

## 2 Paläoklima

### 2.1 Geologische Methoden

Unter veränderten Klimabedingungen können einzelne Prozesse innerhalb des Klimasystems einen anderen Stellenwert einnehmen als dies heute der Fall ist. Die Gültigkeit des in dieser Arbeit verwendeten Klimamodells unter den Klimabedingungen der Vergangenheit soll anhand geologischer Befunde belegt werden. Auch diese sind nicht perfekt. Um die mit einzelnen Nachweismethoden verbundenen Fehler insgesamt zu minimieren, wird in der Praxis versucht, so viele verschiedene Indikatoren wie möglich zu verwenden (*multi-proxy* Ansatz).

Mit einem kurzen Überblick über geologische Methoden und Erkenntnisse (siehe Tab. 1a-c) möchte ich ein Gefühl für Herkunft geologischer Daten vermitteln [Frenzel, 1967, Imbrie and Imbrie, 1981, Hillmer and Weitschat, 1983, Bradley, 1985, Berglund, 1986, Street-Perrott et al., 1989, Street-Perrott and Perrott, 1993, Lowe and Walker, 1997].

#### a) Geomorphologie (Oberflächenform): mittels Feldbeobachtung/Fernerkundung

<i>Erscheinung</i>	<i>mögliche Schlussfolgerungen</i>
Eisschilde	Ausdehnung, Dicke, Bewegung, Entstehung, Schmelzen, Klima
Periglazial (durch Frost geprägt)	Klima
Dünenfelder	Wind, (trockenere) Klimate
Flussterrassen, Seespiegelstände, Meeresspiegel	Klimaänderungen, (feuchtere) Klimate (v.a. niedere Breiten)

Tab. 1: Geologische Methoden: (a) Geomorphologie.

Neben den Indikatoren spielt die Datierung (siehe Tab. 2) der geologischen Befunde eine entscheidende Rolle. Jede der Methode hat ihren eigenen zeitlichen Anwendungsbereich (siehe Abb. 3). Die verwendeten Methoden müssen auf ihre *Präzision* (Unsicherheit, die mit jeder Art der Messung verbunden ist) und ihre *Genauigkeit* (inwieweit stimmt das wirkliche Alter mit dem durch die Datierung bestimmten überein) überprüft werden [Frenzel, 1967, Hillmer and Weitschat, 1983, Imbrie et al., 1984, Bradley, 1985, Bard et al., 1990, Lowe and Walker, 1997].

### 2.2 Das Quartär

Für den Ablauf des Klimas verantwortlich - und somit bedeutend für Paläoklima-Simulationen - sind zahlreiche, auf unterschiedlichen Zeitskalen agierende externe und interne Komponenten wie auch Wechselwirkungen innerhalb des Klimasystems. Eine

**b) Lithologie** (v.a. Sedimente): mittels Aufschlüssen, Bohrkernen

<i>Erscheinung</i>	<i>mögliche Schlussfolgerungen</i>
glaziale Sedimente	Gletscher, Sedimentquelle
periglaziale Sedimente	Temperatur, Wind
fossile Böden	Klima, Vegetation
äolische Sedimente	Wechsel warmer/kalter Klimate, Windstärke, Temperaturgradienten
Höhlsedimente, Karbonat-Ablagerungen	Temperatur, Niederschlag, Vegetation, Sauerstoff-Isotope -> Umgebungstemperatur
Moore, Seen, Sümpfe	Flora, Fauna, geomorphologische Prozesse, Klima
Tiefsee-Sedimente	biogen -> Vegetation, terrigen -> Sedimentquelle, <i>IRD</i> (= ice rafted debris), chemische Substanzen/Isotope -> Temperatur, Nährstoffe, Änderungen Ozeanzirkulation, Sauerstoff-Isotope -> globales Eisvolumen
Eis(bohrkerne)	Isotope, Staub, chemische Substanzen

Tab. 1: Geologische Methoden: (b) Lithologie.

wesentliche langzeitliche Komponente sind Veränderungen der Erdbahn, die anhand dreier orbitaler Parameter beschrieben wird. Darüber hinaus ergeben sich Fluktuationen durch Unterschiede des CO<sub>2</sub>- und Methangehaltes, des Staubes in der Atmosphäre, durch tektonische Aktivitäten, Ausdehnung von Inlandeisgebieten und damit verbundene Verlagerungen des Meeresspiegels und der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation, Vulkanismus oder Änderungen der Sonnenaktivität.

In seiner „Astronomischen Theorie“ nennt Milankovic [Milankovic, 1941] drei sich periodisch verändernde **orbitale Parameter**, die die zeitliche und räumliche Verteilung der auf die Erde einfallenden Sonnenstrahlung bestimmen: Die *Exzentrizität* der Erdbahn um die Sonne, das heißt das Maß, in dem die Erdbahn von einer Kreisbahn abweicht, die *Neigung der Erdachse*, also der Winkel zwischen der Rotationsachse der Erde und der Flächennormalen zur Ekliptik, und die *Lage der Äquinoktien*, also die Lage der Tag-und-Nacht-Gleichen auf dem Orbit [Berger, 1978]. Jeder dieser Parameter ändert sich mit einer bestimmten Periode (siehe Abb. 3).

Die Klimawirksamkeit dieser Parameter wurde mit einer Frequenzanalyse von Sauerstoffisotopen in Tiefseebohrkernen (siehe Abschnitt 2.1) erstmals eindrucksvoll untermauert [Hays et al., 1976], die besonders starke Signale bei etwa 100 000, 43 000, 24 000 und 19 000 Jahren zeigten, was sehr nahe an den Milankovic-Zyklen liegt. Das Isotopensignal, das an sich Auskunft über das globale Eisvolumen gibt, zeigt wiederum eine gute Übereinstimmung mit den Klimazyklen, die aus terrestrischen Proben abgeleitet wurden. Bereits Dansgaard konnte nachweisen, dass die Isotopen als Indikator für Änderungen der Jahresmitteltemperatur verwendet werden können [Dansgaard, 1964]. Da die Fre-

<b>c) Biologie</b>		
<i>Erscheinung</i>	<i>mögliche Schlussfolgerungen</i>	<i>Vorkommen</i>
nicht-marine Mollusken (zumeist schalenbildende Weichtiere)	Temperatur, Feuchte	Land, Frischwasser, auch in oxidierten Sedimenten (z.B. Loess), wo andere Fossilien (z.B. Pollen) fehlen
Wirbeltiere	Klima, Vegetation	Flüsse, Höhlen
Insekten, v.a. Käfer (Coleoptera)	Klima, Vegetation, bestimmte Mücken: pH-Werte, Nährstoffe, Salzgehalt umgebendes Wasser	Seen, Moraste, Moore
pflanzliche Mikrofossilien (auch Holz, Früchte, Samen)	Vegetation, Feuchte, atm. CO <sub>2</sub> (aus Stomata-Dichte)	Seen, Moraste, Moore, Böden, Dung, Misthaufen
Pollen	Klima, Vegetation(sausbreitung)	Seen, Moore, Böden, Höhlen, Ozean, Eisbohrkerne
Diatomeen (einzellige Algen)	Änderung Seewasserstand/ Meeresspiegel, Salzgehalt, chemische Zusammensetzung	Seen, flacher/tiefer Ozean
marine Mollusken	SSTs, Temperatur Wasser- säule, Änderung Meeresspiegel, Gletscherschmelze	Küstenregionen (Land/Meer), selten Tiefsee
Foraminiferen (schalenbildende Einzeller)	SSTs, Änderung Meeresspiegel, Salzgehalt, pH-Wert, Ozean- strömungen, Isotope	Küstenregionen, Schelf, Tiefsee
Ostracoden (Schalentiere)	SSTs, Änderung Meeresspiegel, Salzgehalt, pH-Wert, Ozean- strömungen, Isotope, Ober- flächenform Ozean	Seen, Ozean
marine Mikrofossilien (Radiolarien, Coccolithophoren)	SSTs, Änderung Meeresspiegel, Salzgehalt, pH-Wert, Ozean- strömungen, Isotope	Ozean
Pilze, Algen, Amöben, Korallen, ...		

Tab. 1: Geologische Methoden: (c) Biologie.

quenz der Milankovic-Zyklen bekannt ist, kann mit den Sauerstoff-Isotopen eine einige hunderttausend Jahre zurückreichende Zeitskala erstellt werden, gemäß einer Einteilung in **Sauerstoff-Isotopen-Stadien** (*OIS* = oxygen isotope stages) und **-Unterstadien** (*OISS* = oxygen isotope substages), wie zum Beispiel die SPECMAP-Skala [Imbrie et al., 1984].

Um die in dieser Arbeit diskutierten Simulationen zeitlich besser einordnen zu können und als Wiedergabe eines natürlichen Zyklus zu verstehen und auch um offen

<i>Methode</i>	<i>Prozess</i>	<i>Beispiele</i>
<b>direkte Altersbestimmung:</b>	(Gesteine, Sedimente, Fossilien)	
radiometrische Methode	radioaktiver Zerfall instabiler chemischer Elemente	Radiokarbon: $^{14}\text{C}$ (organisch) Kalium-Argon: $^{40}\text{K}$ (vulkanisch) Argon-Argon: $^{40}\text{Ar}$ (vulkanisch) Uran-Serien: $^{238}\text{U}$ , $^{235}\text{U}$ , $^{232}\text{Th}$ (Mineralien, Sedimente) 'fission track': Störungen Kristallgitter Lumineszenz-/Elektronen-spin-Resonanz: angeregte Elektronen
stufenweise Methode	regelmäßige Akkumulation von Sedimenten/ biologischem Material	Dendrochronologie (Baumringe) Warvenchronologie (jahreszeitliche See-Sedimente) Lichenometrie (Größe symbiotisch lebender Algen und Pilze) Jahresschichtungen Gletschereis
<b>indirekte Altersbestimmung</b>	regionales/globales Vorkommen bestimmter Sedimentmarken	Paläomagnetismus (Änderungen Erdmagnetfeld) Tephrochronologie (Asche-/Tephraschichten) Sauerstoff-Isotopen (Korrelation mit orbitalen Zyklen)
<b>relative Datierung</b>	Reihenfolge Fossilien/ Gesteine + zeitabhängige Veränderung Materie durch verschiedene Prozesse	stratigraphisches Prinzip (jung liegt über alt) Aminosäuren-Geochronologie (Zerfall Protein in Knochen/Schalen) Fluor-/Urangehalt Knochen (Anpassung an Umgebungsgestein) Stickstoffgehalt (entweicht Knochen) Perlitgehalt (Hydratisierung von Obsidian) Verwitterungsgrad Gesteine Pedogenese (Bodenbildung)

Tab. 2: Datierungsmethoden.

stehende Fragen aufzuzeigen, gebe ich einen kurzen Überblick über den Ablauf des Quartärs. Es existieren Projekte, diese Daten global zusammenzustellen, nicht zuletzt, um sie als Randbedingungen für Paläoklima-Simulationen zur Verfügung zu stellen [CLIMAP-members, 1981, COHMAP-members, 1988].

Von den vier großen erdgeschichtlichen Zeitaltern wird das letzte, das Känozoikum, in zwei Perioden eingeteilt (siehe Abb. 4), die frühere ist das Tertiär, die spätere das **Quartär**. Definiert man eine *Eiszeit* als einen Zeitraum, in dem zumindest im Bereich der Pole eine permanente Eisbedeckung vorzufinden ist, so muss man das Quartär als die gegenwärtige Eiszeit betrachten. Der Beginn des Quartärs wird um die Zeit vor 1,6 bis 1,8 Mio. Jahren definiert, wenngleich dessen charakteristische *Kaltzeiten*, hier definiert als Perioden großräumigen Eisvorstoßes bis zum Teil in die mittleren Breiten, wahrscheinlich bereits vor 2,5 bis 2,6 Mio. Jahren begannen [Lowe and Walker, 1997]. Mar-

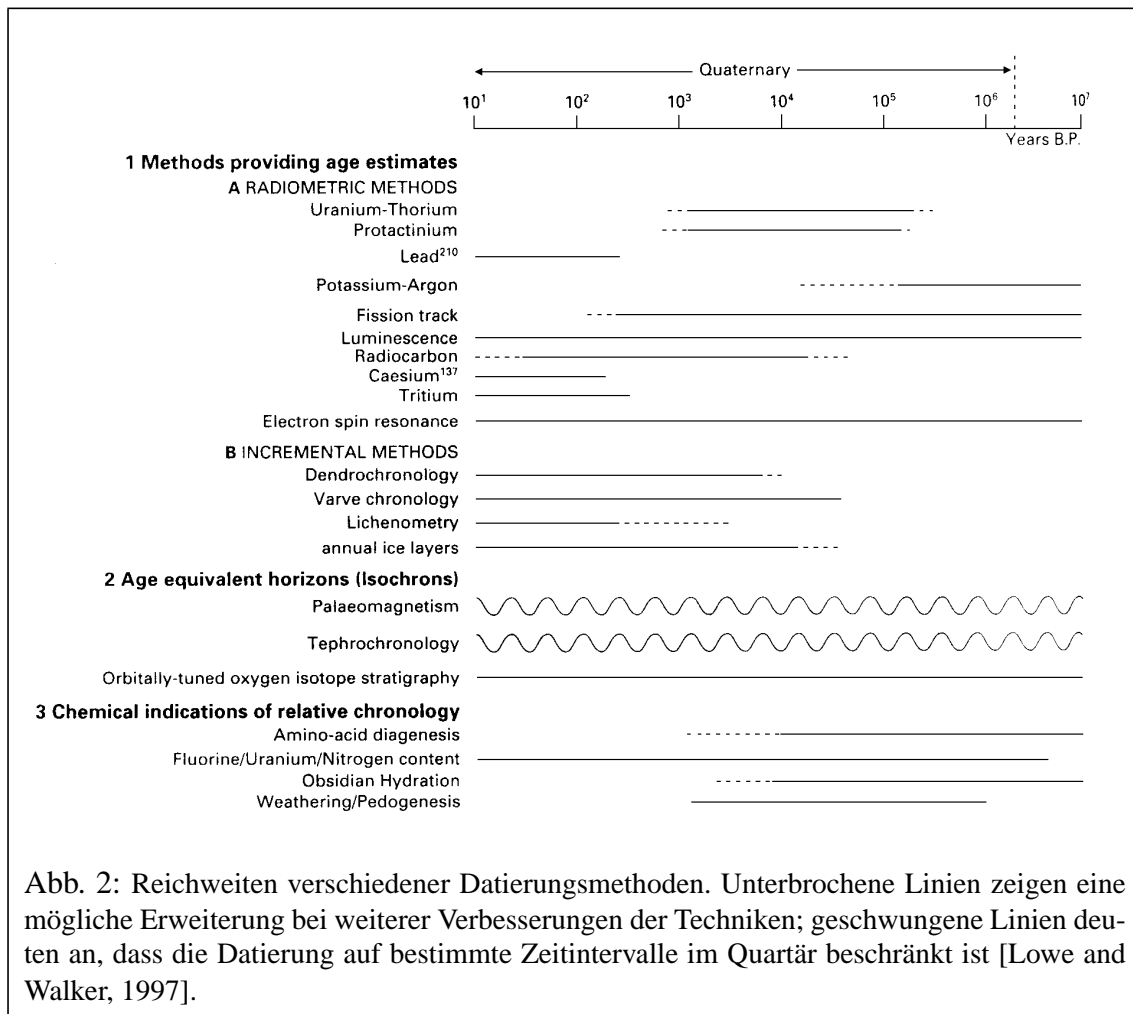


Abb. 2: Reichweiten verschiedener Datierungsmethoden. Unterbrochene Linien zeigen eine mögliche Erweiterung bei weiterer Verbesserungen der Techniken; geschwungene Linien deuten an, dass die Datierung auf bestimmte Zeitintervalle im Quartär beschränkt ist [Lowe and Walker, 1997].

kant ist im Quartär die Stärke von sich abwechselnden Kaltzeiten (Glazialen) und Warmzeiten (Interglazialen) wie auch deren Häufigkeit [GRIP-members, 1993, Grootes et al., 1993, Jouzel et al., 1996, Bard et al., 1997]. Aus früheren Zeiten stammt die Einteilung des Quartärs in zwei Epochen, in die „Eiszeit“ oder das **Pleistozän** und in die vor etwa 10 000 Jahren beginnende Warmzeit, das **Holozän**, mit dem sich in dieser Arbeit in erster Linie beschäftigt werden wird. Mittlerweile wird das Holozän oftmals als Teil der pleistozänen Zyklen von Kaltzeiten und Warmzeiten angesehen. Der letzte interglaziale Zyklus dauerte von etwa 130 000 Jahren vor heute (*J.v.h.*) bis 10 000 *J.v.h.*.

Die letzten 130 000 Jahre bieten sich für Simulationen besonders an, da es hier eine Fülle von recht zuverlässig datierten Befunden und kontinuierliche Datenreihen gibt. Nicht zuletzt fällt auch die Entwicklung des modernen Menschen in dieses Intervall. Es wird beschrieben durch OIS 5 bis 1. Die größte Datendichte existiert für die Nordhemisphäre:

Die **letzte Warmzeit** (Eem, OISS 5e) begann unterschiedlichen Befunden zufolge um etwa 140 000 bis 120 000 *J.v.h.*, wo auch ein plötzlicher Übergang zu leichteren Sauerstoff-Isotopen beobachtet wird, und endete weniger abrupt um etwa 115 000 *J.v.h.* [GRIP-members, 1993, Grootes et al., 1993, Jouzel et al., 1996, Bard et al., 1997].

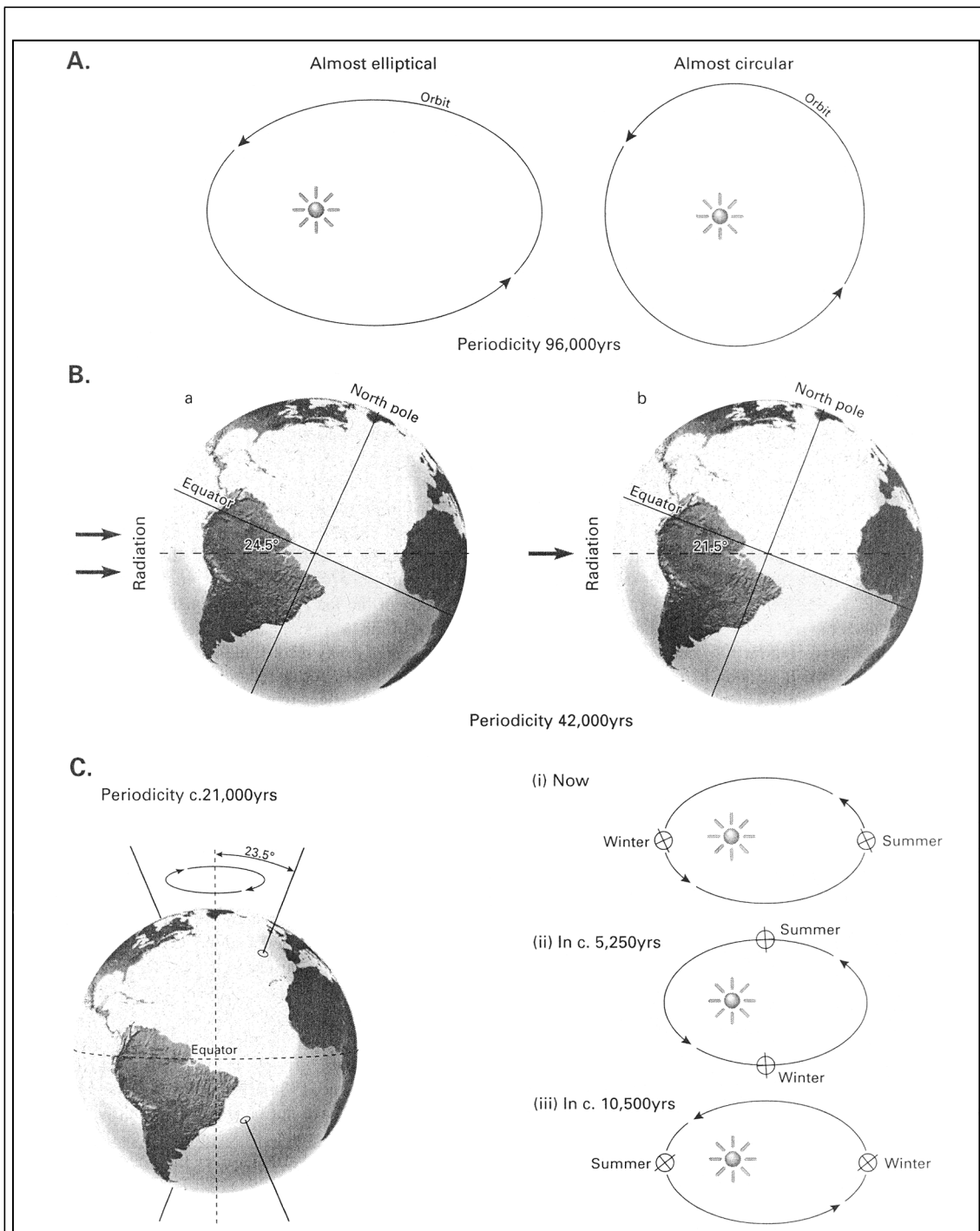


Abb. 3: Die Komponenten der Astronomischen Theorie für die Klimaänderungen: (A) Exzentrizität der Erdbahn, Werte schwanken zwischen etwa null und 0,06; heutiger Wert ist 0,017; neben der angegebenen besteht eine weitere Periode bei etwa 413 000 Jahren; (B) Neigung der Erdachse, heutiger Wert ist  $23,5^\circ$ ; (C) Lage der Äquinoktien, heute wird das Perihel, also der sonnennächste Punkt, am 3. Januar durchlaufen; zu der hier gezeigten axialen Präzession tritt noch die elliptische Präzession, das heißt die Rotation der Ellipse selbst um einen Brennpunkt [Lowe and Walker, 1997].

Timescale Ma, BP	Marine oxygen isotope stages	NORTHERN EUROPE	THE NETHERLANDS	BRITISH ISLES	EUROPEAN RUSSIA	NORTHERN ALPS	NORTH AMERICA	Cold Temperate	
0.01	1	Holocene	Holocene	Flandrian	Holocene	Holocene	Holocene	T	
0.08	2-4d	Weichselian	Weichselian	Devensian	Devensian	Würm	Wisconsinan	C	
0.13	5e	Eemian	Eemian	Ipswichian	Mikulino	Riss-Würm	Sangamon	T	
0.19	6	Warthe		"Wolstonian"	Moscow	Dniepr Glaciation	Penultimate Glacial Late Riss ?	Late	
0.25	7	Saale/Drenthe	Odintsovo		Illinoian				
0.30	8	Drenthe	Dneipr			Antepenultimate glac. Early Riss / Mindel ?	Early		
0.34	9	Dornitz [Wacken]	Holsteinian Interglacial		Romny			T	
0.35	10	Fuhne [Mehleck]		Hoxnian	Pronya	Pre-Riss ?	Pre-Illinoian A	C	
0.43	11	Holsteinian [Muldsberg]			Lichvin			T	
0.48	12	Elster 1		Anglian		Late Mindel ? / Donau	B	C	
0.51	13	Elster 1/2	Elster		Oka			T	
0.56	14	Elster 1		Cromerian		Early Mindel ? / Donau	C	C	
0.63	15	Cromerian IV	Cromerian IV [Noordbergum]					T	
0.69	16	Glacial C	Glacial C				D	C	
0.72	17	Interglacial III	Interglacial III [Rosmalen]					T	
0.78	18	Glacial B	Glacial B				E	C	
0.79	19	Interglacial II	Interglacial II [Westerhoven]					T	
0.90	20	Helme [Glacial A]	Glacial A			Early Günz ?	F	C	
0.97	21	Astern Interglacial I	Interglacial I [Waardenburg]					T	
1.65	22		Bavelian	Dorst			G	C	
				Leerdam					T
			Linge					C	
			Bavel					T	
			Menapian					T/C	
			Waalian					T	
			Eburonian					C	
				Beestonian				H	T/C
								T	
			Tiglian	C5-6	Pastonian			T	
				C-4c	Pre-Pastonian/ Baventian				C
				Cl-4b	Bramertonian/ Antian				T
				B	Thurnian			J	C
103			A	Ludhamian				T	
2.60	104		Praetiglian	Pre-Ludhamian				C	
			Pliocene	Pliocene					

Abb. 4: Das Quartär in verschiedenen Regionen der Erde [Lowe and Walker, 1997].

Grund für plötzliche Erwärmungen wie diese könnte eine Verstärkung des nordwärtigen ozeanischen Wärmetransportes sein (insbesondere im Atlantik), aber auch Verschiebungen der Vegetation oder der Quellen und Senken von Treibhausgasen (vor allem CO<sub>2</sub> und Methan). So wird beobachtet, dass bei einer plötzlichen Erwärmung der atmosphärische CO<sub>2</sub>-Gehalt unmittelbar diesem Trend folgt, ihn also noch verstärkt. Beim Eintritt in eine Kaltzeit hingegen tritt die Abnahme des CO<sub>2</sub> erst mit einer gewissen Zeitverzögerung

auf [Petit et al., 1999], vermutlich weil die Atmosphäre zunächst das beim Rückgang der Vegetation freigesetzte CO<sub>2</sub> aufnimmt [Lowe and Walker, 1997].

Verschiedene geologische Befunde zeigen, dass die Temperaturen in den mittleren und hohen Breiten der Nordhemisphäre bedeutend höher als heute [LIGA-members, 1991, Pons et al., 1992] und Wälder in weiten Teilen Europas und Nordamerikas vorhanden waren [Grichuk, 1992], was die hohen Temperaturen noch zusätzlich verstärkte.

Die Abkühlung im **Übergang in das Glazial** (OISS 5d bis 5a) vollzog sich im Wesentlichen in zwei Intervallen, die von zwei wärmeren Phasen unterbrochen wurden [GRIP-members, 1993, Jouzel et al., 1996, Bard et al., 1997]. In der ersten Abkühlungsphase (OISS 5e nach 5d) war ein Temperaturabfall um bis zu 10°C in vielen Regionen der Nord- und Südhemisphäre begleitet von einem Meeresspiegelabfall um mehr als 60 m [Shackleton, 1987, Chappell et al., 1996, Linsley, 1996]. Der Laurentische Eisschild über Nordamerika wuchs sehr rasch, möglicherweise da die Landmasse bereits kalt, der Ozean aber immer noch vergleichsweise warm war und somit als Feuchtequelle diente [Lowe and Walker, 1997]. Weite Teile der europäischen Wälder wurden von einer Steppen- oder Tundrenlandschaft ersetzt.

Während der wärmeren Phasen (OISS 5c und 5a) war es nur wenig kälter als heute, bisweilen herrschten sogar höhere Temperaturen [GRIP-members, 1993, Jouzel et al., 1996, Bard et al., 1997]. Weite Teile des europäischen Inlandeises waren zu diesen Zeiten wieder abgeschmolzen, der Meeresspiegel lag nur noch etwa 20 m unter dem heutigen [Shackleton, 1987, Chappell et al., 1996, Linsley, 1996]. In der zweiten Abkühlungsphase (OIS 5 zu 4) um etwa 80 000 bis 70 000 J.v.h. war eine Abkühlung, in manchen Regionen um bis zu 10°C [GRIP-members, 1993, Jouzel et al., 1996, Bard et al., 1997], mit erneutem Aufbau von Inlandeismassen und einer Meeresspiegelabsenkung auf über 60 m unter dem heutigen Stand verbunden [Shackleton, 1987, Chappell et al., 1996, Linsley, 1996]. Die gesamte Übergangsphase war immer wieder von starken Klimafluktuationen begleitet.

Auch das **letzte Glazial** (OIS 4 bis 2) war, obwohl generell kalt, von einigen wärmeren Phasen unterbrochen [GRIP-members, 1993, Jouzel et al., 1996, Bard et al., 1997]. Insbesondere um etwa 58 000 J.v.h. (OIS 4 zu 3) kam es zu einem Anstieg des Meeresspiegels um etwa 25 m, bevor er um etwa 23 000 J.v.h. (OIS 3 zu 2) schließlich auf einen minimalen Wert von etwa 120 m unter dem heutigen Stand bei maximaler globaler Eisbedeckung abfiel [Shackleton, 1987, Chappell et al., 1996, Linsley, 1996]. In der Nordhemisphäre war die Eisbedeckung zu diesem Zeitpunkt mit 26 Mio. km<sup>2</sup> etwa dreizehnmal größer als heute [Imbrie and Imbrie, 1981]. Die Ursachen für die Abkühlung könnten umgekehrt zu den plötzlichen Erwärmungsphasen beispielsweise bei einer Abnahme des nordwärtigen ozeanischen Wärmetransportes liegen.

Der Höhepunkt der letzten Kaltzeit (*LGM* = Last Glacial Maximum) ergab sich räumlich unterschiedlich um etwa 25 000 bis 15 000 J.v.h. [Bard et al., 1990, Jouzel et al., 1996, Bard et al., 1997], danach nahm die Eisbedeckung trotz einiger Schwankungen ab, es begann der **Übergang zum Holozän** (Termination I). Dieser Übergang war von zahlreichen Perioden rascher Klimaänderungen unterbrochen, für die Zeiten der größten Temperaturänderungen ergaben sich außerdem gewisse Phasenverschiebungen. So zeigten sich offenbar maximale Temperaturanstiege in den hohen Breiten der Südhemisphäre um etwa 2000 bis 5000 Jahre vor denen in der Nordhemisphäre, ähnliches gilt



für den tropischen Atlantik und Pazifik [Beck et al., 1997], Daten aus dem tropischen indischen Ozean folgen eher denen aus Grönland [Bard et al., 1997]. Das Ausmaß der glazialen Abkühlung in den Tropen und der Erwärmung nach dem Ende der letzten Kaltzeit ist umstritten [Bard et al., 1997, Beck et al., 1997].

Während des Maximums der sich aus der Milankovic-Theorie ergebenden Einstrahlung fand die besonders in der Nordhemisphäre nachgewiesene markanteste Schwankung in dieser Übergangsphase statt, ein sehr abrupt beginnender und endender Kälteeinbruch, das *Jüngere Dryas*, das auf etwa 13 000 bis 11 500 J.v.h. datiert wird [Fairbanks, 1989, Dansgaard et al., 1993, Bard et al., 1997]. Es war begleitet von erhöhter Ablagerung von IRDs (siehe Abschnitt 2.1), niedrigeren SSTs und verstärkter Eisausdehnung. Verantwortlich ist möglicherweise eine Art Fjord-Effekt, also ein verringerter Schmelzwasserexport und dadurch verringerter Wärmeimport im Nordatlantik [Lowe and Walker, 1997].

Seit dem Eem kam es mit einer Periode von 5 000 bis 10 000 Jahren immer wieder zur Ablagerung von *Heinrich-Schichten* (siehe Abb. 5), die einen hohen Anteil an IRDs bei nur geringem Anteil an Foraminiferen aufweisen. Dies war verbunden mit einem Absinken der SSTs und des Salzgehaltes, sowie einem vermehrten Abstoßen von Eisbergen am Laurentischen wie auch an den europäischen Eisschilden [Heinrich, 1988, Bond et al., 1992, Bond and Lotti, 1995]. Der zu Grunde liegende Mechanismus ist noch nicht vollständig geklärt [Elliot et al., 1998]. Änderungen in der Vegetation zeigen bisweilen Parallelen zu den Heinrich-Ereignissen [Guiot et al., 1993].

Zuerst ließen Sauerstoff-Isotope in den Eisbohrkernen Grönlands wie deren Staubgehalt, mittlerweile auch andere Daten regelmäßig sehr abrupte Erwärmungen um bis zu 7°C und darauffolgende eher stufenweise Abkühlungen vermuten. Jeder dieser so genannten *Dansgaard-Oeschger-Zyklen* dauerte zwischen 500 und 3000 Jahren [Dansgaard et al., 1993, Bond and Lotti, 1995, Bard et al., 1997]. Mehrere dieser Zyklen können wiederum in generelle Abkühlungszyklen von etwa 10 000 bis 15 000 Jahren Dauer gruppiert werden, die so genannten *Bond-Zyklen*. Am Ende dieser Zyklen steht oftmals ein Heinrich-Ereignis, bevor eine erneute plötzliche Erwärmung eintritt [Bond and Lotti, 1995]. Auch beim Übergang zum Holozän findet sich generell zunächst ein sehr plötzlicher Temperaturanstieg und ein anschließender allmählicher Temperaturrückgang, was diese Zeit wie einen weiteren Dansgaard-Oeschger-Zyklus erscheinen lässt [Bond et al., 1997, Lowe and Walker, 1997]. Das Klima des Holozäns wurde ursprünglich für ungewöhnlich stabil gehalten [Dansgaard et al., 1993, Bond et al., 1993]. Mittlerweile gelangt man zu der Ansicht, dass sich möglicherweise die Dansgaard-Oeschger-Zyklen, wenn gleich mit geringerer Amplitude, bis in das Holozän hinein fortsetzen, die gemeinsame Periode läge bei etwa  $1500 \pm 500$  Jahren [Bond et al., 1997, DeMenocal et al., 2000b].

In einer Anzahl von Computersimulationen wurden verschiedene Zeiten dargestellt, wie etwa das Eem [Crowley and Kim, 1992, Crowley and Kim, 1994, Montoya et al., 1998, Kubatzki et al., 2000], das Einsetzen des letzten Glazials [Dong and Valdes, 1995, de Noblet et al., 1996b, Gallimore and Kutzbach, 1996], das LGM [Hansen et al., 1984, Broccoli and Manabe, 1987, Lautenschlager and Herterich, 1990, Crowley and Baum, 1997, Kubatzki and Claussen, 1998, Ganopolski et al., 1998b, Levis et al., 1999] oder das Holozän [Foley, 1994, Kutzbach et al., 1996, TEMPO-members, 1996, Clausen and Gayler, 1997, Coe and Bonan, 1997, Hall and Valdes, 1997, Kutzbach and Liu, 1997, Texier et al., 1997, Brostroem et al., 1998, Harrison and PMIP-participants, 1998,

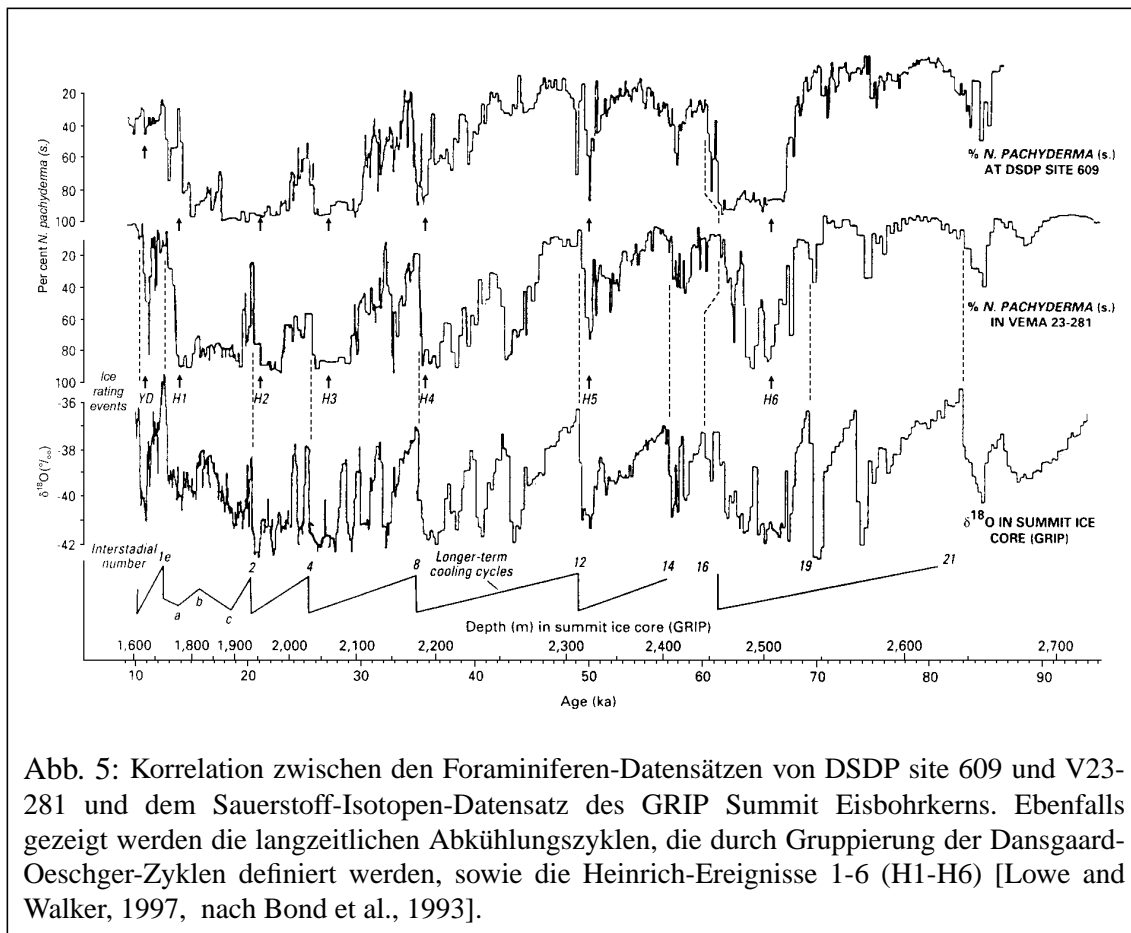


Abb. 5: Korrelation zwischen den Foraminiferen-Datensätzen von DSDP site 609 und V23-281 und dem Sauerstoff-Isotopen-Datensatz des GRIP Summit Eisbohrkerns. Ebenfalls gezeigt werden die langzeitlichen Abkühlungszyklen, die durch Gruppierung der Dansgaard-Oeschger-Zyklen definiert werden, sowie die Heinrich-Ereignisse 1-6 (H1-H6) [Lowe and Walker, 1997, nach Bond et al., 1993].

Pollard et al., 1998, Braconnot et al., 2000, Texier et al., 2000], aber auch mehrere dieser Zeiten [Harvey, 1989, Hyde et al., 1989, COHMAP-members, 1988, DeMenocal and Rind, 1993, Harrison et al., 1995, de Noblet et al., 1996a, Dong et al., 1996, Hewitt and Mitchell, 1996, Lorenz et al., 1996, Hewitt and Mitchell, 1998] oder der letzte interglaziale-glaziale Zyklus [Gallee et al., 1992, Berger et al., 1998].

Durch einen Vergleich der Modellresultate mit geologischen Befunden wird zum einen die Güte des Modells bei der Darstellung anderer Klimate als des heutigen verdeutlicht; das heißt, die Sensibilität des Modells gegenüber Änderungen der äußeren Bedingungen kann abgeschätzt werden. Zum anderen können die Modellergebnisse helfen, die geologischen Daten physikalisch zu interpretieren. In zunehmendem Maße wendet sich das Interesse in der Paläoklima-Modellierung auch dem Auffinden von Schwellwerten zu, bei deren Überschreitung es auf Grund verschiedener Mechanismen zu mehr oder minder plötzlichen Umbrüchen innerhalb des Klimasystems kommen kann [Paillard, 1998, Ganopolski and Rahmstorf, 2000], wie sie auch in den geologischen Daten gefunden werden [Bond et al., 1992, GRIP-members, 1993, Jouzel et al., 1996, Bard et al., 1997, Beck et al., 1997, Bond et al., 1997, DeMenocal et al., 2000a]. Übertragen auf die zukünftige Klimaentwicklung [z.B. Rahmstorf and Ganopolski, 1999] könnten derartige Umbrüche neben den direkten Umweltfolgen katastrophale wirtschaftliche, soziale und politische Auswirkungen haben, die es zu vermeiden gilt.

## 2.3 Vegetation im Holozän

Das Verhalten von Inlandeismassen, Ozeanzirkulation oder Treibhausgasen spielt also eine wesentliche Rolle bei den Klimaänderungen der Vergangenheit. Aber auch die Vegetation ist von Bedeutung, was beispielsweise im Holozän deutlich wird. In dieser Zeit treten Unterschiede der anderen Größen in den Hintergrund, so haben etwa die Inlandeismassen zu Beginn des Holozäns bereits nahezu ihre heutige Ausdehnung erreicht (siehe Abb. 6). Geologische Befunde - die ich im Einzelnen in den Abschnitten 5.5 und 6.5 diskutieren werde - deuten darauf hin, dass insbesondere zwei Regionen großräumigen Änderungen unterworfen waren, die auch mit Vegetationsverschiebungen im Zusammenhang standen:

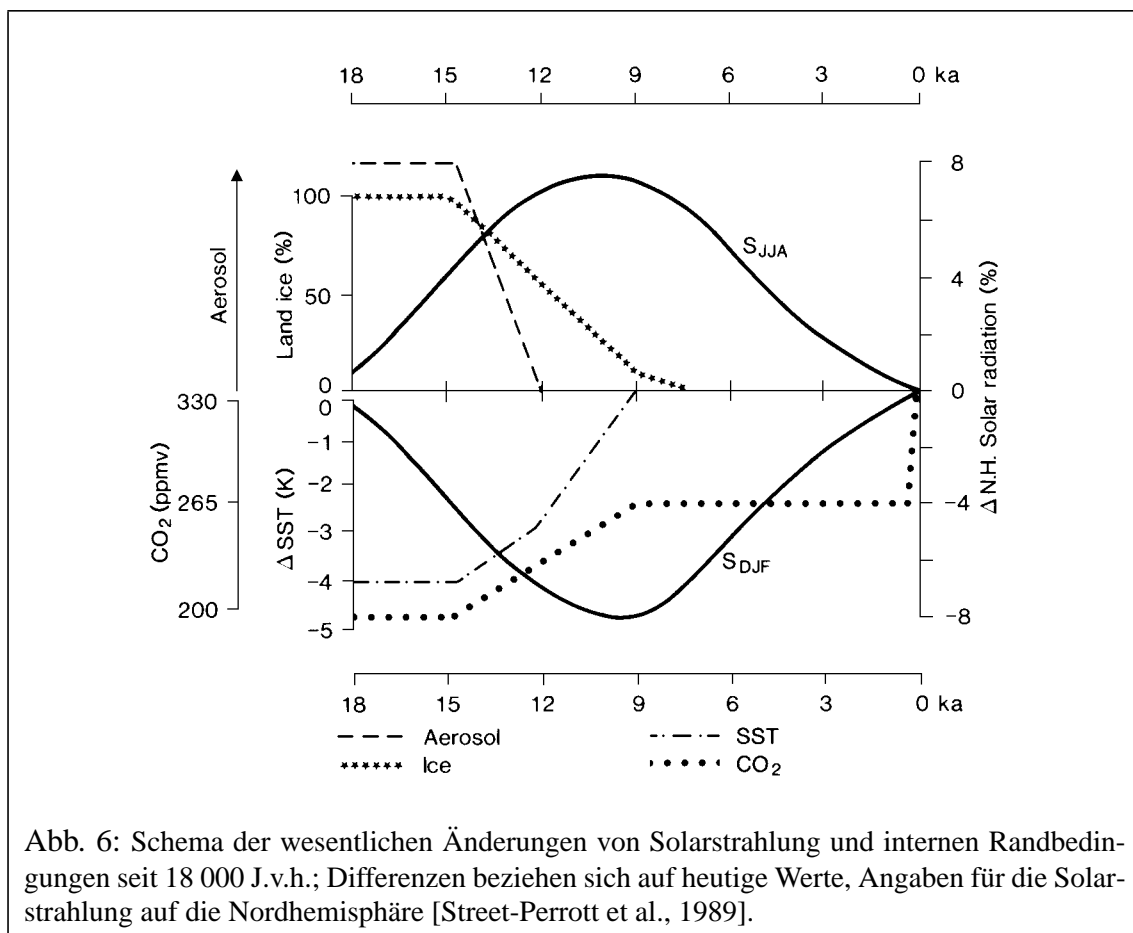


Abb. 6: Schema der wesentlichen Änderungen von Solarstrahlung und internen Randbedingungen seit 18 000 J.v.h.; Differenzen beziehen sich auf heutige Werte, Angaben für die Solarstrahlung auf die Nordhemisphäre [Street-Perrott et al., 1989].

1) Die Daten weisen auf ein deutlich milderes Klima in den **borealen Breiten** hin, nicht nur im Sommer, wie es sich aus Differenzen der solaren Einstrahlung ableiten ließe, sondern in manchen Regionen auch im Winter (*Biomparadoxon*, siehe Abschnitt 5.4.1). Mit den höheren Temperaturen verbunden ist eine nordwärtige Verlagerung der borealen Baumgrenze. Computermodelle unterschätzen jedoch im Allgemeinen das Ausmaß dieser Erwärmung und der beobachteten Vegetationsverschiebungen.

Ein ausführlicher Vergleich von Daten und Modellresultaten wird in den Abschnitten 5.5 / 6.5 vorgenommen werden.

2) Eine Vielzahl geologischer Daten deutet darauf hin, dass **Nordafrika**, genauer das Gebiet der heutigen Sahara im frühen und mittleren Holozän zu weiten Teilen mit Vegetation bedeckt war. Später hat sich die Vegetation möglicherweise relativ schnell im Verhältnis zu der sich ändernden Einstrahlung aus diesem Gebiet herausgezogen. Computersimulationen zeigen für das mittlere Holozän im Allgemeinen verstärkte Niederschläge in dieser Region, verbunden mit einer erhöhten Monsuntätigkeit und einer Nordwärtsverschiebung der ITCZ, wie auch eine leicht vermehrte Ausbreitung von Vegetation. Beide Signale werden jedoch zumeist unterschätzt.

Geologische Befunde und Modellergebnisse werden im Detail in den Abschnitten 5.5 / 6.5 verglichen werden.

Transiente Simulationen durch das gesamte Holozän, die abrupte Vegetationsänderungen hätten erfassen können, gab es bislang nicht. Auch wurde bisher in diesem Zusammenhang noch mit keinem Computermodell der kombinierte Effekt eines sich verändernden Ozeans und sich verändernder Vegetation gleichzeitig simuliert. Einzig Empfindlichkeitsstudien oder Simulationen mit teilweise gekoppelten Modellen beziehungsweise Modellen der ozeanischen Deckschicht wurden durchgeführt (siehe Einleitung). Die Frage ist, ob damit bestimmte Effekte vernachlässigt wurden, die die Modelldefizite im Vergleich zu den Beobachtungsdaten erklären könnten (siehe Kap. 5 / 6). Außerdem stellt sich die Frage nach dem Einfluss der Parameterisierung der Landoberfläche (siehe Kap. 8 / 9).