. M.: Mammalian evolution and the great American interchange. - Science. - Washington 215 (1982). - S. 1351 - 1357
- MARSHALL, L. G.; PASCUAL, R.; CURTIS, G. H.; DRAKE, R. E.: South American geochronology: Radiometric time scale for Middle to Late Tertiary mammal-bearing horizons in Patagonia. - In: Science. - Washington 195 (1977). - S. 1325 - 1328
- MARTINI, E.: Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Proc. II. Planctonic Conf. Roma 1970. II. ed. by A. FARINACCI. - Rom, 1971. - S. 739 - 785
- MARTON, P.: Paleomagnetism of the Mende Brickyard exposure. - In: Acta Geol. Acad. Sci. Hung. - Budapest 22 (1979). - S. 403 - 407
- MARUSZCZAK, H.: Problems of stratigraphy of loesses in Poland. - In: Guide book of Internat. Symp. "Problems of the stratigraphy and paleogeography of loesses"/ed. by H. MARUSZCZAK. - Warszawa, 1985. - S. 63 - 80
- MAYEWSKI, P. A.: Glacial geology and late Cenozoic history of the Transantarctic Mountains, Antarctica. - In: Ohio State Univ., Inst. Polar. Stud., Rep. No. 56. - Columbus, 1975. - S. 1 - 168
- MAYHEW, D. F.; STUART, A. J.: Stratigraphy and taxonomic revision of the fossil vole remains (Rodentia, Microtinae) from the lower Pleistocene deposits of eastern England. - In: Phil. Trans. Roy Soc., B. - London 312 (1986). - S. 431 bis 485
- MEIN, B.: Biozonation du Neogene mediterranean a partir des Mammiferes. - In: Rep. Comm. Mediterr. Neogene Stratigr. Working. Group. - Bratislava, 1975. - S. 79 - 91
- MENKE, B.: Vegetationsgeschichte und Florenstratigraphie Nordwestdeutschlands im Pliozän und Frühquartär. Mit einem Beitrag zur Biostratigraphie des Weichselfrühglazials. - In: Geol. Jahrb. - Hannover A26 (1975). - S. 3 - 151
- MENKE, B.; TYNNI, R.: Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstell/Ditmarschen und ihre Bedeutung für die mit-

- teleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. - In: Geol. Jahrb. - Hannover A76 (1984). - S. 3 - 120
- MENSCHING, H.: Geomorphologie der Hohen Rhön und ihres südlichen Vorlandes. - In: Würzburger geogr. Arb. - Würzburg 4/5 (1957). - S. 47 - 88
- MERCER, H. J.: Glaciation in southern Argentina more than two million years ago. - In: Science. - Washington 164 (1969). - S. 823 - 825
- Contrasts and similarities between the late Miocene and Pleistocene worlds. Glacial geological evidence from southern Argentina. - In: INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. II. - Moscow, 1982. - S. 187
- MERCER, H. J.; SUTTER, J. F.: Late Miocene-earliest Pliocene glaciation in southern Argentina: Implications for global ice-sheet history. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 38 (1982). - S. 185 - 206
- MESOLELLA, K. J.; MATTHEWS, R.K.; BROECKER, W. S.; THURBER, D. L.: The astronomical theory of climatic change: Barbados data. - In: J. Geol. - Chicago 77 (1969). - S. 250 - 274.
- MINKOV, M.: Über die Lößstratigraphie in Nordbulgarien. - In: INQUA, Internat. Arbeitstagung. der Lößkommission, Bulgarien 1970. - Sofia: Bulgar. Akad. d. Wiss., Komitee f. Geol., Geol. Inst., Akad. d. Landwirtschaftswiss., Inst. f. Bodenkunde., 1970. - S. 3 - 51
- MITCHELL, W. A.: Heavy minerals. - In: Soil components 2./ed. by J. E. GIESEKING. - Berlin: Springer, 1975. - S. 449 - 480
- MOJSKI, J. E.: Main stratigraphical glacial units of the Vistulian in the Polish Lowland. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 5. - Prague, 1979. - S. 183 - 197
- Outline of the Pleistocene stratigraphy in Poland. - In: Biul. Inst. Geol. - Warszawa 343 (1982). - S. 9 - 29
- Geology of Poland. I. Stratigraphy, Part 3b, Cainozoic, Quaternary. - In: Wyd. Geol. - Warszawa, 1985
- MORLEY, J. J.; HAYS, J. D.: Towards a high-resolution, global deep-sea chronology for the last 750,000 years. - In: Earth Planet. Sci. Lett. - Amsterdam 53 (1981). - S. 279 - 295
- MOVIUS, H. L.: Lower Paleolithic archaeology in southern Asia and the Far East. - In: Wistar Inst., Stud. in Phys. Anthropol. - No. 1, 1949. - S. 17 - 82
- The lower Paleolithic cultures of southern and eastern Asia. - In: Trans. Amer. Phil. Soc. N. S. - Philadelphia 38 (1949).
- MULLINS, C. E.: Magnetic susceptibility of the soil and its significance to soil science. - In: J. soil. sci. - Oxford 28 (1977).

- S. 223 - 246
- NAKAGAWA, H.: Magnetostratigraphy of the Pliocene-Pleistocene boundary. - In: G. Geol.(2). - Bologna 41 (1977). - S. 315 - 329
- Neogene/Quaternary boundary and correlation of Vrica section. - In: Field Conf. Neogene/Quaternary Boundary, India 1979, Proc. - Calcutta, 1981. - S. 107 - 111
- Correlation of the Neogen-Quaternary transition between Calabria (Italy) and Boso Peninsula (Japan). - In: INQUA, Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. II. - Moscow, 1982. - S. 209
- NAKAGAWA, H.; HAYASHIDA, A.; YOKOYAMA, T.: Stratigraphy of the Plio-Pleistocene around Osaka, Southwest Japan. - In: INQUA, XIth Intern. Congr. Canada, Progr. with Abstr. - Ottawa, 1987. - S. 230
- NAKAGAWA, H.; NIITSUMA, N.; MITSUNASHI, T.; ODA, M.; TAKAYAMA, T.; SAKAI, T.: Plio-Pleistocene stratigraphy in Boso Peninsula, Central Japan. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. No. 41, "Neogene-Quaternary Boundary", Third Rep. Plio-Pleistocene boundary in Japan/ed. by M. ITIHARA; Y. KUWANO. - Kyoto, 1982. - S. 70 - 80
- NAGATA, T.: Rock magnetism. - Tokyo: Maruzen Comp., 1961. - S. 1 - 350
- NAGATA, T.; AKIMOTO, S.; UYEDA, S.: Reverse thermo-remanent magnetism. - In: Proc. Japan Acad. - Tokyo 27 (1951). - S. 643 - 645
- NANDA, A. C.: Stratigraphic distribution of certain mammalian species in the Upper Siwalik Subgroup (Plio-Pleistocene) of Chandigarh, India. - In: INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. II. - Moscow, 1982. - S. 210
- NÉEL, L.: Some theoretical aspects of rock magnetism. - In: Phil. Mag. Suppl. Adv. Phys. - London 4 (1955). - S. 191 - 243
- NELSON, C. S.; HENDY, C. H.; JARRETT, G. R.; CUTHBERTSON, A. M.: Near synchronicity of New Zealand alpine glaciations and Northern Hemisphere continental glaciation during the past 750 ky. - In: Nature. - London 318 (1985). - S. 361
- NEMKOVA, V. K.: Sostojanie izučennosti flor i rastitl'nosti pliocena i plejstocena preduralja. - In: AN SSSR, Baškirkiskij filial, Inst. Geol. - Ufa, 1977. - S. 5 - 14
- NIKIFOROVA, K. V.: Obšaja stratigrafičeskaja škala verchnepliocenovyh i četvertičnyh (antropogenovyh) otloženij na territorii SSSR. - In: Stratigrafija SSSR, Četvertičnaja sistema/Red. E. V. ŠANCER. - Moskva, Nedra, 1982. - S. 120 bis 129
- NIKIFOROVA, K. V.; DODONOV, A. J.: The Neogen-Quaternary boundary. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. No. 41, "Neogene-Quaternary Boundary", sborn. dokl. - Moscow, Nauka, 1980. - S. 3 - 275
- NIKIFOROVA, K. V.; IVANOVA, I. K.; KIND, N. V.: Aktual'nye pro-

- blemy chronostratigrafii četvertičnoj sistemy. - In: Novye dan-nye po geochronologii četvertičnogo perioda. - Moskva: Nauka, 1987. - S. 15 - 23
- NIKIFOROVA, K. V.; KRASNOV, I. I.; ALEKSANDROVA (ALEXANDROVA), L. P.; VASILEV (VASILYEV), J. M.; KONSTANTINOVA, N. A.; ČEPALYGA (CHEPALYGA), A. I.: Chronostratigrafičeskaja schema verchnepliocenovych-antropogenovych otloženij evropejskoj časti SSSR. - In: Četvertičnye geologija i geomorfologija. - Moskva: Nauka, 1980. - S. 65 - 67
- NIKONOV, A. A.: Dating of late Pliocene and Pleistocene deposits of the Pamirs by physical methods. - In: INQUA, XIIth Intern. Congr. Canada 1987, Progr. with Abstr. - Ottawa, 1987. - S. 233
- NISHIMURA, S.; YOKOYAMA, T.: Fission-track ages of volcanic ashes of core samples of Lake Biwa and the Kobiwako Group. - In: Contrib. on the Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, No. 85. - Otsu (1975). - S. 138 - 142
- NIKOVICH, D.; BURCKLE, L. H.: Absolute age of the base of the hominid-bearing beds in Eastern Java. - In: Nature. - London 275 (1978). S. 306 - 307
- NOACK, K.-H.: Das Quartär auf der Lausitzer Platte im Raum Dittersbach, Rossendorf und Dresden-Klotzsche. - In: Beiträge zum Quartär im Südosten der DDR und zu den Beziehungen zwischen Quartärforschung und angewandter Quartärgeologie, Exkursionsf. Treff. Sekt. Quartärgeologie, Dresden 1970. - Berlin, 1970. - S. 24 - 39
- OLAUSSON, E.; SVENONIUS, B.: The relation between glacial ages and terrestrial magnetism. - In: Boreas. - Oslo 2 (1973). - S. 109 - 115
- OPDYKE, N. D.; JOHNSON, N. M.; JOHNSON, G. D.; LINDSAY, E. H.; TAHIRKHELI, R. A. K.: Paleomagnetism of the Middle Siwalik formations of northern Pakistan and rotation of the Salt Range décollement. - Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 37 (1982). - S. 1 - 15
- OPDYKE, N. D.; KENT, D. V.; LOWRIE, W.: Details of magnetic polarity transitions recorded in a high deposition rate deep-sea core. - In: Earth planet. Sci. Lett. - Amsterdam 20 (1973). - S. 315 - 324
- OPDYKE, N. D.; LINDSAY, E. H.; JOHNSON, N. M.; DOWNS, T.: The paleomagnetism and magnetic polarity stratigraphy of the mammal-bearing section of Anza Borrego State Park, California. - In: Quaternary res. - Washington 2 (1977). - S. 316 bis 329
- OPDYKE, N. D.; LINDSAY, E. H.; JOHNSON, G. D.; JOHNSON, N. M.; TAHIRKHELI, R. A. K.; MIRZA, M. A.: Magnetic polarity stratigraphy and vertebrate paleontology of the Upper Siwalik Subgroup of

- Northern Pakistan. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* - Amsterdam 22 (1979). - S. 1 - 34
- O'REILLY, W.: Rock and mineral magnetism. - Glasgow: Blackie and Son Lim., 1984. S. 1 - 220
- O'REILLY, W.; BANERJEE, S. K.: The mechanism of oxidation in titanomagnetites: A magnetic study. - In: *Min. Mag.* - London 36 (1967). - S. 29 - 34
- PACHOMOV, M. M.; NIKONOV, A. A.: O pliocenovom oledenenií kokbajskom mezlednikov'e Pamira. - In: *Izv. AN SSSR, ser. geol.* - Moskva 8 (1977) - S. 126 - 134
- PACHOMOV, M. M.; PEN'KOVA, A. M.; JERŠOVA, L. N.: Ciklinost' klimatičeskogo processa i ego otažženie v palinologičeskich dannyh po kajnozoju Pamiro-Alaja. - In: *Boundary between the Neogen and Quaternary system.* - Moskva: Nauka, 1980. - S. 177 - 189
- PEČSI, M.: Is typical loess older than one million years? - In: *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols/ed. by M. PEČSI.* - *Geograph. Res. Inst., Hung. Acad. Sci.* - Budapest, 1984. - S. 213 - 224
- PEČSI, M.; SCHEUER, G.; SCHWEITZER, F.: The role of travertines in geomorphological and chronostratigraphical research. - In: *INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. II.* - Moscow, 1982. - S. 240
- PENCK, A.; BRÜCKNER, F.: Die Alpen im Eiszeitalter. 1 - 3. - Leipzig: Tauchnitz, 1909, - S. 1 - 1199
- PETROV, O. M.: Geologic history of the Bering Strait in Late Cenozoic. - In: *Beringia in Cenozoic. Thes. rep. All-Union Symp. "The Bering Land Bridge and its role for the history of Holarctic floras and faunas in the Late Cenozoic", Chabarovsk 1973.* - Vladivostok, 1976. - S. 28 - 32
- PEVZNER, M. A.: Paleomagnetic studies of Pliocene-Quaternary deposits of Pridniestrovie. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* - Amsterdam 9 (1970). - S. 215 - 219
- POAG, C. W.: Neogene stratigraphy of the submerged U.S. Atlantic margins. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* - Amsterdam 47 (1984). - S. 103 - 127
- POSPELOVA, G. A.; GNIŠIDENKO, Z. N.: Magnetostratigrafičeskie razrezy neogenovych i četvertičnyh otloženij severnoj Azii i jugovostočnoj evropy i problemy ich korreljacji. - In: *Geofizečeskie metody v regionalnoj geologii, AN SSSR, Sib. Otd.* - Novosibirsk, 1982. - S. 76 - 94
- PRÄGER, F.: Neue Beobachtungen zur stratigraphischen Einstufung der präglazialen Elbeschotter von Ottendorf-Okrilla. - In: *Z. geol. Wiss.* - Berlin 3 (1975). - S. 1111 - 1123
- Zur Stratigraphie der Elbeterrassen und glazigener Bildungen der

- Elstereiszeit bei Dresden. - Z. geol. Wiss.- Berlin 12 (1984). - S. 727 - 733
- PRICE, R. A.: Global change: Geological process, past and present. - Episodes. - Ottawa 9 (1986). - S. 91 - 94
- RAMPINO, M. R.: Possible relationships between changes in global ice volums, geomagetic excursions, and the eccentricity of the Earth orbit. - In: Geology. - Boulder 7 (1979). - S. 584 - 587
- REES, A. I.: The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric. - Sedimentology. - Amsterdam 4 (1965). - S. 257 - 271
- REPENNING, C. A.: Palearctic-Nearctic mammalian dispersal in the late Cenozoic. - In: The Bering Land Bridge/ed. by P. M. HOPKINS. - Stanford: Stanford Univ. Press., 1967. - S. 288 - 311
- Faunal exchanges between Siberia and North America. - In: Wirbeltierevolution und Faunenwandel im Känozoikum/hrsg. von W.-D. HEINRICH. - Berlin, 1983. - S. 333 - 346 (Schriftenr. geol. Wiss., 19/20)
- RICHMOND, G. M.: Status of correlation of Pleistocene glacial advances in the United States. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 9. - Paris, Prague, 1983. - S. 65 - 69
- RIO, D.; RUGGERI, G.; SPROVIERI, R.: Remarks on the chronostratigraphic classification of lower Pleistocene. - In: INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. I. - Moscow, 1982. - S. 265
- ROBINSON, P. H.; BARRETT, P. J.: Antarctic Cenozoic glacial workshop. - In: New Zealand Antarct. Res. - Wellington 6 (1984). - S. 29 - 35
- ROTHER, K.: Magnetostratigraphie im Quartär der Ostsee. - Zentralinst. für Physik d. Erde, AdW DDR, Unveröff. Abschlußber. - Potsdam, 1988. - S. I-IV, 1 - 229
- RÓŻYCKI, S. Z.: Principles of stratigraphic subdivision of Quaternary of Poland. - In: Quatern. Stud. Poland. - Poznan 2 (1980). - S. 99 - 166
- RUGGERI, G.; SPROVIERI, R.: A revision of Italian Pleistocene stratigraphy. - Geol. Rom. - Roma 16 (1977). - S. 131 bis 136
- RÜHLE, E.: The Quaternary in Poland. - In: INQUA, VIIth Internat. Congr. Abstr. - Warszawa, 1965. - S. 1 - 76
- RUSKE, R.: Die Schichtenfolge im Borntal bei Zeuchfeld. - In: Aktuelle Probleme der Quartärgeologie in der DDR. Exkursionsf. hrsg. vom Vorst. Dt. Ges. geol. Wiss. - Berlin, 1972. - S. 17 - 18
- RYAN, W. B. F.: Stratigraphy of late Quaternary sediments in the eastern Mediterranean. - In: The Mediterranean Sea/ed. by D. J.

- STANLEY. - Stroudsburg: Dowden, Hutchinson, Ross, 1972. - S. 149 bis 169
- SAEMUNDSON, K.: Outline of the geology of Iceland. - In: 26th Internat. Geol. Congr. Paris 1980, Excursions 163 C, 164 C, Iceland. - Paris, 1980. - S. 7 - 28
- ŠANČER (SHANTSER), E. V.; GANEŠIN (GANESHIN), G. S.; KRASNOV, I. I.; LAVRUŠIN (LAVRUSHIN), Y. A.; NIKIFOROVA, K. V. VANGENGEIM, E. A.; ZARRINA, E. P.: Results and prospects of the Quaternary study in the USSR. - In: INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. II. - Moscow, 1982. - S. 288 - 289
- ŠANČER, E. V.; VANGENGEIM, E. A.; GANEŠIN, G.S.; ZARRINA, E. P.; KRASNOV, I. I.; NIKIFOROVA, K.V.: Četvertičnaja sistema. Polutom 1. - Moskva: Nedra, 1982. - S. 5 - 16
- SARNA-WOJCICKI, A. M.; MEYER, C. E.; ROTH, P. H.; BROWN, F. H.: Ages of tuff beds at East African early hominid sites and sediments in the Gulf of Aden. - In: Nature. - London 313 (1985). - S. 306 - 308
- SAVAGE, D. E.: Late Cenozoic vertebrates of the San Francisco Bay region. - In: Univ. of Calif. Publ. in Geol. Sci. (Bull). - Berkeley 28 (1951). - S. 215 - 314
- ŠČĚKINA, N. A.: Istorija flory i rastitel'nosti juga evropejskoj casti SSSR v pozdnem miocene - rannem pliocene. - Kiev: Naukova dumka, 1979. - S. 1 - 196
- SCHAEFER, I.: Sur la division du Quaternaire dans l'avant pays des Alpes en Allemagne. - In: INQUA, 4. Internat. Congr. Roma 1956, Abstr. - Roma, 1956.
- SHELLMANN, W.: Experimentelle Untersuchungen über die sedimentäre Bildung von Goethit und Hämatit. - In: Chemie der Erde. - Jena 20 (1959). - S. 104 - 135
- SCHNITKER, D.: Climate variability and deep ocean circulation: evidence from the North Atlantic. - In: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 40 (1982). - S. 213 - 234
- SCHULTZ, C. B.; SCHULTZ, M.: The Quaternary deposits in Nebraska in the Central Great Plains. - In: INQUA, XIIth Intern. Congr. Canada 1987, Progr. with Abstr. - Ottawa, 1987. - S. 260
- SCHULTZ, C. B.; HILLERUD, J. M.: Climatic change and the extinction of large mammals during the Quaternary. - In: Trans. Nebraska Acad. Sci. - Lincoln VI (1978). S. 95 - 105
- SCHWERTMANN, U.; FISCHER, W. R.; TAYLOR, R. M.: New aspects of iron oxides formation in soils. - In: X. Internat. Congr. Soil Sci. Abstr. VI. - 1974. - S. 273
- SCHWERTMANN, U.; MURAD, E.; SCHULZE, D. G.: Is there Holocene hematite formation in soils under humid temperate climate? - In: Geoderma. - Amsterdam 27 (1982). - S. 209 - 223

- SEIFERT, W.: Anwendung der Röntgenphasenanalyse in den Geowissenschaften. - AdW d. DDR, Zentralinst. für Physik d. Erde, Mskr. - Potsdam, 1981. - S. 1 - 20
- SEMENENKO, V. N.; PEVZNER, M. A.: Korrelacija verchnego miocena i pliocena Ponto-Kaspija po biostratigrafičeskim i paleomagnitnym dannym. - In: Izv. AN SSSR, ser. geol. - Moskva 1 (1979). - S. 5 bis 15
- ŠER (SHER), A. V.; KAPLINA, T. N.: Scientific excursion on problem "Late Cenozoic of the Kolyma Lowland", XIVth Pacific Sci. Congr. - Moscow, 1979. - S. 1 - 114
- SEYFARTH, H.-H., KEUNE, H.: Phasenanalyse fester Rohstoffe und Industrieprodukte. - Leipzig: Dt. Verl. Grundstoffindustrie, 1980. - S. 1 - 174
- SELLI, R.; ACCORSI, C. A.; BANDINI MAZZANTI, M.; BERTOLANI MARCHETTI, D.; BIGAZZI, G.; BONADONNA, F. P.; BORSETTI, A. M.; CATI, F.; COLALONGO, M. L.; D'ONOFRIO, S.; LANDINI, W. MENESINI, E.; MEZETTI, R.; PASINI, G.; SAVELLI, C.; TAMPIERI, R.: The Vrica section (Calabria, Italy). A potential Neogen/Quaternary boundary stratotype. - In: G. Geol. (2). - Bologna 42 (1977). - S. 181 - 204
- SHACKLETON, N. J.: The oxygen isotope stratigraphy record of the late Pleistocene. - In: Phil. Trans. Roy. Soc. - London B280 (1977). - S. 169 - 182
- SHACKLETON, N. J.; BACKMAN, J.; ZIMMERMAN, H.; KENT, D. V.; HALL, M. A.; ROBERTS, D. G.; SCHNITKER, D.; BALDAUF, J. G.; DESPRAIRIES, A.; HOMRIGHAUSEN, R.; HUDDLESTON, P.; KEENE, J. B.; KALTENBACK, A. J.; KRUMSIEK, K. A. O.; MORTON, A. C.; MURRAY, J. W.; WESTBERG-SMITH, J.: Oxygen isotopes calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic. - In: Nature. - London 307 (1984). - S. 620 - 623
- SHACKLETON, N. J.; MATTHEWS, R. K.: Oxygen isotope stratigraphy of late Pleistocene coral terraces in Barbados. - Nature. - London 268 (1977). - S. 618 - 620
- SHACKLETON, N. J.; OPDYKE, N.D.: Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year scale. - In: Quatern. res. - Washington 3 (1973). - S. 39 - 53
- SHACKLETON, N. J.; OPDYKE, N. D.: Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. - Nature. - London 270 (1977). - S. 5216 - 5219
- SHUEY, R. T.; BROWN, F. H.; CROES, M. K.: Magnetostratigraphy of the Shungura formation, south-western Ethiopia: fine structure of the lower Matuyama polarity epoch. - In: Earth Planet. Sci. Lett. - Amsterdam 23 (1974). - S. 249 - 260

- ŠIBRAVA, V.: Zur Stellung der Tschechoslowakei im Korrelierungssystem des Pleistozäns in Europa. - In: Sbor. geol. ved., Anthropozoikum. - Praha 8 (1972). - S. 5 - 218
- Economic aspects of Quaternary studies. - In: An. Acad. brasil. Cienc. suppl. - Rio de Janeiro 47 (1975). - S. 161 - 164
- SIESSER, W. G.: Aridification of the Namib Desert: Evidence from ocean cores. - In: Antarctic glacial history and world palaeoenvironments/ed. by E. M. VAN ZINDEREN BAKKER. - Rotterdam: Balke-ma, 1978. - S. 105 - 112
- SIESSER, W. G.; DINGLE, R. V.: Tertiary sea-level movements around Southern Africa. - In: J. Geol. - Chicago 89 (1981). - S. 83 - 96
- SIMONARSON, L. A.: On climatic changes in Iceland. - In: 26th Internat. Geol. Congr. Paris 1980, Excursions 163 C, 164 C, Iceland. - Paris, 1980. - S. 44 - 46
- SINGH, G.; OPDYKE N. D.; BOWLER, J. M.: Late Cainozoic stratigraphy, palaeomagnetic chronology and vegetational history from Lake George, N. S. W. - In: J. geol. Soc. Australia. - Sydney 28 (1981). - S. 435 - 452
- SMITH, J. D.; FOSTER, J. H.: Geomagnetic reversal in Brunhes normal polarity epoch. - In: Science. - Washington 163 (1969). - S. 565 - 567
- STACEY, F. D.: A generalized theory of thermoremanence, covering the transition from single domain to multidomain magnetic grains. - In: Phil. Mag. - London 7 (1962). - S. 1887 - 1900
- STACEY, F. D.; BANERJEE, S. K.: The physical principles of rock magnetism. - Developments in solid earth geophysics. 5. - Amsterdam, London, New York: Elsevier, 1974. - S. 1 - 195
- STEARNS, C. E.: Pliocene-Pleistocene emergence of the Moroccan Meseta. - In: Geol. Soc. Amer. Bull. - Boulder 89 (1978). - S. 1630 - 1644
- STEDING, D.: Das Quartär in der südöstlichen Oberlausitz. - In: Die glazigenen Bildungen im Südosten der DDR und ihre Beziehungen zum angrenzenden periglaziären Gebiet im Norden der CSSR. Exkursionsf./hrsg. von d. Ges. Geol. Wiss. DDR. - Berlin, 1976. - S. 6 - 12
- STEIN, R.: Late Neogene changes of paleoclimate and paleoproductivity off Northwest Africa. (D.S.D.P. S 397). - In: Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol. - Amsterdam 49 (1985). - S. 47 - 59
- STEINMÜLLER, A.: Die Schichtenfolge von Süßenborn und Voigtstedt und die Gliederung des Mittelpleistozäns. - In: Geologie. - Berlin 21 (1972). S. 149 - 165
- Quartäre Ablagerungen und nutzbare Gesteine im südlichen Harz-

- vorland und am Kyffhäuser. - In: Ergebnisse quartärgeologischer Untersuchungen in Thüringen. Exkursionsf. Treff. Sekt. Quartärgeol. Erfurt 1969/hrsg. von A. STEINMÜLLER. - Berlin, 1970. - S. 41 - 56
- Tertiär. - In: Geologie von Thüringen/hrsg. von W. HOPPE; G. SEIDEL. - Gotha, Leipzig: H. Haack, 1974. - S. 717 - 742
- STEINMÜLLER, A.; UNGER, K. P.: Känozoikum. - In: Geologie von Thüringen/hrsg. von W. HOPPE; G. SEIDEL. - Gotha, Leipzig: H. Haack, 1974. - S. 845 - 862
- STILLER, H.; FRÖLICH, F.: Studies on rock forming magnetic minerals. - In: Z. Geophys. - Würzburg 30 (1964). - S. 13 - 20
- STOJKOV, S.: Novi pliocenski Lamellibranchiata ot Severa Bulgaria (II. cast). - In: God. na Sofijskija Univ., Geol.- Geograf. Fak., Kniga 1. - Sofia 63 (1970). S. 35 - 48
- Novi dannî za pliocena pri gr. Silistra. - In: God. na Sofijskija Univ., Geol.-Geograf. Fak., Kniga 1. - Sofia 66 (1974). - S. 31 - 35
- STREMME, H. E.: Correlation of the Quaternary paleosols. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 8. - Kyoto, 1982. - S. 208 - 217
- Pedostratigraphy of glaciated and non-glaciated areas in western Europe. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 9. - Paris, Prague, 1983. - S. 140 - 14
- STREMME, H. E.; SARNTHEIN, M.; MANGINI, A.: Holstein paleosols: Stratigraphic age and correlation with delta ¹⁸O-stratigraphy. - In: INQUA, Subcomm. on European Quatern. Stratigr., Symp. Abstr. - Hamburg, 1986. - S. 27
- STRIEGLER, R.: Das Eem von Schönfeld. Schichtenfolge, Fossilfunde und kryogene Störungen. - In: "25 Jahre AK Quartärgeologie der GGW", Kurzfref. u. Exkursionsf./hrsg von d. Ges. Geol. Wiss. DDR u. Zentr. Geol. Inst. - Berlin, 1986. - S. 25 - 29
- STRIEGLER, R.; STRIEGLER, U.: Schichtenfolge, Fossilführung und Lagerungstörungen im Eem-Profil von Schönfeld, Kr. Calau (Vorläufige Mitteilung). - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 15 (1987). - S. 327 - 336
- STUART, A. J.: A comparison of the Middle Pleistocene mammal faunas of Voigtstedt (Thuringia, GDR) and West Runton (Norfolk, England). - In: Quartärpaläontologie. - Berlin 4 (1981). - S. 155 - 163
- SUC, J.-P.: Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. - In: Nature. - London 307 (1984). - S. 429 - 432
- Distribution latitudinale et etagement des association vegetales

- au Cenozoique superieur dans laire ouest mediterraneenne. - In: Bull. Soc. geol. France. - Paris 5 (1989). - S. 541 - 550
- SUC, J.-P.; ZAGWIJN, W. H.: Plio-Pleistocene correlations between the northwestern Mediterranean region and north-western Europe according to recent biostratigraphic and palaeoclimatic data. - Boreas. - Oslo 12 (1983). - S. 153 - 166
- SULEJMANOVA, F. I.: Rezul'taty paleomagnitnykh issledovanij v predural'e. Itogi biostratigrafičeskich, litologičeskich i fizičeskich issledovanij pliocena i plejstocena volgo-ural'skoj oblasti. - In: AN SSSR, Baškirkij filial, Inst. Geol. - Ufa, 1977. - S. 103 - 111
- SUN DIAN-GING; CHOU HU-LIN; WU XI-HAO: Brief notes on Quaternary glaciations in China. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 6. - Prague, 1981. - S. 244-262
- SUZUKI, M.; WIKARNO: Fission track ages of pumice tuff, tuff layers, and javites of homifossil bearing formations in Sangiran, Central Java. - In: INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. II. - Moscow, 1982. - S. 322
- SVITOČ, A. A.; BOJARSKAJA, T. D.; VOSKRESENSKAJA, T. N.: Razrez novejšich otloženíj Altaja. - Moskva: Izdat. MGU, 1978. - S. 1 - 208
- TAIRA, A., LIENERT, B. R.: The comparative reliability of magnetic, photometric and microscopic methods of determining the orientation of sedimentary grains. - In: J. Sediment. Petrol. - Oklahoma 49 (1979). - S. 759 - 772
- TAKEMURA, K.; HORIE, S.: Quaternary sediments in relation to glaciers and sea level changes in Japanese islands. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 8. - Kyoto, 1982. - S. 218 - 228
- TARLING, D. M.: Palaeomagnetism. Principles and applications in geology, geophysics and archaeology. - London, New York: Chapman and Hall, 1983. - S. 1 - 379
- TAYLOR, R. M.: Influence of chloride on the formaton of iron oxides from Fe(II)chloride. I. Effect of (Cl)/(Fe) on the formation of magnetite. - Clay and Clay Minerals. - London 32 (1984). - 167 - 174
- THOUVENY, N.; BONIFAY, F.: New chronological data on European Plio-Pleistocene faunas and hominid occupation sites. - In: Nature. - London 308 (1984). - S. 355 - 358
- TGL 25234/07, Fachbereichsstandard Geologie: Stratigraphie. Stratigraphische Skala der DDR. Quartär. - Berlin, 1981. - S. 1 - 17
- THIEDE, J.: Reworking in Upper Mesozoic and Cenozoic central Pacific deep-sea sediments. - In: Nature. - London 289 (1981). - S. 667 - 670

- TILLMANN, W.: Zur Geschichte von Urmain und Urdonau zwischen Bamberg, Neuburg/Donau und Regensburg. - In: Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln. - Köln 30 (1977). - S. 1 - 198
- TRUBICHIN, V. M.: Paleomagnetism i stratigrafija akčagyl'skich otloženiij zapadnoj Turkmenii. - Moskva: Nauka, 1977. - S. 3 - 80
- TUCHOLKA, P.: Magnetic polarity events in Polish loess profiles. - BJul. Inst. Geol. - Warszawa 305 (1977). - S. 117 bis 123
- TURLO, S. I.: Paleophytogeography of Ukraine during the late Cenozoic. - In: INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. II. - Moscow, 1982. - S. 334
- Pleistocene stages in the middle Dnieper Basin by evidence of spore-pollen analysis of loesses. - In: Lithology and stratigraphy of Loess and Paleosols/ed. by M. PECSI. - Budapest: Geogr. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., 1984. - S. 225 - 227
- TURNER, P.: Continental red beds. - Amsterdam: Elsevier, 1980. - S. 1 - 562
- UNGER, K. P.: Quartär. - In: Geologie von Thüringen/hrsg. von W. HOPPE; G. SEIDEL. - Gotha, Leipzig: H. Haack, 1974. - S. 742 - 781
- Gliederungstabelle der quartären Flußablagerungen im südlichen Randbereich des skandinavischen Vereisungsgebietes. - Z. geol. Wiss. - Berlin 4 (1976). - S. 797 - 799
- UNGER, K. P.; GESANG, H.; BOSE, U.; SCHRAMM, H.: Quartäre Ablagerungen im Zentralen Thüringer Becken und im nördlichen Vorland des Thüringer Waldes und ihre lagerstättenkundliche Bedeutung. - In: Exkursionsf. Treff. Sekt. Quartärgeologie Erfurt 1969/hrsg. von A. STEINMÜLLER. - Berlin, 1969. - S. 67 - 82
- URBAN, B.: Vegetationsgeschichtliche Untersuchungen zur Gliederung des Altquartärs der niederrheinischen Bucht. - In: Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln. - Köln 34 (1978). - S. 1 - 165
- Bio- und Magneto-Stratigraphie Plio/Pleistozäner Ablagerungen in der Niederrheinischen Bucht. - In: Acta Geol. Acad. Sci. Hung. - Budapest 22 (1979). - S. 153 - 160
- Biostratigraphic correlation of the Kärlich interglacial, North-western Germany. - In: Boreas. - Oslo 12 (1983). - S. 83 - 90
- Palynology' of central European loess-soil sequences. - In: Lithology and stratigraphy of loess and paleosols/ed. by M. PECSI. - Budapest: Geograph. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., 1984. - S. 230 - 248
- VAIL, P. R.; HARDENBOL, J.: Sea level changes during the Tertiary. - In: Oceanus. - Woods Hole 22 (1979). - S. 71 - 79
- VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; THOMPSON, S.: Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4. Global cycles of relative changes of sea level. - In: Seismic stratigraphy. Applica-

- tion to hydrocarbon exploration. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem. - Tulsa 26 (1977). - S. 83
- VAN DEN BOGAARD, P.; SCHMINCKE, H.-U.: Aschenlagen als quartäre Zeitmarken in Mitteleuropa. - In: Geowissenschaften. - Weinheim 6 (1988). - S. 75 - 84
- VAN DER HAMMEN, T.; GONZALES, E.: Holocene and late glacial climate and vegetation of paramo de Palacio (Eastern Cordillera, Columbia, South America. - In: Geologie en Mijnbouw. - Den Haag 39 (1960). - S. 737 - 746
- VAN DER HAMMEN, T.; WIJMSTRA, T. A.; ZAGWIJN, W. H.: The floral record of the late Cenozoic of Europe. - In: The late Cenozoic glacial ages/ed. by K. K. TUREKIAN. - New Haven, London: Yale Univ. Press, 1971. - S. 391 - 424
- VANGENGEIM, E. A.: Geological age and zoogeographic structure of the mammal faunas from Kuruksay and Lakhuti localities.- In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. No. 41, "Neogene-Quaternary Boundary". - Moscow: Nauka, 1980. - S. 273
- VAN HOUTEN, F. B.: Ferric oxides in red beds as palaeomagnetic data. - In: J. Sediment. Petrol. - Tulsa 31 (1961). - S. 296 - 300
- VAN MONTFRANS, H. M.: Palaeomagnetic dating in the North Sea Basin. - Acad. Proefschrift. - Rotterdam: Princo N. V., 1971. - S. 1 - 113
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M.: Late-Mesozoic and Tertiary palaeoenvironments of the Sahara region. - In: Antarctic glacial history and world palaeoenvironments/ed. by E. M. VAN ZINDEREN BAKKER. - Rotterdam: Balkema, 1978. - S. 129 - 135
- VEKLIČ (VEKLICH), M. F.: Pleistocene loesses and fossil soils of the Ukraine. - In: Acta Geol. Acad. Sci. Hung. - Budapest 22 (1979). - S. 35 - 62
- VEKLIČ (VEKLICH), M. F.; SIRENKO, N. A.: Interregional paleopedological Pleistocene correlation of the USSR loess regions. - In: Lithology and stratigraphy of loess and paleosols/ed. by M. PECSI. - Budapest: Geograph. Res. Inst. Hung. Acad. Sci., 1984. - S. 249 - 257
- VELIČKO (VELICHKO), A. A.; FAUSTOVA, M. A.: Basic problems of the correlation of glaciations in late and middle Pleistocene in the USSR. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 6. - Prague, 1981. - S. 271 - 279
- VELIČKO (VELICHKO), A. A.; FAUSTOVA, M. A.; ARCHIPOV (ARKHIPOV), S. A.; ISAEVA, L. L.; BESPALY, V. G.: Quaternary glaciations in East Europe and Northern Asia. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere",

- Rep. No. 9. - Paris, Prague, 1983. - S. 241 - 248
- VELIČKO (VELICHKO), A. A.; MARKOVA, A. K.; MOROZOVA, T. D.; Methods of absolute and relative geochronology in loess-soil stratigraphy and its correlation with the rhythmicity of oceanic bottom deposits. - In: *Novye dannye po geochronology cetverticnogo perioda.* - Moskva: Nauka, 1987. - S. 23 - 31
- VERHOOGEN, J.: The origin of thermoremanent magnetization. - In: *J. geophys. res.* - Washington 64 (1959). - S. 2441 - 2449
- VIETE, G.: Braunkohlentagebau Berzdorf an der Eigen. - In: *Beiträge zum Quartär der Lausitz und zu Fragen der angewandten Quartärgeologie, Kurzfref. u. Exkursionsf.* - Berlin, 1964. - S. 37 - 46
- VIRINA, E. T.; ZAŽIGIN, V. S.; ŠER, A.V.: Paleomagnitnaja charakteristika tipovych mestonachozdenij oljorskogo faunisticeskogo kompleksa. - In: *Izv. AN SSR, ser. geol.* - Moskva 11 (1984). - S. 61 - 72
- VOLLSTÄDT, H.; STILLER, H.: Vergleichende Betrachtungen zu thermomagnetischen und differentialthermonalytischen Messungen an natürlichen und synthetischen Eisenoxiden. - In: *Mitt. Geomagn. Inst.* - Potsdam Nr. 201 (1964). - S. 41 - 49
- VONDRA, C. F.; BURGGRAF, P. R.; WHITE, H. J.: The Plio-Pleistocene: Sediments, environments, and geochronology along the Karari escarpment, East Turkana, Kenya. - In: *Trans. Nebraska Acad. Sci.* - Lincoln vi (1978). S. 19 - 32
- VOZNJACUK (VOZNACHUK), L. N.: Problemy glacijestocena Vostočno-Evropskoj ravniny, problemy Plejstocena. - In: *AN Belorussk. SSR, Inst. Geochim. Geofiz.* - Minsk: Nauka i Technika, 1985. - S. 8 - 25
- WAGENBRETH, O.; EISSMANN, L.: Quartär und Tertiär im Weißeelster-Becken. - In: *Das Pleistozän im sächsisch-thüringischen Raum, Exkursionsf.* - Berlin, 1962. - S. 121
- WAGNER, M.: Mollusc fauna of the Paks loess profile. - In: *Acta Geol. Acad. Sci. Hung. Budapest* 22 (1979). - S. 433 - 441
- WALKER, T. R.: Formation of red beds in modern and ancient deserts. - In: *Geol. Soc. Amer. Bull.* - Boulder 78 (1967). - S. 353 - 3368
- WANG NAIWAN; HE XIXAN: Biostratigraphic succession of the marine and terrestrial Quaternary in North China. - In: *Paper of Chinese Geol. submitt. to Xith INQUA Congr., Ministry of Geol. Min. Resourc, Chin. Acad. Geol. Sci.* - Bejdjing, 1982. - S. 9-1 - 9-8
- WAYNE, W. J.; CORTE, A.: Multiple Glaciations of the Cordon del Plata, Mendoza, Argentina. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* - Amsterdam 42 (1983). - S. 185 - 209

- WEBB, P. N.; HAARWOOD, D. M.; McKELVEY, B. C.; MERCER, J. H.; STOTT, L. D.: Cenozoic marine sedimentation and ice-volume variation on the East Antarctic craton. - In: *Geology*. - Boulder. - 12 (1984). - S. 287 - 291
- WEST, R. G.; WILSON, D. G.: Cromer Forest Bed Series. - In: *Nature*. - London 209 (1966). - S. 497 - 498
- WEN QI-ZHONG; YANG WEI-HUA; DIAO GUI-YI; SUN FU-QING; YU SU-HUA; LIU YOU-MEI: The evolution of chemical elements in loess of China and paleoclimatic conditions during loess deposition. - In: *Lithology and stratigraphy of loess and paleosols*/ed. by M. PECSI. - Budapest: Geogr. Res. Inst. Hung. Akad. Sci, 1984. - S. 161 - 181
- WHYBROW, P. J.; McLURE, H. A.: Fossil mangrove roots and palaeoenvironments of the Miocene of the eastern Arabian Peninsula. - In: *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* - Amsterdam 32 (1980/1981). - S. 213 - 225
- WIEGANK, F.: Erste Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen quartärer Lockersedimente in der DDR. - In: *Z. geol. Wiss.* - Berlin 3 (1985). - S. 1103 - 1109
- Untersuchungen zur paläomagnetischen Datierung von Lössen und Terrassensedimenten im Norden der Volksrepublik Bulgarien. - In: *Z. geol. Wiss.* - Berlin 5 (1977). - S. 373 - 384
 - Ergebnisse paläomagnetischer Untersuchungen im Travertinkomplex von Bilzingsleben. - *Ethnogr.-Archäol. Z.* - Berlin 20 (1979). - S. 620 - 627
 - Palaeomagnetic dating and correlation of Quaternary deposits in the GDR. - In: IUGS-UNESCO IGCP, Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No. 5. - Prague, 1979. - S. 254 - 262
 - Ergebnisse magnetostratigraphischer Untersuchungen im höheren Känozoikum der DDR. - In: *Z. geol. Wiss.* - Berlin 10 (1982). - S. 737 - 744
 - Beitrag zur Chronostratigraphie und Entwicklung der Großsäugerfaunen von Europa auf geochronologisch-magnetostratigraphischer Grundlage. - In: *Wirbeltier-Evolution und Faunenwandel im Känozoikum*/hrsg. von W.-D. HEINRICH. - Berlin, 1983. - S. 355 - 380 (Schriftenr. geol. Wiss.; 19/20)
 - Magnetostratigraphische Untersuchungen zur Datierung und Korrelation regionalgeologisch-struktureller Entwicklungsetappen der Lithosphäre im Käno/Mesozoikum auf dem Territorium der DDR. Tabelle petro-paläomagnetischer Daten des höheren Känozoikums der DDR und von Vergleichsgebieten. - Unveröff. wiss. Ber. I u. II, Zentralinst. für Phys. d. Erde. - Potsdam, 1984. - S. 1 - 207

- Untersuchungen zur Chronostratigraphie des Mittel- und Jungquartärs der DDR. - In: Z. geol. Wiss. - Berlin 15 (1987). - S. 263 - 279
- Palaeomagnetic anomalies of the Brunhes polarity zone from the GDR and the Peoples Republic of Bulgaria and their correlation with polarity excursions. - In: The geomagnetic field in Quaternary. - Veröff. d. Zentralinst. für Physik d. Erde. - Potsdam, 1990). - (im Druck)
- WILLIAMSON, P. G.: Evidence for an early Plio-Pleistocene rain-forest expansion in East Africa. - In: Nature 315 (1985). - S. 487 - 489
- WOILLARD, G.: Comparison between the chronology from the beginning of the classical Eemian to the beginning of the classical Würm in Grande Pile peatbog, and other chronologies in the world. - In: IUGS-UNESCO IGCP Proj. 73/1/24, "Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere", Rep. No 4. - Prague, 1977. - S. 72 - 82
- WOJTANOWICZ, J.: Klimatyczne cykle rozwoju rzeźby Wyżny lubelskiej i jej północnego przedpola w dolnym i środkowym plejstocenie. - In: Przew. Ogólnopol. Zjazdu Pol. Tow. Geograf. - 1 (1984). - S. 93 - 95
- WOLDSTEDT, P.: Quartär. - Stuttgart: Enke Verl., 1969. - S. 1 - 263
- WOLF, L.: Die elster- und präelsterkaltzeitlichen Terrassen der Elbe. - In: Z. geol. Wis. - Berlin 10 (1980). - S. 1267 - 1280
- WOLLIN, G.; ERICSON, D. B.; RYAN, W. B. F.: Variations in magnetic intensity and climatic changes. - In: Nature 232 (1971). - S. 549
- WOODRUFF, F.; SAVIN, S. M.; DOUGLAS, R. G.: Miocene stable isotope record: a detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications. - In: Science. - Washinton 212 (1981). - S. 665 - 668
- WÜST, E.: Untersuchungen über das Pliozän und ältere Pleistozän Thüringens nördlich vom Thüringer Walde und westlich der Saale. - In: Abh. naturwiss. Ges. - Halle 23 (1901). - S. 17 - 352
- YASKAWA, K.: Reversals, excursions and secular variations of the geomagnetic field in the Brunhes normal polarity epoch. - In: Contr. paleolimnol. of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene, No. 50. - Tokyo, 1974. - S. 77 - 88
- YEMANE, K.; BONNEFILLE, R.; FAURE, H.: Palaeoclimatic and tectonic implications of Neogene microflora from the North-western Ethiopian highlands. - In: Nature. - London 318 (1985). - S. 653 bis 656
- YOKOYAMA, T.: Magnetostratigraphy and chronostratigraphy of the Plio-Pleistocene in parts of Asia, India, Indonesia and Japan. -

- In: INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. I. - Moscow, 1982. - S. 342
- YOKOYAMA, T.; HEHANUSSA, P. E.: Paleogeography of Lake Toba, deduced from magnetostratigraphy and chronostratigraphy of "Toba Tuffs", Sumatra, Indonesia. - In: INQUA, XIth Internat. Congr. Moscow 1982, Abstr. I. - Moscow, 1982. - S. 343
- YONEKURA, N.; OTA, Y.: Sea-level changes and tectonics in the late Quaternary. - In: Recent Progress of Natural Sciences in Japan, Quatern. Res. - Tokyo 11 (1986). - S. 17 - 34
- ZAGWIJN, W. H.: Pollen-analytic investigations in the Tiglian of the Netherlands. - Meded. Geol. Sticht. N. S. - Maastricht 16 (1963). - S. 49 - 71
- Bemerkungen zur stratigraphischen Gliederung der pliopleistozänen Schichten des niederländisch-deutschen Grenzgebietes zwischen Venlo und Brüggen. - In: Z. dt. geol. Ges. - Hannover 125 (1974). - S. 11 - 16
- Variations in climate as shown by pollen analysis, especially in the lower Pleistocene of Europe. - In: Ice age Ancient and modern/ed. by A. E. WRIGHT; F. MOSELEY. - Liverpool Seel House Press, 1975. - S. 137 - 152 (Geol. J. Spec. Iss. No. 6)
- An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. - In: Geologie en Mijnbouw. - Dordrecht 64 (1985). - S. 17 - 24
- Holsteinian to Eemian stratigraphy in the Netherlands. - In: INQUA, Subcomm. on European Quatern. Stratigr., Symp. Hamburg, Abstr. - Hamburg, 1986. - S. 29 - 30.
- ZAGWIJN, W. H.; DE JONG, J.: Die Interglaziale von Bavel und Leerdam und ihre stratigraphische Stellung im niederländischen Frühpleistozän. - In: Meded. rijks geol. dienst. - Haarlem 37 (1983/1984). - S. 155 - 169
- ZAGWIJN, W. H., VAN MONTFRANS, H. M.; ZANDSTRA, J. G.: Subdivision of the "Cromerian" in the Netherlands; pollenanalysis, palaeomagnetism and sedimentary petrology. - In: Geol. en Mijnb.. - Dordrecht 50 (1971). - S. 41 - 58
- ZÖLLER, L.; STREMMER, H. F.; WAGNER, G. A.: Thermolumineszenz-Datierung an LÖB-Paläoboden-Sequenzen von Nieder-, Mittel- und Oberrhein. - In: Max-Planck-Inst. für Kernphysik Heidelberg. - Heidelberg 29 (1987). - S. 1 - 25
- ZUBAKOV v. A.; BOGATINA, N. V.; PISAREVSKIJ, S. A.: Detal'noe rasčlenenie, stratigrafičeskij obem i vozrast karangatskogo gorizonta pričernomorja. - In: Dokl. AN SSSR, Geologija. - Moskva 267 (1982). - S. 426 - 429
- ZUBAKOV, V. A.; BORZENKOVA, I. I.: Paleoklimaty pozdnego kajnozozja. - Leningrad: Gidrometeoizdat., 1983. - S. 1 - 116
- ZUCHIEWICZ, W.: Configuration of Quaternary deposits in the middle

part of Dunajec drainage. - In: Biul. Inst. Geol. - Warszawa 348 (1985). S. 45 - 87

ZUDIN, A. N.; NIKOLAEV, S. V.; GALKINA, L. T.; BUTKEEVA, O. J.; EFIMOVA (EPHIMOVA), L. J.; PANYCEV, V. A.; PONOMAREVA, E. A.: Obosnovaniye stratigrafičeskoj shemy neogenovych i četvertičnyh otloženíj kuznezkoj kotloviny. - In: Problemy stratigrafii i paleogeografii plejstocena sibli. K XI. Kongressu INQUA v SSSR, Moskva 1982. . - Trudy Inst. Geol, Geofiz. No. 521. Novosibirsk: Izdat. Nauka, 1982. - S. 133 bis 149

Abkürzungen

a	arid	H	Holozän
ä, Ä	älterer	Hä	Hämatit
AlB	Altenburger Boden	HeK	Helme-Kaltzeit
ALM	Auflichtmikroskopie	HFS	Hauptfundschiicht
Am	Amphibol	HoW	Holstein-Warmzeit
An	Anatas		
ÄSEL	Älterer Senftenberger	I	Interglazial
	Elbelauf	Il	Ilmenit
ÄZGS	Älterer Zersatzgrobsschotter	Ist	Interstadial
B	Boden	j, J	jüngerer
BEL	Bautzener Elbelauf	JPl	Jungpleistozän
BK	Bodenkomplex	JSEL	Jüngerer Senftenberger
BrBT	Brösener Bänderton		Elbelauf
BT	Bänderton	JZGS	Jüngerer Zersatz-
			grobsschotter
CARM	charakteristische remanente		
	Magnetisierung	k	kalt
CrW	Cromer-Warmzeit	K	Kaltzeit
CRM	Chemoremanenz	KA	Komponentenanalyse
		Kf	Kalifeldspat
DeBT	Dehlitzer Bänderton	KM	Kryomer
DöW	Dömnitz-Warmzeit	kor	korrodiert
DRM	Sedimentationsremanenz	KRWs	Kalbsrieth-Roßleben-
			Wendelsteiner Schotter
EI,II	Elster-I,II		
EeW	Eem-Warmzeit	l	limnisch
EK	Elster-Kaltzeit	Leu	Leukoxen
EMF	Erdmagnetfeld	Li	Limonit
EMW	Eichenmischwald	Lö	LÖB
		LoB	Lommatzcher Boden
F	Formation		
FB _n	fossiler Boden	M	Grundmoräne
gfl	glazifluviatil	Ma	Mahliser Komplex
gl	glazilimnisch	MFT	Mittlere Früh-
Gl	Glied, Member		pleistozäne Terrasse
Go	Goethit	Mh	Maghemit
		Mh/Mt	Maghemitisierung
Greig	Greigit	Mi	Mindel
GS	Grobsschotter	MiBt	Miltitzer Bänderton
		mKi	mittlere Kiese
		MPl	Mittelpleistozän
h	humid		

Mr	Martit	Sp	Spinell
Mr/Mt	Martitisierung	St	Stadial
Mt	Magnetit	syns	synsedimentär
MuT	Muschelton		
		T	Ton
NRM	natürliche remanente Magnetisierung	TF	Tranitzer Fluviatil
		Ti	Titanit
o	oberes	TiMt	Titanomagnetit
OFT	Obere Frühpleistozäne Terrasse	TL	Thermolumineszenz- Methode
oKi	obere Kiese	TM	Thermomer
Ol	Olivin	TMA	Thermomagnetische Analyse
Op	Opazit-Entmischung	TRM	Thermoremanenz
		U	Schluff
PDRM	postsedimentäre Magnetisierung	UFT	Untere Frühpleistozäne Terrasse
Ph	Pyrrhotin	uKi	untere Kiese
Pl	Pleistozän		
Pli	Pliozän	v. h.	vor heute
pr	präsedimentär	VoW	Voigtstedt-Warmzeit
ps	postsedimentär	VRM	viskose Remanenz
PSN	postsedimentäre Neubildung		
Px	Pyroxen	w	warm
Py	Pyrit	W	Warmzeit
PZS	Polaritätszeitskala	W1,2	Weichsel-1,2
		Z	Zirkon
Q	Quartär	ZK	Zersatzkiese
RB	rezenter Boden	ZKS	Zersatzkiesserie
Reu	Reuver		
Ri	Riß		
RiB	Rittmitzer Boden		
RPA	Röntgenphasenanalyse		
Ru	Rutil		
RÜW	Rügen-Warmzeit		
			<u>Signaturen</u>
SI, IŦ	Saale-I, III	+	vorhanden
Si	Siderit	-	nicht vorhanden
SIS	¹⁸ O-Stufe	o	nicht untersucht
SISK	¹⁸ O-Skala	?	fraglich
SK	sekundäre Komponente		
SK	Saale-Kaltzeit		
SmEL	Schmiedeburger Elbelauf		

Tab. 31. Bestand magnetischer Minerale nach RPA (a), ALM (b) und TMA (c) und Indikationen postsedimentärer Mineralneubildungen PSM bzw. sekundärer Komponenten SK (3 - häufig; 2 - verbreitet; 1 - selten; ? - fraglich; -/+ Indikationen fehlend bzw. vorhanden; o - nicht untersucht; Mr/Mt - Magnetit nach Magnetit; pr - präsedimentär; kor - korrodiert).

Profil Proben	Sediment Stratigraphie	Mt			TiMt			Hä			Mh			Go			weitere Minerale Bemerkungen	PSN	SK
		a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c			
DDR																			
Neu Muckran																			
NM 11/3-38/3	U, Ä-JDry			1		1										a: Il, Am, Gt	-	-	
Stoltera																			
Sta 24/2-36/2	M (M ₅); W2					2		2								b: Py, Mr/Mt, pr;	-	-	
Sta 1/2-19/2	M (M ₄); W2		3			2		2	1										
Stolpe																			
Sto 1/1-11/2	M; W2					2		1									-	-	
Steinhöfel																			
Stei 12/2-18-3	M; W1		2			2		1		2							-	-	
Weißagk																			
Wei 33/3-49/3	M; SIII		2		2	2		2		1		2			b: Py, Ti, Il	-	-		
Wei 1/1-14/1	U; SII/SIII				2			2									-	-	
Rittnitz																			
Ri II/2/100-120	Lö; SIII		3		3	2		2							b: Mr/Mt, pr; Il, Ti,	-	-		
Ri II/1/16-19	Lö; AIB				2			2									+	+	
Ri II/1/5-41	Lö; RiB				2			2									+	+	
Profen																			
Pr 23-40/2	U; SI		2		2	2	2	2		2					a: Am, Il; b: Mr, kor.	-	-		
Rüdersdorf																			
Rü II/20-39	M; SI				2			2									-	-	
Peres I																			
Pe 64/1-69/1	M; SI		2		2	2		2							b: Py, Magnetit, Op	-	-		
Pirkau																			
Pi 38/1-43	M; SI							2							a: Am, Gt, Py, Il	o	o		
Bilzingsleben																			
Bi 2/3-46/3	U; Fu-Dö							1							a: Il	-	-		
Peres II																			
Pe 2/1-12/1	U; DeBt; EII	2			2							2			a: Grei, Si, Py, Il	-	-		
Pe 16/2-39/2	U; BrBt; EII	2			2	1		1							a: Si, Py, Am	-	-		
Pe 41/-46/2	U; MiBt; EII				2	2		2							a: Am	-	-		
Rüdersdorf II																			
Rü II/442-50	M; EII		2		2			2							b: Mh/Mt, pr	-	-		
Pirkau																			
Pi 28/1-33/1	M; EII				2	1		2							a: Si, Am, Gt, Il	-	o		
Pi 3/1-26/1	M; EII				2	1									a: Si	-	o		
Pi 1/1-37/2	M; EII		2					2							b: Py, Ti, Hä/Mt, pr	-	o		
Voigtstedt II																			
Vo II 19/1-32/1	M; EII	?						1							a: Il, Am, Px, Gt	o	o		
Vo II 19/2-32/1	M; EII		2		2			2							b: Py/Mr; Mt z.T. kor	o	o		
Vo II 1/1-1															b: Il	o	-		

Tab. 31. Fortsetzung

Profil Proben	Sediment Stratigraphie	Mt a b c	TiMt a b c	Hä a b c	Mh a b c	Go a b c	weitere Minerale Bemerkungen	pM	ok
Morschlitt									
Ho 6/3-71/3	T; Cr	?	2 2 2				a: Am, Gt, Il	-	-
76/2-83/2	T; Cr	?	3				a: Am, An	0	?
Wendelstein									
We 1/2-10/2	U; KRWS, Cr		3				a: Il	0	+
Voigtstedt I									
Vo I 4/1-13/3	U; HFS, Cr		2				a: Am, Gt, Ru	-	+
Vo I 14/1-51/1	U; HFS, Cr		3				a: Am, Gt; Go/Hä	+	+
Vo I 19/1-39/31	U; HFS, Cr	2	2 2 2			2	a: Il	+	+
Vo I 73/1-84/1	U; uKl, Cr		3				a: Il, Ru	?	?
Vo I 52/1-72/1	U; MuT, Cr	2				2		?	?
Mahlis									
Ma III 46/1-55/1	L62; Cr	3		2			b: Ti	-	-
Ma III 28-50	L62; Cr			2			a: Il	-	-
Kalberioth									
Ka 11/1-36/2	U; äKRWS, Cr?	2		2		2	b: Nafite, Op	+	+
Ka 11/2-16/2	U; äKRWS, Cr?			2			a: Il	0	+
M.-Untermaßfeld									
MU 1/3-12/4	U; JZGS, FPl	?		3			a: Il, Am, An	-	-
MU 14/2-32/2	U; HFS, FPl	?		3			a: An	-	-
Mittlerer Tonkopf									
Rh 7-14	U; JZGS, FPl		2	2				+	+
Pörsten									
Pö 17/1-22/1	U; UFT, FPl	2				2	b: Tonaggreg. mit Go	+	+
Niederschmalkalden (Schwallungen)									
Sn 42/2-55/2	U; ZGS, FPl	2		2			a: Gt	?	+
Sn 32/2-40/2	T; Pli			1			a: Py, Il, Am	-	-
Gerstungen									
Ge 43/2-51/4	U; JZGS, FPl	2	2	2 2 1			b: Mr/Mt, Py, Ti, Ru		
Ge 43/3-50	U; JZGS, FPl	?		2			a: Il, Am Gt, Ol	+	+
Breitungen									
Br 1/2-14/1	U; ZGS, FPl	2	2	2 2 1		2	b: Li, Mr/Mt	+	+
Meinigen I									
Rh 1-6	U; ÄZGS, FPl			2				+	+
Dänischer Berg									
DB 15/3-97/2	U; ÄZGS, FPl			2			a: Il, Am, Gt	+	+
DB 85/2-92/2	U; ÄZGS, FPl	2	2	2 2 ?			b: Ru, leukoxenisiert	+	+
Kleingießhübel									
Kg 50/2-62/3	U; BEL	2		1		1	a: Il	+	+
Kg 50/1-62/1	U; BEL	2	1	1		1	b: Mr/MT	+	+
Domsen									
Do 1/2-7/3	FS, U; OFT	2	1 1	1 1			b: Py, Ru, Li, Mr/MT	+	+

Tab. 31. Fortsetzung

Profil Proben	Sediment Stratigraphie	Mt			TiMt			Hä			Mh			Go			weitere Minerale Bemerkungen	psN	sK
		a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c			
Rippersroda																			
Rp 106/2-118/2	U, T; ZGS															a: Il	+	+	
Rp 108/1-116/1	U; ZGS	2					2	2	1							b: Mr/Mt, Ru	+	+	
Mordhausen-Petersdorf																			
MP 148/2-168/4	U, T; ZK															a: Il	+	+	
MP 148/3-183/1	U, T; ZK	2					1		1			1				b: Mh/Mt, Py, Ru, Ti	+	+	
Bittstedt																			
Bi 66/2-95/3	U; ZK	2					1									a: Il	+	+	
Bi 65-87/2	U; ZK	2					1									b: Py, Op	+	+	
Sülzfeld																			
Rh 58-65	U; MS											1					+	+	
Berga																			
Be 119/3-131/5	U, T; Reu	2			2	2	1	1	1	1	1	1	1			b: Mh/Mt, Py, Ti	+	+	
Kaltensundheim																			
Rh 24-37	U, T; Reu	2			2											b: Py	-	-	
Haselbach																			
Rh 73-75/1	U, FS; Pli	2			2				2	2			1			b: Mafite, Op	+	+	
Rh 69-72	U, FS; Pli				2												+	+	
Klotzsche																			
Kl 79/3-87/3	U; ÄSEL, Pli??															a: Il, Py	+	+	
VR Bulgarien																			
Ruse																			
Ru 41/2-77/2	Lö; L ₃ , FB ₃	2	2		2	2	2	2	2	1						a: Am, Py; b: Mh/Mt	(+)	(+)	
Ru 40/1-70/1	Lö; L ₃ , Wü1						2		1								-	-	
Ru 1/2-23/2	Lö; L ₂ -FB ₄																		
	Ri 1-2	?							3							a: Il	o	o	
Ru 73/1-80/1	Lö; FB ₂															b: Ti, Ru	+	(+)	
	Wü1/2	2							2										
Silistra I																			
Si 97/2-118/2	Lö; L ₃ -FB ₃															a: Il, Am, Pr, Gt	o	-	
	Wü1-2	1							1										
Kosar Belone																			
KB 70'-87'	Lö; RB, H								1								-	-	
KB 3'2-43'3	Lö; FB ₁ -L ₃								2							a: Am, Gt, Il	-	-	
KB 25'-41'1	Lö; L ₁ , Wü3	1			3	2		1				1				b: Il	-	(-)	
KB 230/2-254/2	Lö; L ₂ , Wü2								1	1						a: Il	-	-	
KB 169/2-186/2	Lö; FB ₃ , Ri/Wü								2	2	1					a: Il, Gt	(+)	(+)	
KB 170/1-185/2	Lö; FB ₃ , Ri/Wü	2			2			2		2		1				b: Hä in Schüppchen, Mh/Mt pr, Ru, Ti	+	+	
KB 112/2-130/2	Lö; L ₅ , Ri1	1							1							a: Il	(+)	+	
KB 27/1-48/2	Lö; FB ₃ , Mil/2	1			1	1			1	1		1				b: Mh/Mt pr	+	o	
KB 5/2-43/2	Lö; Mil/2								1							a: Am, Il	+	+	
Bregare																			
Bg 129-133	Lö; L ₇ , MI1						1		1								-	-	

Tab. 31. Fortsetzung

Profil Proben	Sediment Stratigraphie	Mt			TiMt			Hä			Mh			Go			weitere Minerale Bemerkungen	psM	sK
		a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c			
Siliistra II																			
Si II/120	U; ob. Pont	1			2											a: Il, An, Gt, An	+	+	
Si II/2	U; ob. Pont				2		3									a: An, Gt, An, Il	+	+	
Si II/3	U; ob. Pont				1		1									a: Il, An	+	+	
SFR Jugoslawien																			
Divaska Jama																			
DJ 1/2-10/72	U, T; FPl?				1	1	1	1									+	+	
Planaska Jama																			
PJ 2/2-21/2	U, T; FPl?	1			1											a: Il, Gt	+	+	

Tab. 32. Diagnose magnetischer Minerale nach thermomagnetischen Kennzeichen

	mA	Wendepunkt	Endpunkt	Kurve	Minerale; Umbildung
Stoltera	11	510°C	700°C	I	TiMt; Hä
m ₄	7			II	Hä, TiMt
Rittmitz	1,2	515	700	I	TiMt; Hä
Lö SIII	0,45	505		II	Hä, TiMT(10%)
Rittmitz	1,6	600	700	I	Mt, Hä; Hä
AlB	1,3			II	Hä, Mt
Rüdersdorf	6	580	700	I	TiMt, (Hä); Hä
EII	4			II	Hä, MT
Peres	4,4	525	700	I	TiMt; Hä
MiBT	1,2	525		II	Hä, Mt
Peres	2,8	350	480	I	TiMt, Grei; Mt
DeBT	1,8			II	TiMT
Voigtstedt I	10,0	580	700	I	Mt, Hä; Hä
HFS	7,0			II	Hä
Mittl. Tonkopf	1,25	350-500	700	I	Mh, Mt, Hä; Hä
	0,40			II	Hä
Gerstungen	2,5	460	700	I	TiMt, Hä; Hä
	0,8	640-590	700	II	Hä
Breitungen	1,1	580	700	I	Hä, (Mt); Hä
	1,1			II	Hä
Sülzfeld	0,3	(470)	700	I	Hä, (Mt);
	0,2			II	Hä
Haselbach	1,6	510	500	I	TiMt (stabil)
	1,2	490		II	TiMt
Kosar Belene	2,4	570		I	TiMt (stabil)
L ₁	2,4	510		II	TiMt
FB ₃	2,1	520	700	I	TiMt; Hä
	1,0			II	Hä, TiMt
Divaska Jama	0,8	580	700	I	Hä, (Mt); Hä
	0,6	580		II	Hä, (Mt)

Tab. 33. Korrelation der Frühweichselfolge in Mitteleuropa

Rederstall	Brörup	Odderade	Grande Pile	Samerberg	Kittlitz	Königsau	Bezeichnung	SIS
			Eowürn Ognon II	DA 27-29		III	Keller- Interstadial	5a1
WF V			Eowürn Stade II	DA 26			Schalkholz- Stadial	5a2
WF IVb		FW VI	Eowürn Ognon I ?		W IV	II	Odderade- Interstadial	5a3
WF IVa			St Germain II	DA 23-25 DA 22				
WF IIII		FW V	Helisey II	DA 21 DA 20	W V		Rederstall- Stadial	5b
WF IIb2				DA 19				
WF IIb1	W 5	FW IV	St Germain IC		W IV	1b	Brörup- Interstadial	5c
WF IIa3	W 3a-W 4			DA 18				
WF IIa2	W 3b-c	FW III	St Germain IB	DA 17 DA 16	W III		(Amersfoort- Interstadial)	
WF IIa1	W 3a	FW II	St Germain IA	DA 15 DA 14	W II	1a2		
WF Ic	W 2d-e							
WF Ib	W 2c	FW I	Helisey I	DA 13	W I		Herning- Interstadial	
WF Ia	W 2b W 1							
E VII	h	h	7b	DA 12	Eo 9	1a1	Eo- Interglazial	5e

NOTIZEN

Table with multiple rows and columns, containing faint text and numbers. The text is largely illegible due to low contrast and blurring. Some discernible elements include:

- Row 1:
- Row 2:
- Row 3:
- Row 4:
- Row 5:
- Row 6:
- Row 7:
- Row 8:
- Row 9:
- Row 10:
- Row 11:
- Row 12:
- Row 13:
- Row 14:
- Row 15:
- Row 16:
- Row 17:
- Row 18:
- Row 19:
- Row 20:

NOTIZEN

NOTIZEN

**AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE**

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde
Nr. 113

ANLAGEN 34 – 37

**Magnetostratigraphisch-geochronologische Untersuchungen
zur Geschichte des Plio-Pleistozäns in Mitteleuropa
und ihrer Beziehungen
zur globalen geologischen, paläoklimatischen
und paläoökologischen Entwicklung**

von
Friedrich Wiegank

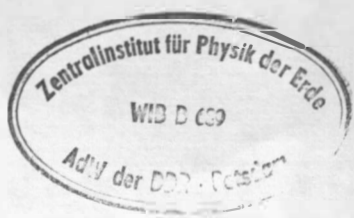


Herausgeber: Der Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde
Potsdam

Als Manuskript gedruckt
Potsdam 1990



Tabelle 37



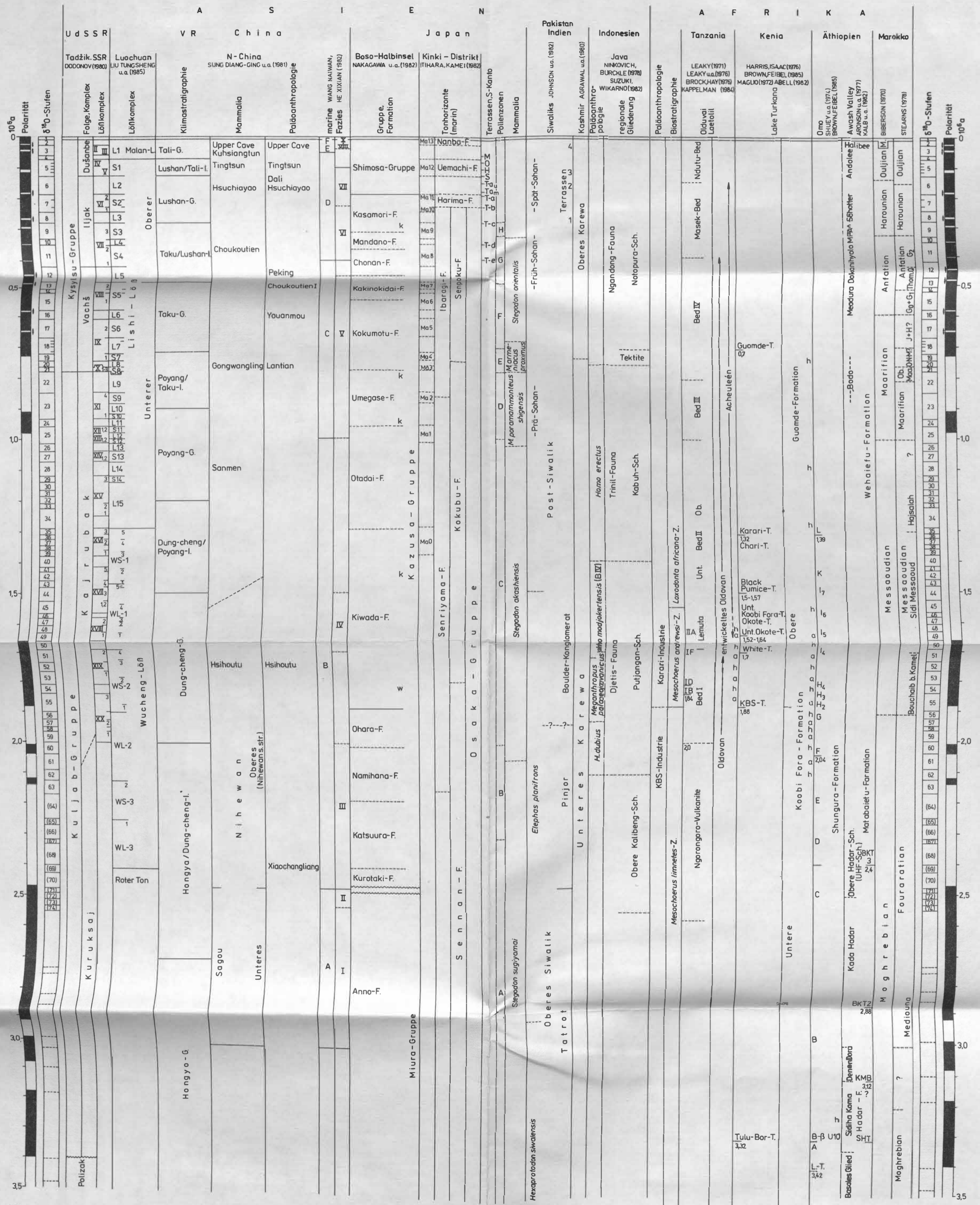


Tabelle 36



an 1990. 741

