

Zbl. Geol. Paläont. Teil I	1984	H. 11/12	1751-1768	Stuttgart, September 1985
----------------------------	------	----------	-----------	---------------------------

Jungquartäre Klimaschwankungen auf der Südhälfte der Erde

Late Quaternary Climatic Changes of the Southern Hemisphere

Von KLAUS HEINE, Regensburg

Mit 2 Abbildungen im Text

HEINE, K. (1985): Jungquartäre Klimaschwankungen auf der Südhälfte der Erde. [Late Quaternary Climatic Changes of the Southern Hemisphere.] - Zbl. Geol. Paläont. T. I, 1984 (11/12): 1751-1768; Stuttgart.

Abstract: Selected data concerning the Late Quaternary climatic history of the southern hemisphere demonstrate that thermic and hygric changes cannot be used as chronostratigraphic reference boundaries. During the Late Quaternary, a global temperature trend is apparent that can be superposed by regional temperature trends. The same applies to the hygric development.

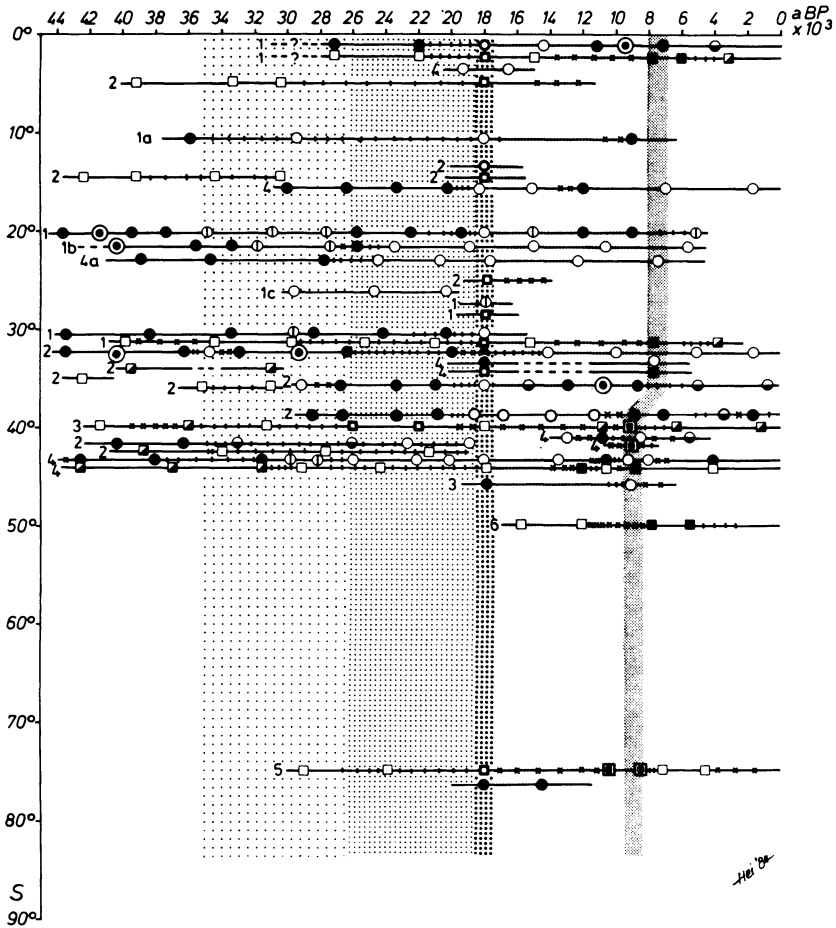
Key words: Symposium, Upper Pleistocene (40 000 - 20 000 years b.p., 18 000 years b.p.), Holocene, climatic changes, paleotemperature, atmospheric precipitation, sea-level changes, regional extent, global extent; Southern Hemisphere.

Kurzfassung: Ausgewählte Fakten zur jungquartären Klimageschichte der Südhemisphäre machen deutlich, daß thermische und hygrische Veränderungen nicht als chronostratigraphische Bezugsmarken benutzt werden können. Im Jungquartär läßt sich ein globaler Temperaturgang aufzeigen, der von regionalen Temperaturgängen überlagert werden kann. Gleiches gilt für die hygrische Entwicklung.

Resumen: Datos seleccionados relacionados con la historia climática del cuaternario superior en el hemisferio sur demuestran que los cambios térmicos e higrícos (precipitación pluvial) no pueden ser utilizados como puntos de referencia cronostratigráficos. En el cuaternario superior se presenta una curva global de la temperatura promedio, la cual puede ser superpuesta por curvas regionales de la temperatura promedio. Lo anterior se aplica también para el desarrollo higríco.

1. Einleitung

Der Versuch, die jungquartären Klimaschwankungen anhand geowissenschaftlicher Indizien zu rekonstruieren, bereitet Schwierigkeiten, da ein komplizierter Rückkoppelungsmechanismus beispielsweise zwischen Maxima



- ⊙ Maximum der pluviellen Bedingungen
- feuchter als heute
- arider als heute (in Wüsten : arid)
- ◐ Humidität wie heute
- ⊖ Alternierend feuchter - arider
- Temperatur - Maximum
- wärmer als heute
- kälter als heute
- Temperatur - Minimum
- Temperatur wie heute

Bei abnehmenden Temperaturen:

- ⋯ kühler als heute
- ⊘ kälter als heute
- ⊘ Temperaturminimum
- ↗ Zunahme
- ↘ Abnahme

Bei ansteigenden Temperaturen:

- kälter als heute
- Temperaturmaximum
- 1 - Afrika
- 1a - Madagascar-Nord
- 1b - Namib

- 1c - Swaziland
- 2 - Australasien
- 3 - Neuseeland
- 4 - Südamerika
- 4a - Atacama
- 5 - Antarktika
- 6 - Kerguelen

Abb. 1. Raum-zeitliche schematische Darstellung der thermischen und der hygrischen Klimaschwankungen. Gerastert: Trend der thermischen Entwicklung.

Fig. 1. Spatio-temporal diagram of climatic oscillations in temperature and humidity. Dots and lines: Trend of the temperature development.

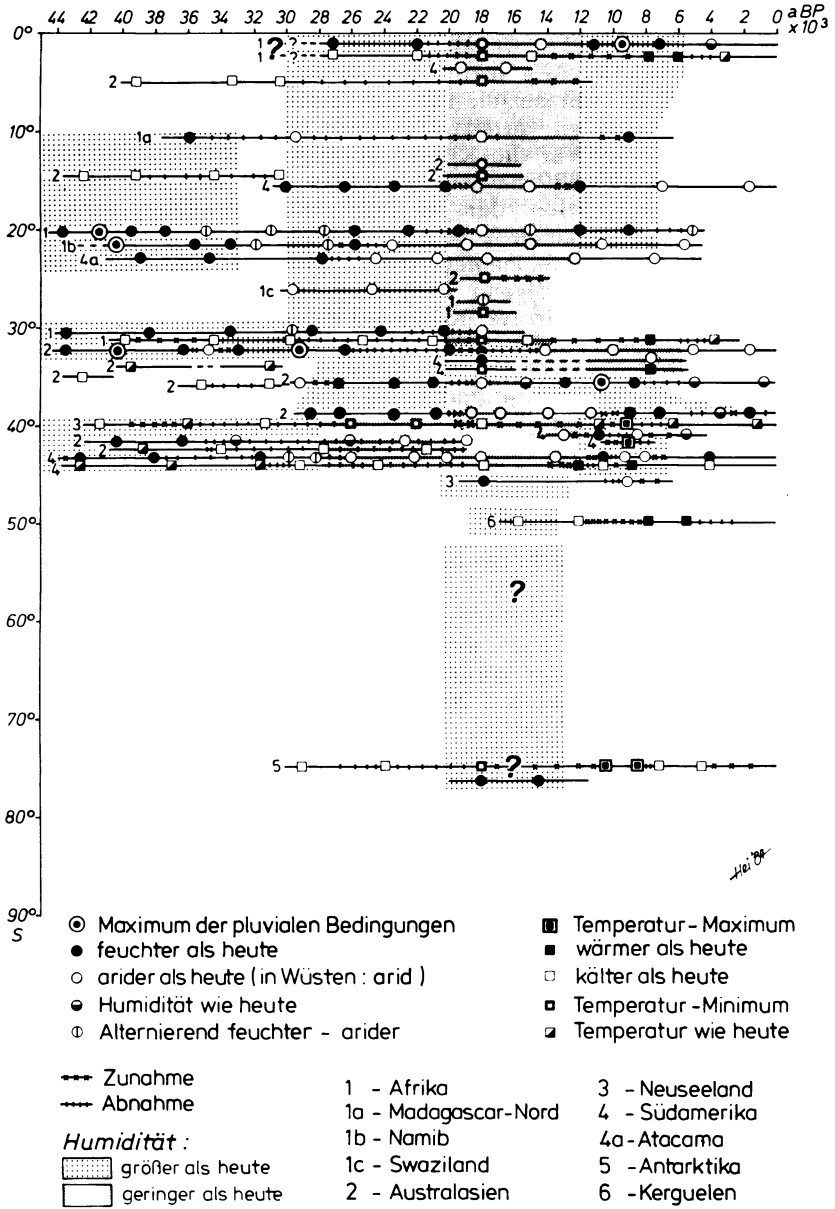


Abb. 2. Raum-zeitliche schematische Darstellung der thermischen und hygrischen Klimaschwankungen. Gerastert: Trend der hygrischen Entwicklung.

Fig. 2. Spatio-temporal diagram of climatic oscillations in temperature and humidity; Dots and lines: Trend of the humidity development.

der Strahlung, Klima und Eisschilde bzw. Gletscher besteht (BUDD 1981, BUDD & SMITH 1981). Dabei sind zeitliche Verschiebungen von mehreren 1000 Jahren möglich. Es verwundert daher nicht, daß eine Zusammenstellung der Klimaschwankungen für die letzten 130 000 Jahre, die aufgrund verschiedener Indizien ermittelt wurde (KUKLA et al. 1981), einen Schwankungsbereich für die Klimaänderungen aufweist, der vor über 20 000 aBP bis ca. 70 000 aBP besonders groß ist und der auf die Unsicherheiten bei der Rekonstruktion der letzteiszeitlichen Klimageschichte hinweist. Nur die Isotopen-Stadien 2 und 1 sind hinreichend bekannt. Das trifft jedoch nicht für die Südhemisphäre in gleicher Weise wie für die Nordhemisphäre zu. Nachfolgend soll, basierend auf jüngeren Forschungsergebnissen, die jungquartäre Klimageschichte der Südhalbkugel zusammenschauend skizziert werden. Der Vergleich, der allein die Gebiete südlich des Äquators berücksichtigt, wird auf folgende Perioden beschränkt: (1) ca. 40 000 bis 20 000 aBP, (2) ca. 18 000 aBP (LGM = Late Glacial Maximum) und (3) holozänes Klimaoptimum (vgl. Abb. 1 und 2).

2. 40 000 - 20 000 aBP

2.1 Afrika südlich des Äquators

Der Zeitabschnitt 40 000 bis 20 000 aBP ist im tropischen Afrika südlich des Äquators nur wenig bekannt. Seespiegelschwankungen und limnische Sedimente der ostafrikanischen Seen weisen auf höhere Wasserstände zwischen 30 000 und 20 000 aBP als in der Gegenwart (TIERCELIN et al. 1981, PERROTT et al. 1982). Die Frage erhebt sich, inwieweit die Seespiegelmaxima niedrigeren Temperaturen, vermehrten Niederschlägen und/oder anderen Faktoren zugeschrieben werden können. Zwischen 30 000 und 20 000 aBP sind die Vegetationszonen erniedrigt (FLENLEY 1979, HAMILTON 1982), und der rezente montane Waldgürtel wird von einem relativ offenen Waldland während dieser Zeit eingenommen; PERROTT et al. (1982) nehmen daher an, daß der Abfluß-Koeffizient (der Anteil der Niederschläge, der oberflächlich abfließt) größer als heute ist. Darauf deuten auch Studien an lakustrischen Sedimenten aus Äthiopien und dem Tschad-Becken. In Ostafrika mag daher die feuchte Phase zwischen 30 000 und 20 000 aBP aus kühleren Temperaturen und geringfügig höheren Niederschlägen im Vergleich zu heute resultieren.

Aus dem südlichen Afrika liegen verschiedene Beobachtungen über die Klimaentwicklung zwischen 40 000 und 20 000 aBP vor. Zuerst hat HEINE (1978) auf eine pluviale Phase in der Mittelkalahari hingewiesen, die vor über 30 000 aBP beginnt und nach 19 000 aBP von relativ ariden Verhältnissen abgelöst wird. Aus dem Makarikari-Becken liegen neuere Daten vor (HEINE 1982, COOKE & VERSTAPPEN 1984), die in Verbindung mit lakustrinen, fluvialen und äolischen Ablagerungen und Formen sowie Bodensedimenten pluviale Verhältnisse zwischen über 46 000 aBP und ca. 35 000 aBP sowie zwischen ca. 26 000 und 19 000 aBP anzeigen. Der Zeitabschnitt von etwa 35 000 bis 26 000 aBP wird durch einen Wechsel von semi-humiden bis semi-ariden Bedingungen charakterisiert. Es ist hervorzuheben, daß neuerdings auch aus der zentralen Namib Hinweise auf ähnliche Klimaveränderungen vorliegen (HEINE & GEYH 1984, VOGEL 1982, HEINE, im Druck). Höhlensinter, fluviale Sedimente des Kuiseb und

Calcrete-Bildungen belegen pluviale Phasen in der zentralen Namib zwischen über 40 500 und 34/33 000 aBP sowie zwischen 27 000 und 25 500 aBP; der Abschnitt zwischen 34/33 000 und 27 000 aBP zeigt alternierende Phasen mit vermehrten Niederschlägen, stärkeren Winden und größerer Aridität. Höhere Niederschläge werden auch aus dem außertropischen südlichen Afrika belegt; die Boomplaas-Höhle (nördlich Oudtshoorn) gibt aufgrund der Faunenentwicklung und holzanatomischer Untersuchungen Hinweise auf vermehrte effektive Niederschläge vor über 40 000 bis 20 000 aBP, jedoch mit abnehmenden Temperaturen seit etwa 30 000 aBP, wie aus den Holzkohlen, Ungulaten und Kleinsäugetern in Verbindung mit den ^{18}O -Werten der benachbarten Cango-Höhlensinter abzuleiten ist (DEACON et al. 1984). Mit den fallenden Temperaturen zwischen 30 000 und 20 000 aBP geht eine größere Aridität im östlichen Transvaal und in Swaziland einher (ebenso in Nordmadagaskar, vgl. ROSSI 1977). Auch in der zentralen Namib herrschen seit ca. 25 500 aBP aride Bedingungen ohne weitere Hinweise auf pluviale Phasen während des jüngsten Quartärs (HEINE, im Druck).

Schwierigkeiten bereiten die Beobachtungen über periglaziale Verhältnisse und Spuren der Frostverwitterung in relativ geringen Meereshöhen im südlichen Afrika. Die aus diesen frostbedingten Zeugen abgeleiteten Temperaturerniedrigungen bis zu 9°C für verschiedene Phasen zwischen 40 000 und 20 000 aBP (z.B. für die Border Cave: 38 000 - 33 000 aBP) finden keine Bestätigung in den palynologischen Befunden.

2.2 Australasien südlich des Äquators

Über die paläoökologischen und paläoklimatischen Verhältnisse Australiens liegen zahlreiche Untersuchungen vor (WYRWOLL & MILTON 1976, BOWLER 1976, BOWLER et al. 1976, BOWLER 1978a, LANGFORD-SMITH 1982, BOWLER & WASSON 1984, ROGNON & WILLIAMS 1977). Vor über 40 000 aBP (60 000 - 40 000 aBP) sind Nordost-Queensland, das südliche New South Wales und das südöstliche South Australia trockener als heute. Hohe Seespiegelstände (lakustrische Phase nach BOWLER & WASSON 1984) repräsentieren humide Verhältnisse in den Willandra Lakes, Lake George, Lake Frome und Lake Eyre. Die beiden zuerst genannten Seesysteme, die von Flüssen aus den südöstlichen Bergländern gespeist werden, reflektieren hygrische Veränderungen in den montanen Regionen der Winterregengebiete, in denen die Auswirkungen glazialer und periglazialer Prozesse bedeutend sind. Lake Frome und Lake Eyre erhalten ihr Wasser aus den monsonalen Sommerregen und müssen daher nicht synchrones Verhalten der Spiegelschwankungen mit den anderen Seen zeigen. Zwischen 40 000 - 30 000 aBP ist aus Neuguinea ein kühleres Klima als heute belegt. In Nordost-Queensland wird die Aridität akzentuierter, während im südlichen Binnenland viele Seespiegel ansteigen, vermutlich wegen zunehmender Effektivität der Niederschläge. Zwischen 45 000 und 35 000 aBP fließen viele Seen im westlichen New South Wales über; dort gibt es keine Hinweise auf kühlere Temperaturen, weshalb mit höheren Niederschlägen gerechnet werden muß. Mit Ausnahme einer kurzen Seespiegelabsenkung nach 35 000 aBP sind die Seen des westlichen New South Wales bis ca. 26 000 aBP gefüllt. In den Snowy Mountains scheinen ab 35 000 aBP die Sommer kühler zu werden und periglaziale Prozesse werden

um 31 000 aBP genannt. Vermutlich fällt in die Phase nach 35 000 aBP eine Veränderung der Flußregime hinsichtlich der Abfluß- und Sedimenttransporteigenschaften im Gebiet westlich der Snowy Mountains (LANGFORD-SMITH 1982). Alluviale Schwemmfächer werden an den Hängen der nördlichen Flinders Range zwischen ca. 38 000 - 30 000 aBP gebildet. Dieser relativ humide Klimaabschnitt dauert bis etwa 26 000 aBP. Die Seen im ariden Westen zeigen ab 26 000 aBP fallende Wasserstände und zunehmende Salinität; nur der Lake George ist voll und fließt zwischen 27 000 und 21 000 aBP über (DE DECKKER 1982, LANGFORD-SMITH 1982). Ab 26 000 aBP ist außerhalb der Gebirge die zunehmende Aridität für eine saisonale Austrocknung der Seen und Lünette-Dünenbildung verantwortlich. Die sich verschärfende Aridität (BOWLER 1978b, BOWLER & WASSON 1984) leitet das weitverbreitete Einsetzen äolischer Prozesse und die Dünenbildung im Innern Australiens ein.

Für Tasmanien werden vor über 35 000 aBP relativ feuchte interstadiale Klimaverhältnisse beschrieben (COLHOUN et al. 1982), die ab 35 000 aBP von kühleren und arideren Bedingungen abgelöst werden. Nach 25 000 aBP herrschen vorwiegend kalte und relativ trockene Klimabedingungen vor (SIGLEO et al. 1982).

2.3 Neuseeland

In Neuseeland werden die paläoklimatischen Rekonstruktionen vor allem anhand der Vergletscherungsgeschichte der neuseeländischen Alpen und fossiler Bodenbildungen vorgenommen. Zwischen ca. 40 000 und 27 000 aBP gibt es keine größeren Gletschervorstöße; interstadiale Verhältnisse werden beschrieben: SALINGER (1984) nennt ein bedeutendes Interstadial, während SOONS (1984) vom Oturi-Interglazial spricht. Ab ca. 27 000 aBP rücken die Gletscher vor und bilden die Moränen des Kumara 2₁-Stadiums zwischen 27 000 und 22 000 aBP. Das Kumara 2₂-Stadium folgt zwischen 18 000 und 17 000 aBP (frdl. Mitt. SOONS am 30.8.1983). Die Temperaturkurve, entwickelt anhand von Isotopenuntersuchungen an Höhlensintern, zeigt ebenfalls deutlich zwischen 40 000 und 30 000 aBP ein Maximum sowie vor über 25 000 aBP ein Minimum (WILSON 1978).

2.4 Südamerika südlich des Äquators

Im außertropischen Südamerika ist der Abschnitt zwischen 40 000 und 20 000 aBP nur wenig bekannt hinsichtlich der paläoklimatischen Verhältnisse. Es fehlt vor allem an datierten fluvialen, limnischen und äolischen Sedimenten sowie Bodensequenzen. Auch die glazialmorphologischen und stratigraphischen Befunde erlauben nur vage Aussagen zur Klimaentwicklung dieses Zeitabschnittes. Nach 25 500 aBP rücken im außertropischen Andenbereich die Gletscher wieder vor, um vor 18 500 aBP (im südchilenischen Seengebiet vor 20 000 aBP, CLAPPERTON 1983) ihr Maximum zu erreichen. Lediglich die palynologischen Forschungen zeigen (HEUSSER 1983), daß vor über 43 000 bis ca. 31 000 aBP in Südchile mit Temperaturen zu rechnen ist, die mit den gegenwärtigen vergleichbar sind, während die Niederschläge um 43 000 aBP höher sind als heute, um danach abzunehmen. Zwischen 31 000 und 26 000 aBP deutet eine geringfügige Nie-

erschlagszunahme auf besondere Klimabedingungen (HEUSSER et al. 1981). Bei nur geringen Temperaturschwankungen zwischen 43 000 und 14 000 aBP zeigt die rekonstruierte Niederschlagskurve relativ geringe Werte nach ca. 26 600 aBP bis etwa 14 000 aBP. Östlich der Anden werden für die Zeit zwischen ca. 30 000 und 10 000 aBP relativ kühle und trockene Klimaverhältnisse (temperierte Wüste, D'ANTONI 1983) beschrieben, die im Holozän von warm-trockenen abgelöst werden.

Im tropischen Südamerika häufen sich die Zeugen einer pluvialen Phase zwischen ca. 20 000 und über 30 000 aBP (SERVANT 1984, OCHSENIUS 1982). Hohe Seestände werden vom bolivianischen Altiplano beschrieben (SERVANT 1984). Radiokarbonaten verschiedener Playas der Atacama (letzte lakustrische Phase vor über 27 500 aBP, OCHSENIUS 1982) und paläoökologische Rekonstruktionen anhand der jungquartären Megafauna scheinen feuchtere Klimabedingungen infolge kühlerer Temperaturen und/oder vermehrter Niederschläge zu bestätigen.

2.5 Antarktika

Aus Antarktika ist über den Zeitabschnitt zwischen 40 000 und 20 000 aBP recht wenig bekannt. Die alpinen Gletscher der Antarktis kulminieren zuletzt zwischen etwa 120 000 und 70 000 aBP und im Holozän; die Eisschilde haben ihr letztes Maximum zwischen etwa 22 000 und 17 000 aBP (CLAPPERTON et al. 1982, DENTON 1984). Vor über 25 000 aBP sind die Temperaturen in Antarktika vermutlich wärmer als nach 25 000 aBP (LORNIUS et al. 1981). Um 40 000 aBP weist eine plötzliche CO₂-Änderung auf eine Klimaänderung, wengleich die Ursachen der CO₂-Änderungen bisher nicht bekannt sind (LORNIUS 1984).

2.6 Die Ozeane der Südhemisphäre

Über die Ozeane der Südhemisphäre im Zeitabschnitt zwischen 40 000 und 20 000 aBP gibt es zahlreiche Abhandlungen. Dabei wird entweder das gesamte Quartär oder das LGM behandelt. Schwierigkeiten bereitet eine Zusammenstellung der paläoklimatischen Verhältnisse für den Abschnitt 40 000 bis 20 000 aBP. Für den östlichen äquatorialen Pazifik fällt der Abschnitt 40 000 bis 20 000 aBP mit größeren Windgeschwindigkeiten zusammen; um 36 000 aBP führt eine verstärkte meridionale Komponente der Passatwinde zu einem stärkeren Auftrieb des Perustromes (ROMINE 1982). Dieser Klima-Einschnitt um 35 000 aBP zeigt sich auch in den Rekonstruktionen der Meeresspiegelschwankungen; um bzw. kurz nach 30 000 aBP erfolgt ein neuer Anstieg, der vor allem durch zahlreiche ¹⁴C-Daten belegt wird (CHAPPELL et al. 1978).

2.7. Zusammenfassung: 40 000 - 20 000 aBP

Zwischen 40 000 und 20 000 aBP vollzieht sich der Übergang vom letzteiszeitlichen Interstadial (oder Interglazial, vgl. WEST 1984) zum letzteiszeitlichen Maximum. Ab 35 000 aBP gibt es aus allen Gebieten (Land wie Ozeane und Eisschilde) Hinweise auf abnehmende Temperaturen.

Dabei scheinen die polnäheren Gebiete zuerst von den Klimaveränderungen (teils geringere Temperaturen, teils auch größere Trockenheit) erfaßt zu werden.

Nach 25 000 und vor 20 000 aBP haben sich vielerorts hochglaziale Verhältnisse eingestellt, so beispielsweise bei den alpinen Gletschern der neuseeländischen Alpen. Die randtropischen pluvialen Seestände dieser Zeit resultieren aus einem Wasserüberschuß bei relativer Aridität. Die spätletzteiszeitliche Aridität macht sich in den extrem ariden Gebieten (Atacama, zentrale Namib) eher (ab ca. 26 000 aBP) bemerkbar als in den semi-ariden Gebieten. Kurzfristige Fluktuationen der hygrischen und thermischen Verhältnisse zwischen ca. 35 000 und 26 000 aBP können mit der Umstellung von interstadialen/interglazialen zu eiszeitlichen Zirkulationsbedingungen in Zusammenhang gebracht werden. Der hohe relative Meeresspiegel um 30/28 000 aBP fällt mit einem leichten Anstieg der Temperaturen zusammen (CHAPPELL et al. 1978).

3. Ca. 18 000 aBP (LGM = Late Glacial Maximum)

Über das LGM liegen zahlreiche zusammenfassende Darstellungen vor (z.B. CLIMAP-Project Members 1976, PETERSON et al. 1979, STREET 1981, GOUDI 1983).

3.1 Afrika südlich des Äquators

Ohne Ausnahme weisen alle Paläoklimadaten aus dem südlichen Afrika darauf (VAN ZINDEREN BAKKER 1982), daß die Zeit um 18 000 aBP die kälteste Phase während der letzten 125 000 aBP ist. In Transvaal und in Gebirgen werden Temperaturabsenkungen bis zu 9,5°C vermutet, in küstennäheren Gebieten nur bis zu 5,5°C. Um 18 000 aBP ist es relativ trocken; lediglich geomorphologische Indizien belegen eine höhere effektive Feuchtigkeit für manche Gebiete (HEINE 1981, 1982). Die ariden und semi-ariden Regionen werden durch äolische Prozesse charakterisiert, die auf stärkere Winde schließen lassen. Dafür sprechen ebenfalls die paläobotanischen Beobachtungen. Ungünstige Bedingungen (kühle Temperaturen, geringe Niederschläge, Verarmung der Tier- und Pflanzenwelt etc.) führen zu einer Abnahme der Besiedlungsdichte der steinzeitlichen Bevölkerung.

3.2 Australasien südlich des Äquators

In Australasien ist das LGM kühler und trockener als die Gegenwart. Um 17 000 aBP ist die Baumgrenze in Neuguinea am stärksten erniedrigt; gleichzeitig sollen die Gletscher hier wie in Tasmanien ihre maximale Ausdehnung erreicht haben. In den Snowy Mountains bilden sich kleine Gletscher. Die mittlere Temperaturabsenkung wird auf 6 - 10°C geschätzt. In Nordost-Queensland herrscht das trockenste Klima des Spätquartärs. In Inneraustralien trocknen die meisten Seen aus und sind seitdem trocken geblieben; die letzte Phase ausgedehnter Wüstendünenbildung findet statt. Bereits vor 20 000 aBP (zusammen mit der Aridifikation Inneraustraliens) beginnt der Gletscherrückzug in den Snowy Mountains,

während in Neuguinea und Tasmanien das Zurückweichen der Gletscher und die Anhebung der Baumgrenze nicht vor 15 000 aBP einsetzt (BOWLER et al. 1976, LÖFFLER 1980). Kurz nach 17 000 aBP muß mit einem raschen Anstieg der Temperaturen gerechnet werden (LANGFORD-SMITH 1982). Die äolischen Sandablagerungen in West-Australien (WYRWOLL et al. 1976), die einer im LGM intensivierten Passatzirkulation zugeschrieben werden, und die Staubsedimente der Tiefseebohrungen im östlichen Indischen Ozean weisen auf eine Schwächung der Passatwinde ab 17/16 000 aBP hin; damit beginnt das Spätglazial vor Nordwest-Australien früher als vor Nordwest-Afrika (SARNTHEIN et al. 1982).

3.3 Neuseeland

Aufgrund zahlreicher Klimazeugen (fossile Pollen, marine Fossilien, Glazialablagerungen, Höhlensinter) datiert SALINGER (1984) das LGM auf über 20 000 aBP (26 000 - 22 000 aBP) für Neuseeland. Isotopen-Untersuchungen an Höhlensintern belegen, daß auch das Temperaturminimum (-5°C gegenüber heute) in dieser Zeit zu suchen ist. Um 18 000 aBP herrscht eine sehr starke Westwindzirkulation über Neuseeland; der Quarzgehalt entsprechender Meeressedimente östlich der Inseln zeigt maximale Werte. Der nördliche Teil Nordseelands scheint arider und der südliche Teil feuchter als heute zu sein. Die Kumara 2₂-Vergletscherung, die nicht das Ausmaß der Kumara 2₁-Gletscher zeigt, wird heute auf etwa 18/17 000 aBP datiert (s. Kap. 2.3).

3.4 Südamerika südlich des Äquators

Über die Gletschergeschichte der südamerikanischen Anden im tropischen wie auch außertropischen Bereich während des LGMs ist viel diskutiert worden (MERCER 1983, PORTER 1981, CLAPPERTON 1983). Demnach könnte der LGM-Maximalvorstoß der Gletscher zwischen 28 000 und 20 000 aBP gelegen haben (CLAPPERTON 1983); weitere Vorstöße werden für das südchilenische Seengebiet um 20 000 aBP (PORTER 1981) und kurz nach 13 000 aBP genannt. In Peru wird ein markanter Vorstoß um 14 000 aBP datiert (MERCER 1983, 1984, SERVANT 1984). Die paläoökologischen Befunde belegen für das LGM im allgemeinen trockenere Klimabedingungen; in der temperierten Zone Südchiles sind Temperaturen und Niederschläge geringer als heute (HEUSSER et al. 1981, HEUSSER 1983), während in der subtropischen Zone südlich von Santiago die Sommertemperaturen um ca. 5°C tiefer und die Niederschläge um 100% höher liegen (HEUSSER 1983). Die Westwindzone scheint demnach während des LGMs weiter nach Norden zu reichen als heute.

Deutliche Hinweise liegen für aridere Verhältnisse aus dem feucht-tropischen Südamerika vor (STREET 1981, SERVANT 1984). Geomorphologische und paläozoogeographische Untersuchungen belegen savannenartige Vegetationsverhältnisse und eine intensive Zerschneidung für das Amazonas-Becken vor mehr als 10 000 aBP (TRICART 1975, 1977, DE MEIS et al. 1979, ROHDENBURG 1982, SEMMEL 1982, BIBUS 1983). Zuverlässige Chronostratigraphien wurden bisher aus dem tropischen Südamerika außerhalb der Andenregion nicht publiziert.

3.5 Antarktika

Zwischen ca. 22/21 000 und 17 000 aBP wird für Antarktika die LGM-Vergletscherung (Inlandeise) angegeben (DENTON 1984, DENTON et al. 1981). Aus Eisprofilen wird anhand minimaler $\delta^{18}\text{O}$ -Werte das LGM ermittelt und in Analogie auf 18 000 aBP datiert (auf die Problematik dieser Datierung soll hier nicht eingegangen werden, vgl. LORIUS et al. 1981, JOUZEL et al. 1982, LORIUS 1984). Das LGM hat in Antarktika etwa 8 - 10°C kältere Temperaturen als das Holozän. Um 18 000 aBP ist ein Ansteigen der Zufuhr kontinentalen Staubes um den Faktor 20 im Eis nachzuweisen. Größere Humidität der zirkumantarktischen Ozeanregionen (JOUZEL et al. 1982) lassen sich aus Deuterium-Werten in Verbindung mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten ableiten. Die Temperaturerniedrigung Antarktikas hat einen größeren Temperaturgradienten und damit höhere Windgeschwindigkeiten während des LGMs zur Folge (LORIUS 1984); dies wiederum führt zu höheren Akkumulationsraten in Antarktika und einer Ausdehnung des Meereises (HAYS 1978, BURCKLE et al. 1982).

3.6 Die Ozeane der Südhemisphäre

Die umfangreiche Literatur über die Ozeane und deren Sedimente während des LGMs kann hier nicht wiedergegeben werden. Auf die Bedeutung der Zusammenhänge zwischen Antarktika und den südhemisphärischen Ozeanen sowie den Klimaverhältnissen der Kontinente und Inseln der Südhalbkugel hat VAN ZINDEREN BAKKER als erster nachdrücklich hingewiesen (vgl. vor allem: VAN ZINDEREN BAKKER 1978). Für die ozeanischen Paläoenvironments rings um Afrika gibt VAN ZINDEREN BAKKER (1982) eine Zusammenschau. Nach CLIMAP Project Members (1976) sind die größten negativen Temperaturabweichungen um 18 000 aBP in den Gebieten mit verstärkten Auftriebswassern zu suchen sowie im Nordatlantik und Nordpazifik. Im äquatorialen Pazifik wird die geringe Abkühlung von verstärkten Winden bei einer allgemeinen Intensivierung der Zirkulation begleitet (MOORE et al. 1980). Im Atlantischen Ozean sind die Temperaturunterschiede im LGM vergleichbar mit denen im Pazifik, während im Indischen Ozean geringere Temperaturanomalien auftreten (PRELL et al. 1979, HUTSON 1979, CLIMAP Project Members 1976, VAN ZINDEREN BAKKER 1982). Für alle Ozeane werden um 18 000 aBP stärkere Winde belegt. Schwierigkeiten bei den Paläoklima-Rekonstruktionen bereiten einerseits die Ungenauigkeit der Tiefseesediment-Datierung und andererseits Fragen der Interpretation der Befunde. Neuere Untersuchungen (BURCKLE et al. 1982, NEWELL et al. 1984) bekräftigen die Vermutung, daß um 18 000 aBP die jahreszeitlichen Unterschiede nur mit nicht-aktualistischen Modellvorstellungen zu erklären sind (HEINE 1983).

3.7 Zusammenfassung: 18 000 aBP (LGM)

Das LGM beginnt mit einer Temperaturabnahme um 35 000 aBP auf der Südhalbkugel im außertropischen Bereich, um dann bereits zwischen 26 000 und 22 000 aBP die geringsten Temperaturen und ausgedehntesten

Vergletscherungen alpinen Typs aufzuweisen. In subtropischen und tropischen Gebieten scheinen die größten Temperaturabsenkungen erst später - um 18 000 aBP - aufzutreten, die dort mit dem Höhepunkt der LGM-zeitlichen Zirkulationsverhältnisse und der damit verbundenen Aridität einhergehen. Das LGM muß daher bei Rekonstruktionsversuchen der Paläo-environments als in Raum und Zeit dynamisch angesehen werden. Nur so ist zu erklären, daß die relativ großen thermischen und hygri-schen Schwankungen nicht gleichsinnig ablaufen und gleichzeitig auftreten. Im Vergleich zur Nordhalbkugel wird deutlich, daß die Südhemisphäre hinsichtlich der Ereignisse (maximale LGM-alpine Gletscherbildung, maximale LGM-Aridität) der Nordhemisphäre um einige Jahrtausende voranzueilen scheint.

4. Holozänes Klimaoptimum

Aus dem Anstieg des Meeresspiegels seit dem LGM wird auf das Abschmelzen der letztglazialen Gletscher geschlossen, wobei der Meeresspiegelanstieg einerseits auf eine größere Aridität und andererseits auf höhere Temperaturen oder beides zurückgeführt werden kann. Der Anstieg des Meeresspiegels wird zwischen 17 000 (14 000) bis 6 000 (7 000) aBP (NAKIBOGLU et al. 1983) bzw. ab 18 000 aBP (CRONIN 1983) datiert. Auf der Südhalbkugel fällt das holozäne Klimaoptimum in die Zeit des Meeresspiegelanstiegs.

4.1 Afrika südlich des Äquators

Aus dem tropischen Afrika liegen verschiedene Hinweise auf holozäne Temperaturmaxima vor (FLENLEY 1979, HAMILTON 1982), jedoch ist nicht sicher, in welchen engeren Abschnitt zwischen ca. 10 000 und 4 000 aBP das holozäne Klimaoptimum datiert werden soll, da es vermutlich mit einer pluvialen Phase zwischen ca. 12 000 und 8 000 (6 000) aBP zusammenfällt (HAMILTON 1982).

Auch im südlichen Afrika bereitet die Altersstellung Schwierigkeiten. VAN ZINDEREN BAKKER (1980) vermutet aufgrund der Angaben von HAYS et al. (1976) für den südlichen Ozean, daß das Klimaoptimum um oder kurz nach 9 000 aBP gelegen hat. Jüngere Untersuchungen zur holozänen Paläoökologie des Kaplandes (DEACON et al. 1984) datieren das Klimaoptimum zwischen 8 000 und 4 000 aBP.

4.2 Australasien südlich des Äquators

Zwischen 8 000 und 5 000 aBP sind die Temperaturen in den Gebirgen Neuguineas um 1-2°C wärmer als heute (BOWLER et al. 1976). Für Australien werden die wärmsten Temperaturen zu Beginn des Holozäns (ca. 10 000 - 5 000 aBP) vermutet; Schwierigkeiten bei der Rekonstruktion der Temperaturverhältnisse bereiten die hygri-schen Schwankungen des frühen Holozäns, die sowohl die geomorphologisch-pedologischen als auch die biotischen Prozesse stark beeinflußt haben. Nur aus Tasmanien liegen Paläotemperaturwerte, basierend auf Höhlensintern, vor, die belegen,

daß bei relativ feuchten Bedingungen im frühen Holozän vor über 6 000 aBP die Temperaturen höher als heute sind (GOEDE 1984, COLHOUN et al. 1982).

4.3 Neuseeland

Für Neuseeland beschreibt SALINGER (1984) das holozäne Temperaturmaximum um 9 000 aBP (10 000 - 8 000 aBP). Der tropische Einfluß auf das Klima im Osten und Nordosten Neuseelands ist größer, die Bedeutung der Westwindzone abgeschwächt; dies führt zu etwa 1°C höheren Temperaturen und ein wenig humideren Bedingungen mit Ausnahme des südlichsten Teils der Südinsel, wo es um 9 000 aBP etwas arider ist.

4.4 Südamerika südlich des Äquators

In der gemäßigten Zone Chiles wird der Abschnitt zwischen ca. 9 400 und 7 400 aBP als wärmster und trockenster des Holozäns genannt (HEUSSER 1983); im temperierten Argentinien ist es zwischen 8 500 und 7 000 (5 000) aBP am trockensten (MARKGRAF 1984). Bereits um 12 000 aBP wird jedoch ein weiteres Maximum der Sommertemperaturen belegt (HEUSSER et al. 1981). Im tropischen und subtropischen Südamerika verwehrt die Überlagerung hygrischer und thermischer Klimaschwankungen im frühen Holozän die klare Ausgliederung eines holozänen Klimaoptimums.

4.5 Antarktika

Die wärmste Periode der Nacheiszeit wird für Antarktika zwischen 11 000 und 8 000 aBP angenommen (LORIUS et al. 1981), während die Periode zwischen 8 000 und 4 000 aBP die kälteste Zeit des Holozäns ist (LORIUS 1984). Im Holozän rücken die alpinen Gletscher in Antarktika vor (DENTON 1984).

4.6 Die Ozeane der Südhemisphäre

Das Temperaturmaximum des Holozäns tritt in den Ozeanen der Südhalbkugel um 9 400 aBP auf (LORIUS et al. 1981, HAYS 1978, HAYS et al. 1976, OLAUSSON 1984). Unabhängig von der holozänen Temperaturentwicklung in Antarktika und in den Ozeanen der Südhalbkugel steigt der Meeresspiegel bis ca. 6 500 - 6 000 aBP an (CHAPPELL 1983, THOM 1983, MELVILLE 1984). Auf den Inseln in den südlichen Ozeanen folgt die Vegetationsentwicklung dem Temperaturanstieg zeitlich verschoben (YOUNG et al. 1973).

4.7 Zusammenfassung: Holozänes Klimaoptimum

Die Daten aus Antarktika, den südlichen Ozeanen, Neuseeland und Tasmanien, die auf Isotopen-Untersuchungen fußen, belegen ein holozänes

Temperaturmaximum zwischen 10 000 und 9 000 aBP. Die palynologischen Befunde aus Südchile/Südargentinien, Südafrika, Australien, Tasmanien und Neuseeland fügen sich relativ gut zu einem Bild zusammen, das gemeinsame Züge hinsichtlich der Veränderungen der allgemeinen Zirkulation und der Vegetationsgeschichte zeigt. Die Beobachtungen machen deutlich, daß die Vegetationsentwicklung mit einer zeitlichen Verzögerung der Temperaturentwicklung nachfolgt. Weiterhin ergibt sich, daß - ausgehend vom Eishaushalt des antarktischen Kontinents - das Klimageschehen zuerst der südlichen Kontinentteile der Südhemisphäre, später auch der subtropischen und tropischen Regionen beeinflußt wird. Die in Antarktika belegte kalte holozäne Periode zwischen 8 000 und 4 000 aBP wird durch aridere, zugleich jedoch relativ warme Bedingungen im heute semi-ariden Südafrika und Südamerika belegt; in Neuseeland beendet diese Periode das holozäne Klimaoptimum.

5. Abschließende Bemerkungen

Die knappe Aneinanderreihung ausgewählter Fakten zur jungquartären Klimageschichte der Südhemisphäre zeigt (vgl. Abb. 1 und 2), daß thermische und hygri sche Veränderungen nicht als chronostratigraphische Bezugsmarken benutzt werden dürfen, da diese in Raum und Zeit nicht gleichgerichtet verlaufen müssen. Wohl aber läßt sich ein Trend der Klimaentwicklung erkennen. Werden die geowissenschaftlichen Befunde hinsichtlich der Temperaturentwicklung interpretiert, so ergibt sich ab ca. 35 000 aBP eine Abkühlung, die ab ca. 25 000 aBP schnell zum Temperaturminimum auf Grund der Datierungen der Radiokohlenstoffmethode bei ca. 18 000 aBP und aufgrund der Datierungen der Ionium/Uran- bzw. Protaktinium/Uran-Methoden zwischen 25 000 und 20 000 aBP. Dieser Befund beleuchtet auch die Diskrepanz zwischen beiden Methoden hinsichtlich der Datierung des LGMs (vgl. HENNIG et al. 1984). Ab ca. 18 000 aBP steigen die Temperaturen an, um zwischen 10 000 und 9 000 aBP ihr holozänes Maximum zu erreichen. Für die tropisch-wechselfeuchten Gebiete bringt das Temperaturmaximum pluviale Bedingungen, die dort infolge stärkerer Bewölkung zu verminderten Temperaturen führen; erst nach der frühholozänen pluvialen Zeit steigen dort infolge abnehmender Bewölkung die Temperaturen auf ihr holozänes Maximum (zwischen 8 000 und 4 000 aBP, je nach Region). Wir müssen somit zwischen einem südhemisphärischen "globalen" jungquartären Temperaturgang und "regionalen" Temperaturkurven unterscheiden. Gleiches gilt für die hygri sche Entwicklung auf der Südhalbkugel. Pluviale Bedingungen lassen sich bis ca. 35 000 aBP belegen. Zwischen ca. 35 000 und 25 000 aBP deuten hygri sche Schwankungen auf die Phase der Umstellung der Zirkulationsverhältnisse von interstadialen zu stadialen Bedingungen. Ab 25 000 aBP herrschen in den extremen Wüsten Namib und Atacama aride Verhältnisse, die anschließend auch die Randwüsten und Savannen und schließlich die Feuchttropen beeinflussen. Zwischen 19 000 und ca. 13 000 aBP ist es am trockensten im Vergleich zu heute. Mit Ausnahme der extremen Wüsten bestimmen pluviale Bedingungen das frühe Holozän in fast allen Gebieten. Von diesem "globalen" Trend der Humiditätsentwicklung im Jungquartär weichen

einige Regionen ab; so führt eine geringe nordwärtige Verlagerung der Westwindzone im LGM zu feuchteren Verhältnissen am Südsaum der ariden Gebiete (z.B. Chile). Auch können orographische Bedingungen (v.a. Gebirge) regional zu abweichenden hygrischen Veränderungen führen. Wie bei den Temperatur-Trends ist auch bei den Humiditäts-Trends neben "globalen" mit "regionalen" Entwicklungen zu rechnen. Nur die Zusammenschau aller paläoklimatischen Befunde unter Berücksichtigung der oft starken regionalen Besonderheiten kann zu einer exakten Rekonstruktion der jungquartären Klimageschichte führen.

Literatur

- BIBUS, E. (1983): Die klimamorphologische Bedeutung von stone-lines und Decksedimenten in mehrgliedrigen Bodenprofilen Brasiliens. - Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd., **48**: 79-98; Berlin/Stuttgart.
- BOWLER, J.M. (1976): Aridity in Australia: Age, Origins and Expression in Aeolian Landforms and Sediments. - Earth Sci. Rev., **12**: 279-310; Amsterdam.
- (1978a): Quaternary Climate and Tectonics in the Evolution of the Riverine Plain, southeastern Australia. - In: DAVIES, J.L. & WILLIAMS, M.A.J. (eds.): Landform Evolution in Australia, 70-112; Canberra (Austr. Nat. Univ. Press).
 - (1978b): Glacial age aeolian events at high and low latitudes: A Southern Hemisphere perspective. - In: VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (ed.): Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments, 149-172; Rotterdam (Balkema).
- BOWLER, J.M., HOPE, G.S., JENNINGS, J.N., SINGH, G. & WALKER, D. (1976): Late Quaternary Climates of Australia and New Guinea. - Quatern. Res., **6**: 359-394; New York.
- BOWLER, J.M. & WASSON, R.J. (1984): Glacial Age Environments of Interior Australia. - [Im Druck]
- BUDD, W.F. (1981): The importance of ice sheets in Long term changes of climate and sea level. - IAHS Publ., **131**: 441-471; Louvain.
- BUDD, W.F. & SMITH, I.N. (1981): The growth and retreat of ice sheets in response to orbital radiation changes. - IAHS Publ., **131**: 369-409; Louvain.
- BURCKLE, L.H., ROBINSON, D. & COOKE, D. (1982): Reappraisal of sea-ice distribution in Atlantic and Pacific sectors of the Southern Ocean at 18,000 yr BP. - Nature, **299**: 435-437; London.
- CHAPPELL, J. (1981): Relative and average sea level changes, and endo-, epi-, and exogenic processes on the Earth. - IAHS Publ., **131**: 411-430; Louvain.
- (1983): Evidence for smoothly falling sea level relative to north Queensland, Australia, during the past 6,000 yr. - Nature, **302**: 406-408; London.
- CHAPPELL, J. & VEEH, H.H. (1978): ^{230}Th / ^{234}U age support of an interstadial sea level of -40 m at 30,000 yr BP. - Nature, **276**: 602-603; London.
- CLAPPERTON, C.M. (1983): The Glaciation of the Andes. - Quatern. Sci. Rev., **2**: 83-155; Oxford.

- CLAPPERTON, C.M. & SUGDEN, D.E. (1982): Late Quaternary Glacial History of George VI Sound Area, West Antarctica. - *Quatern. Res.*, **18**: 243-267; New York.
- CLIMAP Project Members (1976): The Surface of the Ice-Age Earth. - *Science*, **191**: 1131-1137; Washington.
- COLHOUN, E.A., VAN DE GEER, G. & MOOK, W.G. (1982): Stratigraphy, Pollen Analysis, and Paleoclimatic Interpretation of Pulbeena Swamp, Northwestern Tasmania. - *Quatern. Res.*, **18**: 108-126; New York.
- COOKE, H.J. & VERSTAPPEN, H.TH. (1984): The landforms of the western Makgadikgadi basin in northern Botswana, with a consideration of the chronology of the evolution of Lake Palaeo-Makgadikgadi. - *Z. Geomorph., N.F.*, **28**: 1-19; Berlin/Stuttgart.
- CRONIN, T.M. (1983): Rapid sea level and climate change: Evidence from continental and island margins. - *Quatern. Sci. Rev.*, **1**: 177-214; Oxford.
- D'ANTONI, H.L. (1983): Pollen analysis of Gruta del Indio. - *Quatern. South America and Antarctica Peninsula*, **1**: 83-104; Rotterdam (Balkema).
- DEACON, H.J., DEACON, J., SCHOLTZ, A., THACKERAY, J.F. & BRINK, J. (1984): Correlation of palaeoenvironmental data from the Late Pleistocene and Holocene deposits at Boomplaas cave, Southern Cape. - [Im Druck]
- DE DECKKER, P. (1982): Late Quaternary ostracods from Lake George, New South Wales. - *Alcheringa*, **6**: 305-318; New York.
- DE MEIS, M.R.M. & MONTEIRO, A.M.F. (1979): Upper Quaternary "rampas": Doce river valley, southeastern Brazilian Plateau. - *Z. Geomorph., N.F.*, **23**: 132-151; Berlin/Stuttgart.
- DENTON, G.H. (1984): Late Cenozoic history of the Antarctic ice sheet. A view from the continent. - [Im Druck]
- DENTON, G.H. & HUGHES, T.J. (eds.) (1981): *The Last Great Ice Sheets*. - 1-484; New York (Wiley).
- FLENLEY, J.R. (1979): The Late Quaternary vegetational history of the equatorial mountains. - *Progr. in Phys. Geogr.*, **3**: 488-509; London.
- GOEDE, A. (1984): Palaeoclimatic information from a Tasmanian speleothem. - [Im Druck]
- GOUDIE, A. (1983): *Environmental Change*. - 1-258; Oxford (Clarendon Press).
- HAMILTON, A.C. (1982): *Environmental History of East Africa. A study of the Quaternary*. - 1-328; London (Academic Press).
- HAYS, J.D. (1978): A review of the Late Quaternary climatic history of Antarctic Seas. - In: VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (ed.): *Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments*, 57-71; Rotterdam (Balkema).
- HAYS, J.D., LOZANO, J.A., SHACKLETON, N. & IRVING, G. (1976): Reconstruction of the Atlantic and Western Indian Ocean sectors of the 18 000 B.P. Antarctic Ocean. - *Geol. Soc. Amer. Mem.*, **145**: 337-372; New York.
- HEINE, K. (1978): Jungquartäre Pluviale und Interpluviale in der Kalahari (südliches Afrika). - *Palaeoecol. Africa*, **10**: 31-39; Rotterdam.
- (1981): Aride und pluviale Bedingungen während der letzten Kaltzeit in der Südwest-Kalahari (südliches Afrika). - *Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd.*, **38**: 1-37; Berlin/Stuttgart.

- HEINE, K. (1982): The main stages of the Late Quaternary evolution of the Kalahari region, southern Africa. - *Palaeoecol. Africa*, **15**: 53-76; Rotterdam.
- (1983): Führt die Quartärforschung zu nicht-aktualistischen Modellvorstellungen in der Geomorphologie? - *Coll. Geographicum*, **16**: 93-121; Bonn.
- (1984): Preliminary reconstruction of the Late Quaternary climatic history of the central Namib desert, SW Africa, based on new ^{14}C dates. *Paleolimnology of Lake Biwa*, **11**. [Im Druck]
- HEINE, K. & GEYH, M.A. (1984): Radiocarbon Dating of Speleothems from the Rössing Cave (Namib Desert) and Palaeoclimatic Implications. - [Im Druck]
- HENNIG, G.J., GRÜN, R. & BRUNNACKER, K. (1984): Reply to Gordon and Smart on "Speleothems, Travertines, and Paleoclimates". - *Quatern. Res.*, **22**: 148-149; New York.
- HEUSSER, C.J. (1983): Quaternary palynology of Chile. - *Quatern. South America and Antarctic Peninsula*, **1**: 5-22; Rotterdam (Balkema).
- HEUSSER, C.J., STREETER, S.S. & STUIVER, M. (1981): Temperature and precipitation record in southern Chile extended to ~43,000 yr ago. - *Nature*, **294**: 65-67; London.
- HUTSON, W.H. (1979): The Agulhas Current During the Late Pleistocene: Analysis of Modern Faunal Analogs. - *Science*, **207**: 64-66; Washington.
- JOUZEL, J., MERLIVAT, L. & LORIUS, C. (1982): Deuterium excess in an East Antarctic ice core suggests higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. - *Nature*, **299**: 688-691; London.
- KUKLA, G., BERGER, A., LOTTI, R. & BROWN, J. (1981): Orbital signature of interglacials. - *Nature*, **290**: 295-300; London.
- LANGFORD-SMITH, T. (1982): The Geomorphic History of the Australian Deserts. - *Striae*, **17**: 4-19; Uppsala.
- LÖFFLER, E. (1980): Neuester Stand der Quartärforschung in Neuguinea. - *Eiszeitalter u. Gegenw.*, **30**: 109-123; Öhringen.
- LORIUS, C. (1984): Climatic and Atmospheric Changes from Antarctic Ice Cores. - *Symposium on Climate and Paleoclimate of Lakes, Rivers and Glaciers*, **4** - 7 June 1984, Abstr.: p. 36; Iglis-Innsbruck.
- LORIUS, C., MERLIVAT, L., DUVAL, P., JOUZEL, J. & POURCHET, M. (1981): Evidence of climatic change in Antarctica over the last 30 000 years from the Dome C ice core. - *IAHS Publ.*, **131**: 217-225; Louvain.
- MARKGRAF, V. (1984): Late Pleistocene and Holocene vegetation history of temperate Argentina: Lago Morenito, Bariloche. - *Diss. Bot.*, **72**: 235-254; Lehre.
- MELVILLE, G. (1984): Headlands and Offshore Islands as Dominant Controlling Factors During Late Quaternary Barrier Formation in the Forster-Tuncurry Area, New South Wales, Australia. - *Sedimentary Geol.*, **39**: 243-271; Amsterdam.
- MERCER, J.H. (1983): Cenozoic glaciation in the Southern Hemisphere. - *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **11**: 99-132; Palo Alto/Calif.
- (1984): Late Cenozoic Glacier Variations in South America South of the Equator. - [Im Druck]
- MOORE, T.C., BURCKLE, L.H., GEITZNAUER, K., LUZ, B., MOLINACRUZ, A., ROBERTSON, J.H., SACHS, H., SANCETTA, C., THIEDE, J., THOMPSON, P. & WENKAM, C. (1980): The Reconstruction of Sea Surface Temperatures in the Pacific Ocean of 18,000 B.P. - *Marine Micropaleontol.*, **5**: 215-247; Amsterdam.

- NAKIBOGLU, S.M., LAMBECK, K. & AHARON, P. (1983): Postglacial Sealevels in the Pacific: Implications with Respect to Deglaciation Regime and Local Tectonics. - *Tectonophysics*, **91**: 335-358; Amsterdam.
- NEWELL, R.E. & HSIUNG, J. (1984): Sea surface temperature, atmospheric CO₂ and the global energy budget: Some comparisons between the past and present. - In: MÖRNER, N.-A. & KARLEN, W. (eds.): *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*, 533-561; Dordrecht (Reidel).
- OCHSENIUS, C. (1982): *Biogeographie und Ökologie der Landmegafauna Südamerikas und ihre korrelativen Landschaften im Jung-Quartär*. - *Habil.-Schrift, Phil. Fak. Univ. d. Saarlandes; Saarbrücken*. [Unveröff.]
- OLAUSSON, E. (1984): *Paleoclimates North and South*. - *Palaeoecol. Africa*, **16**: 3-5; Rotterdam.
- PERROTT, R.A. & STREET-PERROTT, F.A. (1982): New Evidence for a Late Pleistocene Wet Phase in Northern Intertropical Africa. - *Palaeoecol. Africa*, **14**: 57-75; Rotterdam.
- PETERSON, G.M., WEBB III, T., KUTZBACH, J.E., VAN DER HAMMEN, T., WIJMSTRA, T.A. & STREET, F.A. (1979): The Continental Record of Environmental Conditions at 18,000 yr B.P.: An Initial Evaluation. - *Quatern. Res.*, **12**: 47-82; New York.
- PORTER, S. (1981): Pleistocene Glaciation in the Southern Lake District of Chile. - *Quatern. Res.*, **16**: 263-292; New York.
- PRELL, W.L. & HUTSON, W.H. (1979): Zonal Temperature-Anomaly Maps of Indian Ocean Surface Waters: Modern and Ice-Age Patterns. - *Science*, **206**: 454-456; Washington.
- ROGNON, P. & WILLIAMS, M.A.J. (1977): Late Quaternary climatic changes in Australia and North Africa: A preliminary interpretation. - *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **21**: 285-327; Amsterdam.
- ROHDENBURG, H. (1982): Geomorphologisch-bodenstratigraphischer Vergleich zwischen dem nordostbrasilianischen Trockenwaldgebiet und immerfeucht-tropischen Gebiet Südbraziens. - *Catena-Suppl.*, **2**: 73-122; Braunschweig.
- ROMINE, K. (1982): Late Quaternary History of Atmospheric and Oceanic Circulation in the Eastern Equatorial Pacific. - *Marine Micropaleontol.*, **7**: 163-187; Amsterdam.
- ROSSI, G. (1977): Nouvelle Données sur le Quaternaire de Madagascar. - *Recherches Franc. sur le Quaternaire, INQUA 1977, Suppl. Bull. AFEQ*, 1977 - 1, **50**: 249-259;
- SALINGER, M.J. (1984): *New Zealand Climate: The Last Five Million Years*. - [Im Druck]
- SARNTHEIN, M., ERLLENKEUSER, H. & ZAHN, R. (1982): Termination I: The Response of Continental Climate in the Subtropics as Recorded in Deep-Sea Sediments. - *Actes Colloque Internat. CNRS, Bordeaux, Sept. 1981, Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, **31**: 393-407; Bordeaux.
- SEMMELE, A. (1982): Catenen der feuchten Tropen und Fragen ihrer geomorphologischen Deutung. - *Catena-Suppl.*, **2**: 123-140; Braunschweig.
- SERVANT, M. (1984): Climatic variations in the low continental latitudes during the last 30,000 years. - In: MÖRNER, N.-A. & KARLEN, W. (eds.): *Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis*, 117-120; Dordrecht (Reidel).

- SIGLEO, W.R. & COLHOUN, E.A. (1982): Terrestrial dunes, man and the Late Quaternary environment in southern Tasmania. - *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, **39**: 87-121; Amsterdam.
- SOONS, J.M. (1984): The Changing Face of the Evidence: An Examination of Proxy Data for Climate Change During the Late Pleistocene in New Zealand. - [Im Druck]
- STREET, F.A. (1981): Tropical paleoenvironments. - *Progress in phys. Geogr.*, **5**: 157-185; London.
- THOM, B.G. (1983): Transgressive and regressive stratigraphies of coastal sand barriers in southeast Australia. - *Marine Geol.*, **56**: 137-158; Amsterdam.
- TIERCELIN, J.J., RENAUT, R.W., DELIBRIAS, G., DE FOURNIEF, J. & BIEDA, S. (1981): Late Pleistocene and Holocene Lake Level Fluctuations in the Lake Borogia Basin, Northern Kenya Rift Valley. - *Palaeoecol. Africa*, **13**: 105-120; Rotterdam.
- TRICART, J. (1975): Influence des oscillations climatiques récentes sur le modelé en Amazonie Orientale (Region de Santarém) d'après les images radar latéral. - *Z. Geomorph., N.F.*, **19**: 140-163; Berlin/Stuttgart.
- (1977): Aperçus sur le Quaternaire Amazonien. - *Suppl. Bull. AFEQ*, 1977 - 1, **50**: 265-271;
- VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. [ed.] (1978): Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments. - 1-172; Rotterdam (Balkema).
- (1980): Comparison of Late-Quaternary Climatic Evolutions in the Sahara and the Namib-Kalahari Region. - *Palaeoecol. Africa*, **12**: 381-394; Rotterdam.
- (1982): African palaeoenvironments 18 000 yrs BP. - *Palaeoecol. Africa*, **15**: 77-99; Rotterdam.
- VOGEL, J.C. (1982): The age of the Kuiseb river silt terrace at Homeb. - *Palaeoecol. Africa*, **15**: 201-209; Rotterdam.
- WEST, R.G. (1984): Interglacial, Interstadial and Oxygen Isotope Stages. - *Diss. Bot.*, **72**: 345-357; Lehre.
- WILSON, A.T. (1978): Glacial history of New Zealand and the Ross Dependency, Antarctica. - In: VAN ZINDEREN BAKKER, E.M. (ed.): Antarctic Glacial History and World Palaeoenvironments, 15-23; Rotterdam (Balkema).
- WYRWOLL, K.-H. & MILTON, D. (1976): Widespread late Quaternary aridity in Western Australia. - *Nature*, **264**: 429-430; London.
- YOUNG, S.B. & SCHOFIELD, E.K. (1973): Pollen evidence for late Quaternary climate changes on Kerguelen Islands. - *Nature*, **245**: 311-312; London.

Die mit [Im Druck] gekennzeichneten Arbeiten erscheinen in: VOGEL, J.C. [ed.] (1984): Late Cainozoic Palaeoclimates of the Southern Hemisphere. - 1-520; Rotterdam (Balkema).

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. KLAUS HEINE, Institut für Geographie der Universität, Universitätsstr. 31, D-8400 Regensburg.