

Eine Korrelation der $\delta^{18}\text{O}$ -Ereignisse des grönländischen Festlandeises mit den Interstadialen des atlantischen und des kontinentalen Europa im Zeitraum von 45 bis 14 ka*

von Wolfgang Weißmüller, Erlangen

*The large number of interstadials revealed by the ice cores
may be the cause of some of the confusion
about the number of interstadials and their timing
in northwest European climate records
and offer an opportunity for their interpretation.
Grootes u.a. 1993, 554.*

Als im Jahr 1992 der Abschluß zweier Tiefbohrungen im Festlandeis von Grönland bekanntgegeben wurde, die mit außerordentlichem Aufwand in nur geringer Entfernung voneinander niedergebracht worden waren, mochte manchem ein solches Parallelunternehmen übertrieben erschienen sein. Aus heutiger Sicht kann dieser parallele Aufwand jedoch nicht hoch genug eingeschätzt werden, gibt uns die Übereinstimmung der Ergebnisse doch zum ersten mal in der Geschichte der Erforschung des Eiszeitalters sichere Angaben über die Anzahl der Klimaereignisse der letzten Eiszeit und über deren Amplitude und relative Dauer.

Diese „Registratur der Klimaereignisse der letzten Eiszeit“ ist der Anlaß für diesen Beitrag, in dem der Versuch unternommen werden soll, die Interstadiale des atlantischen und des kontinentalen Europas zu korrelieren. Die Adjektive „atlantisch“, „kontinental“ betreffen eher Klimazonen als geographisch exakt umrissene Gebiete. Dennoch ergeben sich aus archäologischem Interesse zwei enger begrenzte Gebiete: SW-Frankreich und als Epizentrum Mähren-Niederösterreich¹.

Bevor eine Korrelation versucht werden kann, ist es notwendig, auf die mit den Eiskernen verbundene Problematik einzugehen, vor allem auf die Probleme der Datierung. Ebenso muß überprüft werden, ob die im grönländischen Eis gespeicherten Klimaereignisse nicht nur regionale Bedeutung hatten und ob sie für die Gliederung der Klimageschichte des europäischen Raumes überhaupt herangezogen werden dürfen.

* Den Herausgebern der Zeitschrift *Quartär* bin ich zu großem Dank verpflichtet für ihre Bereitschaft, das im Juni 1997 fertiggestellte Manuskript noch kurzfristig in diesen Band aufzunehmen. Mein weiterer Dank gilt Herrn U. Böhner, Erlangen, für die Ausarbeitung der Abbildungsvorlagen.

¹ Die Begrenzung des Zeitraumes auf 45 bis 14 ka ergibt sich aus der Entstehungsgeschichte dieses Beitrags: die Korrelation sollte ursprünglich der Erläuterung der Zeitstellung des Silexinventars einer jungpaläolithischen Freilandfundstelle bei Vilshofen (Lkr. Passau) dienen, in der mit einem Gravettien und einem älteren Magdalénien der Übergang vom mittleren zum jüngeren Jungpaläolithikum belegt ist. Die Vorlage dieser Funde ist in Vorbereitung.

$\delta^{18}\text{O}$ -Kurven aus Eiskernen

Die ersten Ergebnisse zur Erforschung des Paläoklimas anhand von Eiskernen² stammen vom Ende der 60er Jahre. Besonders zu erwähnen sind die Kerne von Camp Century in NW-Grönland (mit einer Länge von ca. 1390 m bis in das Frühweichsel; Dansgaard, Johnsen u. Møller 1969) und von Vostok in der östlichen Antarktis (mit einer Länge von ca. 2200 m bis in den vorletzten Glazialzyklus; Lorius u. a. 1985).

Mit diesen Unternehmungen wurden wichtige Erfahrungen gewonnen, etwa im Bereich der Bohrtechnik, besonders aber hinsichtlich der prinzipiellen Beschränkungen von Eiskernen: der Verdichtung und Deformation des Eises in tieferen Lagen. Das erste Problem (Verdichtung) kann durch ein entsprechendes Berechnungsmodell (*steady ice flow model*) ausgeglichen werden. Um das zweite Problem soweit als möglich auszuschließen, ist es notwendig, eine Geländesituation zu finden, in der das Eis einem möglichst ebenen Untergrund aufliegt: der Anlaß zu einem seitlichen Ausscheren der Eismassen sollte nicht gegeben sein.

GRIP und GISP2

Eine solche Geländesituation wurde in einer Region in Zentral-Grönland gefunden, in Summit, benannt nach der speziellen geographischen Position, dem Gipfelpunkt der Eisauflast. Hier, bei einer durchschnittlichen Jahrestemperatur von $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$, wurden Anfang der 90er Jahre zwei großangelegte Bohrungen abgeschlossen: von amerikanischer Seite der Kern GISP2 (Greenland Ice Sheet Project 2, Länge 3029 m) und von europäischer Seite der Kern GRIP (joint European Greenland Ice-core Project, Länge 3054 m). Beide Kerne liegen nur 28 km in W-O Richtung voneinander entfernt, GRIP über einer (heutigen) Untergrundneigung von nur 48 m/km, GISP2 näher an einem (westlich gelegenen) Abfall des Untergrundes.

In der Vorlage der Ergebnisse des GRIP-Kernes im Juli 1993 (Dansgaard u. a. 1993 und GRIP Members 1993) wurde auf die Existenz kurzer und heftiger Klimaschwankungen hingewiesen und besonders die klimatische Instabilität der letzten Warmzeit (Eem) diskutiert, für die nach den bis dahin aus den Tiefseebohrkernen vorliegenden Ergebnissen ein (der heutigen Warmzeit ähnlicher) stabiler Klimazustand angenommen worden war. Im GRIP-Kern erscheint der Zeitraum des Eem-Interglazials jedoch in mehrere heftige Klimaoszillationen unterteilt (vgl. den Zeitraum 130 bis 115 ka auf Abb. 1 oben).

In der Vorlage der Ergebnisse des GISP2-Kernes im Dezember 1993 (Grootes u. a. 1993) wurden vor allem die Übereinstimmungen und Abweichungen der beiden Kerne angesprochen: bis ca. 100 ka sind sie in überraschendem Gleichklang, in den tiefergelegenen Kernabschnitten ist jedoch keine Korrelation möglich. Dies hat sich auf den vom GISP2-Team veröffentlichten Datensatz ausgewirkt, insofern für die GISP2- $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ab einer Tiefe von 2808 m (111 ka) keine Altersangaben mehr gegeben wurden (vgl. Abb. 1 unten).

Der Vergleich der Kurven zeigt ab dem Stadium 5b eine nahezu vollständige Übereinstimmung, was als Beweis für die tatsächliche Existenz der $\delta^{18}\text{O}$ -Oszillationen herangezogen werden kann. Aufgrund der

² Sie basieren auf der Beobachtung, daß die ^{18}O -Konzentration der Niederschläge die Temperatur zum Zeitpunkt ihrer Bildung wiedergibt (Dansgaard 1953; Bender u. a. 1994). Schwierigkeiten bereitet jedoch die Umrechnung der „fossilen“ ^{18}O -Werte in exakte Klimaangaben in Grad Celsius (Johnsen u. a. 1995). Wir haben also relative Schwankungen vor uns, weshalb bei den hier vorgelegten Abbildungen auf eine Skalierung der ^{18}O -Werte verzichtet wurde.

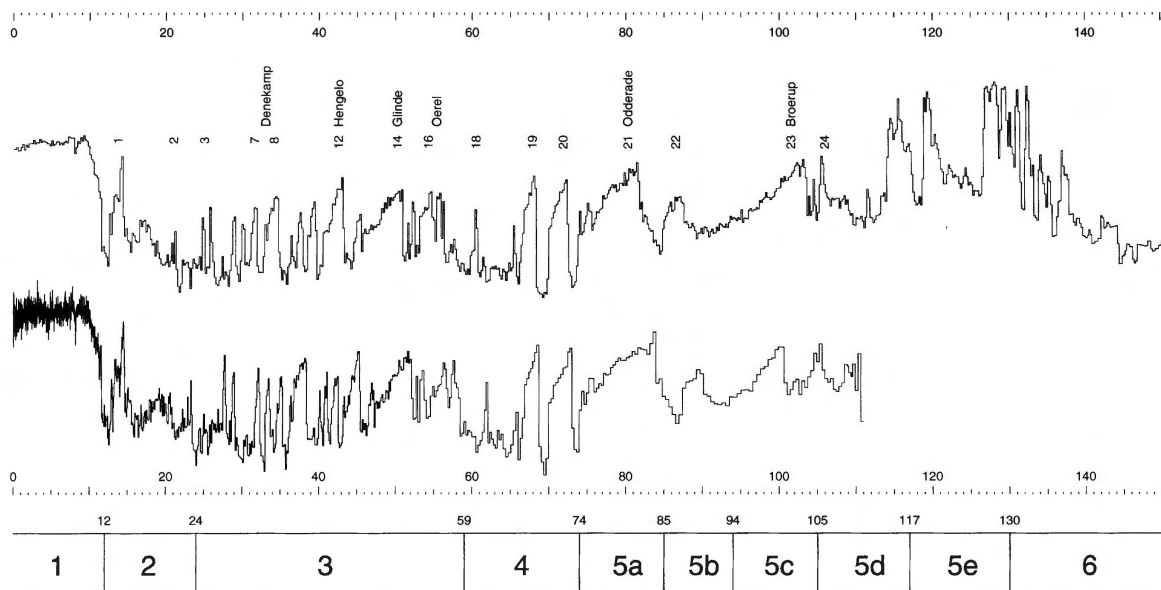


Abb. 1. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von GRIP (oben) und GISP2 (unten) im Vergleich. Die GISP2-Kurve beruht auf dem Datensatz Delta18O.dat (Grootes u. a. 1993; Stuiver u. a. 1995), in dem die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bezogen auf 2 m Kernabschnitte mit zusätzlicher Altersangabe bis zu einem Alter von 111 ka enthalten sind. Die GRIP-Kurve beruht auf dem Datensatz Sum89-92-ssO8.col (Dansgaard u. a. 1993; Taylor u. a. 1993), in dem die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in 200-Jahresintervallen wiedergegeben sind. Die Zahlen 1 bis 23 kennzeichnen die (in beiden Kurven) deutlich erkennbaren Interstadiale nach Dansgaard u. a. (1993); sie werden in der Literatur als Interstadiale bzw. Dansgaard-Oeschger-events angesprochen. Ebenso aus Dansgaard u. a. (1993) übernommen ist die Korrelation einiger für Europa wichtiger Interstadiale. Unten sind die von Martinson u. a. (1987) ermittelten Altersangaben für die Tiefseestadien 1 bis 6 angegeben. Die Datensätze der Kurven in dieser Abbildung und in den Abb. 2 und 4 wurden über das Internet von der NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) in Boulder/Colorado abgerufen.

Entfernung der Kerne zueinander können sie nicht als das Ergebnis von Störungen (etwa zeitgleich erfolgten Überschiebungen) erklärt werden. Es ist leicht vorzustellen, daß ohne den eingangs erwähnten Parallelaufwand eine der Kurven alleine sich noch heute dem Zweifel ausgesetzt sähe; zudem wäre die Untergliederung des Stadiums 5e, wie sie beide Eiskerne ähnlich, jedoch nicht identisch ergeben haben, nicht so schnell als eine Störung des Eislagers erkannt worden³.

In phase and out of phase

Erst bei einer genaueren Betrachtung der Kurven von GRIP und GISP2 entdeckt man deren Unterschiede. Abb. 1 zeigt, daß sich die Kerne an zwei Punkten in Übereinstimmung befinden: am Anstieg zum Holozän (11,5 ka) und am Beginn von Stadium 4 (74 ka). In dem dazwischen liegenden

³ Die vermeintliche Untergliederung des Stadiums 5e kann auf Faltungen und Überschiebungen durch den Eisdruck zurückgeführt werden. Schrägliegende Warven oder Kernumkehrungen für kürzere Abschnitte wurden zwischenzeitlich auch noch in höheren Abschnitten entdeckt – so mindestens bis 50 ka (Alley u. a. 1995) –, doch wird die tatsächliche Existenz der Interstadiale 22 bis 1 dadurch nicht in Frage gestellt.

Abschnitt sind jedoch deutliche Differenzen in der zeitlichen Anordnung der Ereignisse zu finden.

Das für den GRIP-Kern verwendete Datierungsverfahren ist bei Johnsen u. a. 1992 und Dansgaard u. a. 1993 beschrieben. Von 0 (entspricht 1950 AD) bis 8.6 ka BP wurde die Zeitskala anhand von Referenz-Horizonten bestimmt, gebildet aus vulkanischen Aschenlagen, die an anderen Eiskernen (Dye 3 aus S-Grönland) durch das Auszählen der jährlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen bereits bestimmt worden waren (Johnsen u. a. 1992). Für den Zeitraum 8.6 bis 14.5 ka wurden ebenfalls vorhandene Werte herangezogen (Dansgaard u. a. 1993, 218–219), wobei als Referenz-Horizonte bedeutende klimatische Ereignisse dienten: der Übergang zum Präboreal mit 11550 ± 70 , der Beginn der Jüngeren Dryas mit 12700 ± 100 und der Beginn des Bölling mit 14450 ± 200 (Johnsen u. a. 1992, 312, Tab. 1).

Vor 14.5 ka wurde die Zeitskala über Berechnungen ermittelt, in die u.a. folgende Parameter einfließen: die Mächtigkeit des Jahreszuwachses in einer bestimmten Tiefe, die gesamte Mächtigkeit des Eises bis 3054 m entsprechend 250 ka und als Referenzhorizonte die deutlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Signale am Beginn des Präboreals (11.5 ka) und das Minimum in der Mitte von Stadium 5d, das mit einem Alter von 110 ka gleichgesetzt wurde (Dansgaard u. a. 1993, 219). Diese Zeitskala wurde als vorläufig bezeichnet, ihre grundsätzliche Gültigkeit aufgrund der guten Übereinstimmungen mit den Ergebnissen von anderen Eiskernen und der astronomisch datierten SPECMAP-Chronologie jedoch angenommen (Dansgaard u. a. 1993, 203).

Bei der Besprechung der Zeitskala für den GISP2-Kern (Grootes u. a. 1993) ist zu erfahren, daß die $\delta^{18}\text{O}$ -Schwankungen während des Holozäns zu kurzzeitig sind, als daß sie zweifelsfrei korreliert werden könnten⁴. Für den Zeitraum vor dem Holozän werden jedoch aufgrund der Gleichläufigkeiten mit dem GRIP-Kern günstigere Verhältnisse angenommen (Grootes u. a. 1993, 553). Aus dem Begleittext Delta18.doc zu dem Datensatz des GISP2-Kernes geht hervor: bis zum Alter von 50 ka ist die Zeitskala aus Jahreszählungen interpoliert, von 50–55.6 ka nach Schätzungen bestimmt und von 55.6 bis 111 ka an der Zeitstellung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Vostok-Kernes ausgerichtet.

Die Übereinstimmung der Zeitskalen bei 11.5 ergibt sich also aus der steilen Flanke des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes, dessen Alter durch zahlreiche andere Beobachtungen chronologisch abgesichert ist⁵. Die Übereinstimmung bei 74 ka (am Abfall zu Stadium 4, der ein ebenso deutliches Signal aufweist) darf auf das SPECMAP-Unternehmen bzw. auf den astronomisch bestimmten Beginn des Tiefseestadiums 4 (Martinson u. a. 1987) zurückgeführt werden (vgl. Abb. 1 unten). Die Datierungsunsicherheiten innerhalb von Stadium 3 finden ihre Erklärung ebenfalls im SPECMAP-Datensatz: Dieser Zeitraum kann anhand astronomischer Parameter nicht weiter untergliedert werden.

Damit ist deutlich geworden, daß es nicht erlaubt wäre, die Zeitskalen von GRIP oder GISP2 als absolute Jahre BP (im Sinne von Kalenderjahren vor Heute) zu betrachten. Vielmehr muß von zwei unterschiedlichen Zeitskalen ausgegangen werden: von einer Skala BP_{GRIP} und einer Skala BP_{GISP2} ⁶.

⁴ Es werden auch lokal unterschiedliche Ablagerungsbedingungen vermutet (Grootes u. a. 1993, 553).

⁵ Im GRIP-Datensatz liegt der Anstieg zum Holozän zwischen 11.7 und 11.5 ka, im GISP2-Datensatz zwischen 11.652 und 11.609. Da anderenorts der Anstieg zum Bölling eine wesentliche Rolle eingenommen hat (Street, Baales u. Weninger 1994), sei er hier ebenfalls wiedergegeben: im GRIP-Datensatz liegt er zwischen 14.5 und 14.3 und im GISP2-Datensatz zwischen 14.652 und 14.494 ka.

⁶ Augenblicklich werden die Kerne über Mikroanalysen untersucht und verglichen, wobei den Warven besondere Aufmerksamkeit zukommt. So darf man in Zukunft eine bessere Korrelation der beiden Kerne erwarten und zusätzlich eine Zeitskala, die tatsächlichen Sonnenjahren weitgehend entspricht. Es sei vorweggenommen, daß unser Korrelationsversuch – das Ziel dieses Aufsatzes – durch die Vorläufigkeit der Zeitskalen nicht beeinträchtigt wird.

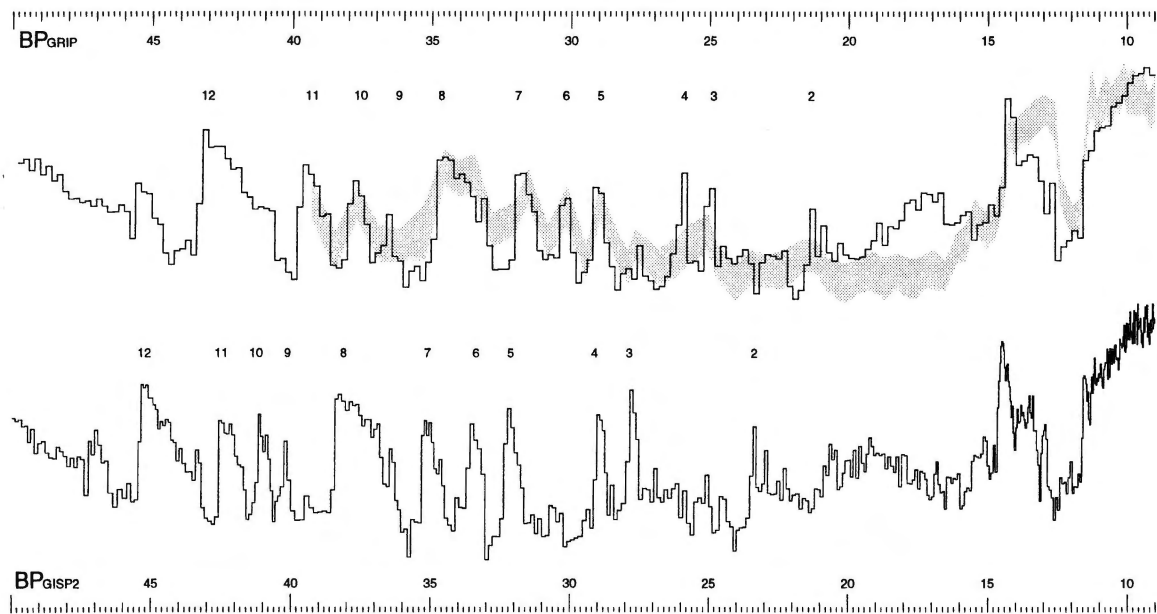


Abb. 2. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von GRIP und GISP2 im Zeitraum von 50 bis 9 ka. Im Vergleich zu Abb. 1 sind die Kurven revers dargestellt und laufen in der Lese-Richtung des Historikers vom älteren zum jüngeren. Zur Herkunft der Daten und zur Numerierung der Dansgaard-Oeschger-Ereignisse vgl. die Angaben in Abb. 1. Der GRIP-Kurve ist der Methangehalt der in Eisblasen eingeschlossenen Luft nach Chappellaz u. a. (1993) überlagert (Datensatz GRIPCH4.dat, ebenfalls vom NOAA in Boulder/Colorado); die Begrenzung der Methankurve entspricht der Standardabweichung der Meßergebnisse.

GRIP und GISP2 von 9 bis 50 ka

Abb. 2 zeigt die Kernabschnitte von GRIP und GISP2 von 9 bis 50 ka⁷. Am stärksten betrifft der Phasenversatz das Interstadial 8; er beträgt immerhin 3,7 ka. Zum älteren und jüngeren hin nehmen die Differenzen ab.

Der Vergleich der Kurven zeigt gelegentlich Amplitudenabweichungen: so sind z. B. die Ausladungen der Interstadiale 3 und 4 in den beiden Kurven vertauscht. Es ist gut möglich, daß diese Effekte bei der Berechnung der Durchschnittswerte entstanden sind, die sich ja bei GRIP auf ein Zeitintervall und bei GISP2 auf einen Kernabschnitt beziehen. Die gleichen Effekte mögen auch bei kurzfristigen Klimaeinbrüchen wirksam geworden sein, die gelegentlich eine abweichende Ausladung aufweisen oder gar vollständig verschwunden sind (besonders deutlich zwischen den Interstadialen 9–8 und 8–7).

Dennoch muß jedem, der sich mit dem Vergleich von Paläoklimadaten befaßt hat, die Übereinstimmung der „Registratur“ durch die Kurven von GRIP und GISP2 ungewöhnlich exakt erscheinen: sowohl die Aufeinanderfolge wie auch die Dauer der Ereignisse könnten kaum besser übereinstimmen. Ein Zeitabschnitt – und dies ist schwer zu verstehen, da er kein besonders hohes Alter aufweist – läßt klare Übereinstimmungen jedoch vermissen: der Zeitraum von ca. 20 bis 16,5 BP_{GRIP} bzw. 21 bis 16,0 BP_{GISP2}. Verantwortlich ist das Fehlen von markanten $\delta^{18}\text{O}$ -Spitzen.

⁷ Es handelt sich um einen vergrößerten Ausschnitt aus der Abb. 1. Die kleinste Einheit der Zeitskala zeigt 200 Jahre entsprechend der Skalierung des GRIP-Datensatzes; die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte sind in Stufen wiedergegeben.

Zur Reichweite der Dansgaard-Oeschger-Ereignisse

Da die kurzen und heftigen Klimaoszillationen der Eiskerne in den Tiefseekernen nicht beobachtet werden konnten⁸ und auch keine derart kurz-laufenden astronomischen Parameter bekannt sind, lag der Verdacht nahe, es handle sich lediglich um die Auswirkungen kurzfristiger Änderungen der zirkumarktischen Meeresströmung. Ein Vergleich mit den Ergebnissen des Vostock-Kernes aus der östlichen Antarktis ergab jedoch, daß alle in GRIP und GISP2 enthaltenen Klimaereignisse auch in der Antarktis gefunden wurden, insofern sie länger als 2000 Jahre gedauert haben (Bender u. a. 1994).

Aufschlußreich sind Beobachtungen aus dem NW-Pazifik (Santa Barbara-Becken vor Kalifornien), wonach feingeschichtete und ungestörte Ablagerungen durch Bioturbationshorizonte (das Ergebnis erhöhter Sauerstoffzufuhr) unterbrochen werden; diese Horizonte lassen sich mit den Dansgaard-Oeschger-Ereignissen 1 bis 17 exakt korrelieren (Behl u. Kennett 1996). Dies spricht für eine Gültigkeit auch der kurzzeitigen Ereignisse von Grönland wenigstens für die nördliche Hemisphäre⁹.

Besonders eindrucksvoll sind die Methan-Messungen, die am GRIP-Kern vorgenommen wurden (Chappellaz u. a. 1993) (Abb. 2 oben). Die Methankonzentration der Atmosphäre wird vor allem auf die in stehenden Wasserflächen lebenden Methanbakterien zurückgeführt. Da offene (nicht gefrorene) Feuchtgebiete während der Eiszeiten nur in niedrigeren Breiten anzunehmen sind, ergeben sich hieraus wiederum Hinweise auf eine allgemeine Gültigkeit der Dansgaard-Oeschger-Ereignisse. Bemerkenswert ist der Gleichlauf der Methan-Konzentration mit den GRIP-¹⁸O-Werten bis etwa 25 ka, noch bemerkenswerter sind die Abweichungen im anschließenden Zeitraum, der offensichtlich von großer Trockenheit bestimmt war.

Wir dürfen davon ausgehen, daß die in den Grönland-Eiskernen überlieferten Klimaereignisse überregionalen Charakter besessen haben und zumindest auf der nördlichen Hemisphäre wirksam geworden sind. So sollte es möglich sein, deren Auswirkungen auch in Europa zu finden.

GISP2 und das atlantische Europa

Die Interstadiale des atlantischen Europa

Sie können am einfachsten einer Zusammenstellung von Arl. Leroi-Gourhan entnommen werden (Leroi-Gourhan 1988a):

Moershoofd – Niederlande (Zagwijn u. Paepe 1968): „Klimaverbesserung . . . palynologisch an 17 m mächtigen Sedimenten beobachtet . . . ¹⁴C-Daten zwischen 51 und 46.5 ka, die anzuzweifeln sind, angesichts des Alters innerhalb dieser Methode“ (p. 700).

⁸ Die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven aus Tiefseekernen zeigen aufgrund der geringen Sedimentationsraten (z. B. 5 cm Sediment in 1000 Jahren) und aufgrund der anschließenden Bioturbation durch Bodenorganismen „natürlich“ geglättete Kurven, in denen sich kurzfristige, eventuell markante Klimaereignisse in einem Durchschnitt verlieren.

⁹ In den Tiefseekernen des N-Atlantiks erscheinen regelmäßig Lagen von terrestrischen Sedimenten, die auf die plötzlich auftretende Drift von gewaltigen Eisbergflotten zurückgeführt werden (sog. Heinrich-Events). Für den Zeitraum von 11.5 bis 60 ka konnten 6 solcher Horizonte festgestellt werden, die exakt mit den steilen ¹⁸O-Flanken zu Beginn der größeren Dansgaard-Oeschger-Ereignisse 16, 14, 12, 8, 4, 2 und 1 zusammenfallen (Bond u. a. 1993; Fronval u. a. 1995). Eine entscheidende Rolle bei der Steuerung dieser Ereignisse wird in dem plötzlichen Freiwerden der großen Süßwassermengen und deren Einfluß auf die Umwälzung des Tiefenwassers der Ozeane gesucht.

Hengelo – Niederlande (van der Hammen u. a. 1967): „Interstadial . . . beobachtet anhand eines Vegetationswechsels . . . manchmal zur Bezeichnung einer langen Periode verwendet, die dem Würm II–III bestimmter Autoren entspräche . . . es sollte jedoch auf den Zeitraum der holländischen Datierungen zwischen 39 und 37 ka beschränkt werden“ (p. 482).

Les Cottés – Frankreich (Bastin, Lévêque u. Pradel 1976): „Interstadial . . . palynologisch beobachtet an der Terrasse vor der gleichnamigen Höhle . . . in einem Niveau zwischen Moustérien und Châtelperronien . . . zwischen 36 und 34 ka . . . entspricht zum Teil dem Würm II–III gewisser Sedimentologen . . . fällt in den wichtigen Zeitabschnitt der Gleichzeitigkeit von Neandertaler und Homo sapiens“ (p. 265).

Denekamp – Niederlande (van der Hammen u. a. 1967): „Interstadial . . . anhand mehrerer Bohrkern in der Denekamp-Region festgestellte Wärmeschwankung zwischen 32.2 und 28.86 ka . . . ohne daß eine Analyse den Zeitabschnitt jedoch vollständig hätte erfassen können, deshalb wenig präzise und schwer mit den französischen Interstadialen zu korrelieren“ (p. 297).

Arcy – Frankreich (Leroi-Gourhan u. Leroi-Gourhan 1965): „Interstadial . . . palynologisch festgestellt in den Sedimenten der Grotte-du-Renne, zwischen 31 und 30 ka“ (p. 62).

Kesselt – Belgien (Gullentops 1954; Bastin 1971): „Interstadial . . . die von verschiedenen Disziplinen (Geologie, Palynologie, ^{14}C) beigebrachten Daten reichen keineswegs aus, um eine Typlokalität anzuerkennen . . . mit Daten zwischen 29 und 25 ka wird es manchmal einem größeren Komplex gleichgesetzt, entsprechend dem vorangegangenen Arcy-Interstadial und der dazwischen gelegenen Kaltphase . . . insofern vergleichbar dem Denekamp“ (p. 557).

Tursac – Frankreich (Leroi-Gourhan 1968): „Interstadial . . . beobachtet am Abri du Facteur, mit einer Dauer von vielleicht 1000 Jahren um ca. 23 ka“ (p. 1078).

Laugerie – Frankreich (Leroi-Gourhan 1984a): „Interstadial . . . palynologisch und sedimentologisch beobachtet . . . auch Würm III–IV genannt . . . unmittelbar nach dem Maximum der letzten Kaltzeit . . . zwischen 19.7 und 18.5 ka“ (p. 610).

Lascaux – Frankreich (Leroi-Gourhan u. Girard 1979): „Interstadial . . . palynologisch an einem 8 m hohen Profil im Einangsbereich der Grotte du Lascaux beobachtet . . . zwischen 17.8 und 16.5 ka“ (p. 608).

Angles – Frankreich (Bastin 1975): „Klimaschwankung . . . palynologisch beobachtet im archäologischen Horizont des Magdalénien III von Angles-sur-l'Anglin . . . ohne Präzisierung der Zeitstellung“ (p. 48).

Angaben zum letzten Interstadial-Komplex Bölling-Alleröd entfallen, da sie außerhalb der Reichweite dieser Untersuchung liegen.

Es zeigt sich, daß zwei Termini besser vermieden werden, da sie offensichtlich mehrere, anderenorts exakter beschriebene Klimaschwankungen jeweils zu einem Komplex zusammenfassen und beide Komplexe sich zudem noch zeitlich überschneiden: Denekamp und Kesselt. In der auf Abb. 1 wiedergegebenen Korrelation des GRIP-Kernes, die ja die gesamte Weichsel-Abfolge betrifft, mag der Terminus Denekamp in seinem heute überwiegend gebrauchten Sinn zum Ausdruck kommen: letzter größerer Abschnitt mit einem wärmeren Klima vor dem Hochglazial. Den Terminus Kesselt finden wir in der jüngeren Literatur bereits in Anführungszeichen gestellt, so z. B. in der Diskussion um die Abfolge der Klimaschwankungen im Périgord durch H. Laville 1988¹⁰. Den Terminus Denekamp werden wir also ausscheiden, ebenso das „Kesselt“, das zunehmend durch eine andere belgische Typlokalität ersetzt wird:

¹⁰ Die Gründe für die Anführungszeichen werden von Laville, Raynal u. Texier (1986, 35, Anm. 1) dargelegt.

Maisières – Belgien (Haesaerts u. de Heinzelin 1979): Interstadial, pedologisch und palynologisch beobachtet, mit Artefakten eines alten Gravettien und Stielspitzen nordischen Typs. Zeitstellung 28 ka.

Der Vollständigkeit wegen sei noch eine Schwankung ganz am Ende des uns interessierenden Zeitraumes ergänzt:

Prä-Bölling (Leroi-Gourhan u. Leroi-Gourhan 1965): Wärmeschwankung, pollenanalytisch beobachtet im Abri du Lagopède von Arcy-sur-Cure mit Funden eines mittleren Magdalénien. Keine Zeitangaben.

Die Altersschätzungen für die Interstadiale des atlantischen Europas im Vergleich

Angesichts der mit vielen Problemen behafteten Ergebnisse der Absolutdatierungen (Zuordnung der Proben, Laborabweichungen, Kontamination etc.) soll nicht auf die primären Daten zurückgegriffen werden, um deren Validität im Einzelnen zu überprüfen. Vielmehr sei diese Arbeit denjenigen überlassen, die aufgrund einer langjährigen Auseinandersetzung mit der Materie zur Einschätzung der Datenserien am besten in der Lage sind.

Die in Tab. 1 links angegebene Einschätzung der Zeitstellung der Interstadiale nach Arl. Leroi-Gourhan (1988a) entspricht den oben bereits angeführten Werten. In der Mitte sind die Altersschätzungen von H. Laville angeführt, wie er sie 1988 anlässlich einer Korrelation seiner in erster Linie sedimentologisch (an Sedimenten aus Höhlen und Abris) beobachteten Périgordstufen mit den Klimastufen sensu Arl. Leroi-Gourhan gegeben hat (Laville 1988).

Die dritte Altersschätzung stammt von dem Autorenteam B. Bosselin und F. Djindjian, welches sich die Aufgabe gestellt hat, die Abfolge des Jungpaläolithikums in Frankreich neu zu definieren. Die Werte für den Zeitraum nach dem Maximum der letzten Eiszeit sind dem Aufsatz über die Abfolge des Magdalénien aus dem Jahre 1988 (Bosselin u. Djindjian 1988, 308, Fig. 1) entnommen, in dem die Argumente für die zeitliche Einstufung der Klimastufen leider nicht genauer diskutiert werden. Doch dürfen wir davon ausgehen, daß die Werte den 1988 gültigen Forschungsstand wiedergeben.

Die Altersangaben für den Zeitraum Maisières bis Tursac sind dem Aufsatz von B. Bosselin 1996 über die Bedeutung der Stratigraphie des Abri Pataud für die Chronologie des mittleren Jungpaläolithikums entnommen (Bosselin 1996, 191, Fig. 10). Diese Angaben sind besonders wichtig, da sie fast ausschließlich auf Beschleuniger-Daten beruhen. Die Einstufung des Tursac sollte deshalb als weitgehend gesichert gelten.

Aus dem gleichen Aufsatz von 1996 stammt die Angabe für den Beginn des Würm III–IX (Bosselin 1996, 191, Fig. 10) in Bezugnahme auf das Lavillesche System. Die entsprechende Sedimentphase wurde von Laville als *mild and humid* gekennzeichnet und sie liegt zwischen den Phasen VIII (*cold and dry*) und X (*very cold and dry*) (Laville, Rigaud u. Sackett 1980, 307, Fig. 9.7).

Die Zeitdauer des Maisières-Interstadials wurde beim Kongress in Bratislava 1991 mit 29.3–27 ka (Djindjian 1993a, 138, Fig. 1) eingeschätzt, dann jedoch auf 29.0–28.0 (Djindjian 1993b, 42) begrenzt.

Ebenfalls auf dem Kongress in Bratislava (Djindjian 1993a) wurde die Altersschätzung 31.5–30 ka für das Arcy-Interstadial gegeben und 34–31.5 ka für eine vorangegangene *première épisode froid du Würm récent* (Djindjian 1993a, 137). Für den davor liegenden, dem Lavilleschen Würm-Interstadial entsprechenden Zeitabschnitt wurden 43–34 ka genannt; an anderer Stelle (Djindjian 1993b, 39) wurde dieses Würm-Interstadial dem Hengelo-Les Cottés gleichgesetzt.

	Leroi-Gourhan 1988	Laville 1988	B.B & F.D. 1988 – 1996
Bölling	13.3 – 12.3	13.2 – 12.2	13.3 – 12.2
Prä-Bölling		– 13.2	14.5 – 14.0
Angles	?		15.1 – 14.8
Lascaux	17.8 – 16.5	18.0 – 16.0	18.0 – 16.2
Laugerie	19.7 – 18.5	20.0 – 18.8	– 18.8
.....			
Périgord W III-IX			21.5 –
Tursac	um 23.0	24.0 – 23.0	26.5 – 24.5
„Kesselt“-Maisières		29.0 – 27.0	29.0 – 28.0
Arcy	31.0 – 30.0	31.5 – 30.0	31.5 – 30.0
Les Cottés	36.0 – 34.0	– 34.5	– 34.0
Hengelo	39.0 – 37.0	43.0 –	43.0 –
.....			
Moershoofd	51.0 – 46.5 ?		

Tab. 1. Die Zeitstellung der Interstadiale des atlantischen Europa von 50 bis 12 ka nach der Einschätzung verschiedener Autoren (Leroi-Gourhan 1988a, Laville 1988, Bosselin 1996, Bosselin u. Djindjian 1988, Djindjian 1993a und Djindjian 1993b). Die Werte entsprechen unkalibrierten ^{14}C -Altern.

Die Interstadiale in den Eiskernen: ein erster Korrelationsversuch

Für die Zuordnung der Interstadiale des atlantischen Europas zu den Klimaereignissen in den grönländischen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven ist es zunächst notwendig, diejenigen Ereignisse herauszusuchen, denen man einen nachhaltigeren Einfluß auf das Klima zubilligen möchte. Dies wurde mit der Numerierung der Dansgaard-Oeschger-Ereignisse bereits von anderer Seite vorgenommen (Dansgaard u. a. 1993) (Abb. 1 und 2). Ebenso wurde das Ereignis 12 bereits dem Hengelo gleichgesetzt (Abb. 1), was nach dem allgemeinen zeitlichen Rahmen der Schätzungen so übernommen werden kann.

Gehen wir vom Jüngeren zum Älteren, so kann vor dem Anstieg zum Holozän der Interstadialkomplex Bölling-Alleröd deutlich ausgemacht werden. Davor liegt der wenig klar strukturierte Abschnitt, in dem die Korrelation der zwei Kurven aufgrund des Fehlens markanter $\delta^{18}\text{O}$ -Flanken sehr schwierig ist (s. o.). Dieser Abschnitt wird durch ein deutliches Signal eingeleitet (Interstadial 2), das unmittelbar auf das maximale Klimapessimum folgt. Dieses Ereignis 2 werden wir mit dem Laugerie-Interstadial korrelieren.

Die Ereignisse 3 und 4 sollten dann dem Tursac entsprechen und Ereignis 5 dem Maisières. Die davorliegenden Ereignisse 6 und 7 sind (vorerst) mit dem Arcy zu korrelieren, denn für das lange Ereignis 8 muß eine größere Wärmeschwankung gesucht werden, wofür nur das Les Cottés in Frage kommt. Die zwischen dem Les Cottés und dem Hengelo gelegenen kleineren Schwankungen 9 bis 11 können im Augenblick noch nicht genauer angesprochen werden.

Ein Vergleich der Altersschätzungen auf Tab. 1 mit der GISP2 bzw. GRIP-Zeitskala, zeigt jedoch beträchtliche Differenzen, was auf die Tatsache zurückzuführen ist, daß die Altersschätzungen auf unkalibrierten ^{14}C -Altern beruhen.

GISP2 und IntCal93.14C

1993 wurde von M. Stuiver und P. Reimer der Zeitschrift Radiocarbon das Kalibrationsprogramm CALIB beigelegt (Stuiver u. Reimer 1993). Darin ist auch der Datensatz IntCal93.14C enthalten, mit den Daten für die Kalibrationskurve zur Umrechnung der ^{14}C -Jahre in Kalenderjahre. Bis zum Alter von 9440 Kalenderjahre v. Chr. basiert sie auf den Jahrringzählungen verschiedener Dendrokurven¹¹, vor 9440 stützt sich die Kalibrationskurve auf Thermolumineszenz-Daten kombiniert mit Jahreszuwachsählungen von Korallen (nach Bard u. a. 1993). Sie reicht zurück bis zum ^{14}C -Alter von 19.262 bp entsprechend dem kalibrierten Kalenderalter von 21.000 BC bzw. 22.950 BP_{CAL}.

Das Verhältnis der ^{14}C -Alter (bp) zu den Zeitskalen der Eiskerne kann anhand des Alters von Interstadial 2 (Laugerie) ermittelt werden. Im GISP2-Kern liegt es zwischen 23.5 und 22.1 BP_{GISP2}, im GRIP-Kern zwischen 21.6 und 20.0 BP_{GRIP}. Die Schätzung von Arl. Leroi-Gourhan beträgt 19.7 bis 18.5 ka (entsprechend unkalibrierten ^{14}C -Altern bp). Die ältesten Werte im IntCal93.14C-Datensatz sind 22.950 BP_{CAL} = 19.262 ^{14}C -Jahre bp und 21.950 BP_{CAL} = 18.367 ^{14}C -Jahre bp. Legt man durch diese beiden Punkte eine Gerade, so kann durch Interpolation das Alter des Interstadials in BP_{CAL} ermittelt werden: es ergibt sich überraschenderweise das Alter von 23.450–22.100 BP_{CAL}, das dem Alter von 23.5–22.1 BP_{GISP2} exakt entspricht. Offensichtlich ist die GISP2-Zeitskala in Übereinstimmung mit dem IntCal93.14C-Datensatz. Nach der Skala der GRIP-Kurve hätte das Laugerie-Interstadial hingegen ein Alter von ca. 18.1 bis 16.9 bp und fiel somit aus dem Rahmen der Schätzungen. Dies ist der Grund, warum im folgenden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des GISP2-Kernes als Referenzkurve verwendet werden.

GISP2 vor 18.0 bp

Abb. 3 zeigt die gesamte IntCal93.14C-Kurve, eingetragen in eine Skala für den Zeitraum von 46 bis 0 (bzw. –2) ka BP – also im Rahmen des uns an den grönländischen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven interessierenden Abschnitts. Bei einem derart großen Maßstab zeigt sich, daß die Abweichung der ^{14}C -Alter bemerkenswert konstant verläuft. Nähert man die IntCal93.14C-Kurve einer Geraden an, so liegt diese in einem Winkel zwischen 39–40° gegenüber der Horizontalen.

Ist man jedoch versucht diese Gerade einfach in den vorangegangenen Zeitraum zu verlängern, mit der Absicht, eine bessere Einschätzung der ^{14}C -Daten höheren Alters zu gewinnen, wird man enttäuscht werden, denn es ergeben sich für den Beginn des Interstadials 12 (Hengelo) mit einem GISP2-Alter von 45.5 ka unkalibrierte ^{14}C -Alter von ca. 38 ka. Im Vergleich zu den heute überwiegend vertretenen Alterseinschätzungen (43 ka) liegen sie beträchtlich zu tief.

Aus Gründen, die beim jetzigen Veröffentlichungsstand für uns nicht nachvollziehbar sind, ergeben sich jedoch gute Übereinstimmungen, wenn eine Gerade zwischen dem mit Intcal93.14C ermittelten Alter von 21.484 für 18.0 bp¹² und dem Alter von 43 ka bp für das GISP2-Alter von 45.5 ka, dem

¹¹ Es wird vermutet, daß 1. in der Hohenheimer Eichenkurve von 1993 bei dem Alter um 7200 Jahre 41 Jahresringe fehlen und 2. die der Eichenkurve vorangehende Kiefernkurve möglicherweise um 120 Jahre älter angesetzt werden muß (Björck u. a. 1996, 1155, Anm. 6). Die IntCal93.14C-Kalibrationskurve wäre demnach als fehlerhaft zu betrachten. Diese Abweichungen haben aber für die in diesem Beitrag diskutierten langen Zeiträume keine Bedeutung.

¹² Dieses Alter wurde herangezogen, weil es in etwa auf der Geraden der IntCal93-Kurve (mit 39–40° Steigung) liegt.

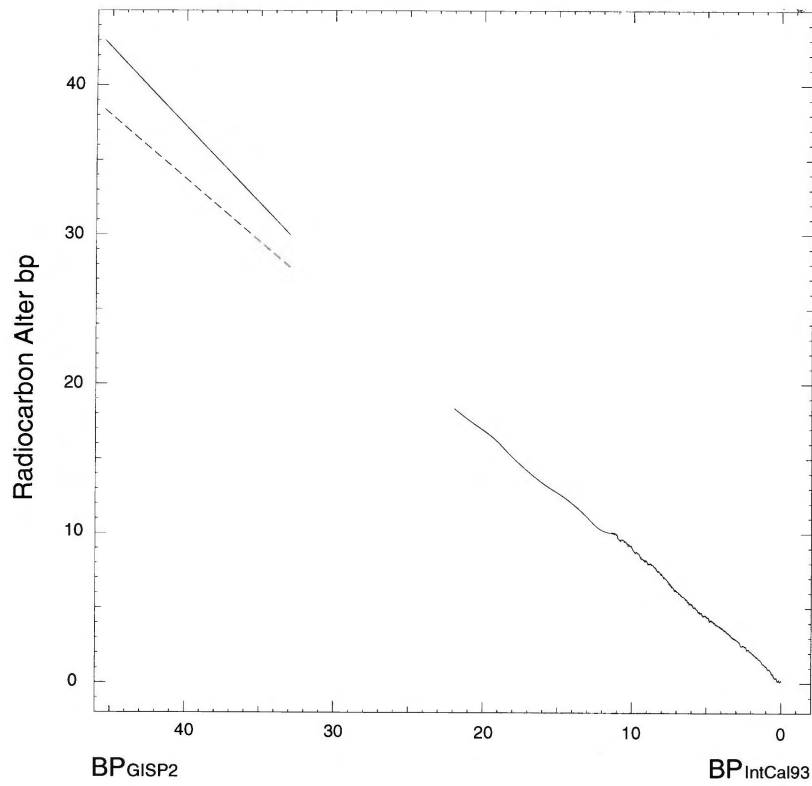


Abb. 3. Die von Stuiver u. Reimer 1993 veröffentlichte Kalibrationskurve IntCal93.14C im Zeitraum von 22.950 bis 0 ka BP (rechts) und die Steigung der Geraden (links), die zur Ermittlung der ^{14}C -Alter auf der GISP2-Skala von 21.484 bis 45.5 ka BP_{GISP2} (vgl. Abb. 4) diente, im Vergleich zur Steigung der Durchschnittsgeraden der IntCal93.14C-Kurve (durchbrochene Linie).

Beginn des Interstadials 12, gelegt wird. Die mit dieser Geraden (Steigung 46.5°) ermittelten Werte wurden deshalb auf die GISP2-Skala übertragen (Abb. 4).

Da dieser Schritt auf Widerspruch stoßen mag, sei daran erinnert, daß die Zeitskalen der Eiskerne keineswegs Sonnenjahren entsprechen und wir lediglich zwei relative Skalen vor uns haben, Radiocarbon-Skala und GISP2-Skala, die, wie die folgenden Ausführungen zeigen werden, mithilfe einer Interpolations-Geraden in Übereinstimmung gebracht werden können. Wie weit beide Skalen von tatsächlichen Absolut-Altern entfernt sein mögen, hat für die hier vorgenommene Korrelation keine Bedeutung.

Überprüfung der erweiterten ^{14}C -Skala

Auf Abb. 4 können die Ergebnisse unserer bisherigen Korrelation abgelesen und anhand der ^{14}C -Skala mit den Schätzungen in Tab.1 verglichen werden (s. a. Tab. 2 links).

Zunächst finden wir stimmige ^{14}C -Alter für das Tursac-Interstadial nach Bosselin und Djindjian (26.5–24.5 ka), das am namensgebenden Fundort aus zwei Schwankungen aufgebaut ist (Leroi-Gourhan 1968)¹³. Die Daten für das Maisières entsprechen den Schätzungen (29.3–28 ka).

¹³ Auch im Abri Pataud wird es von einer Kälteschwankung unterbrochen (*Abri Pataud: éboulis 3–4 ocre* nach Bosselin 1996, 187).

Schwierigkeiten ergeben sich für das Arcy, für das 31.5 bis 30 ka geschätzt werden. Diese Angaben stimmen für das Interstadial 6 – welches deshalb auch mit dem Arcy korreliert wird –, betreffen aber auch noch das vorangegangene Stadial. Der Zeitraum vor dem Arcy wird von Bosselin und Djindjian als *première épisode froid après le Würm-Interstadial* bezeichnet und auf ein Alter von 34–31.5 ka geschätzt. Mit dem Beginn dieses Zeitraums kann man einverstanden sein, denn er fällt sehr gut mit dem Ende des Les Cottés zusammen, der letzten großen Wärmeschwankung des Würm-Interstadials (im Sinne von Laville, s. u.). Jedoch liegt in dem als kalt angenommenen Zeitraum ein deutlich ausgeprägtes Interstadial, das auf Abb. 4 vorläufig mit einem „Q“ bezeichnet wurde. Hierauf und auf die Gliederung des langen Zeitraumes von 43 bis 34 ka muß im Folgenden ausführlicher eingegangen werden.

Das sog. Würminterstadial und die erste nachfolgende Wärmeschwankung

Zur inneren Gliederung des Würm-Interstadials¹⁴ wird heute die Châtelperonnien-Freilandfundstelle von Les Tambourets (Haute-Garonne) herangezogen (Laville, Paquereau u. Bricker 1985). Pollenanalytisch konnte hier eine Dreigliederung des Zeitraumes von 43 bis 34 ka beobachtet werden, deren drei Stufen als *terme 1–3* bezeichnet werden. Zusätzlich liegen für die Les Tambourets-Schwankung Thermolumineszenz-Daten vor (Laville, Raynal u. Texier 1986, 41), deren ältestes mit 43.0 ± 4.1 wohl maßgeblich für die Einschätzung des Beginns des Würminterstadials um 43.0 ka verantwortlich sein dürfte¹⁵.

Der erste Abschnitt (*terme 1*) zeigt ein temperiertes Interstadial mit einem Baumpollenanteil bis 63 %, für das der Terminus *amélioration des Tambourets* vorgeschlagen wurde (Laville, Paquereau u. Bricker 1985, 1137). Der zweite Abschnitt (*terme 2*) ist kälter mit einem Rückgang der Baumpollen auf 26 %. Der dritte Abschnitt (*terme 3*), in dem die Baumpollen wieder 47 % erreichen, wird mit dem Les Cottés-Interstadial korreliert.

In unserer Korrelation werden wir den ersten Abschnitt, die Tambourets-Schwankung, dem Hengelo gleichsetzen. Der zweite Abschnitt gibt uns eine Bezeichnung für die Ereignisse 11–9 zwischen Hengelo und Les Cottés, die in Abb. 4 mit der Abkürzung WII–III/2 gekennzeichnet sind.

Schwieriger ist die Korrelation des in den grönländischen Eiskernen zwischen dem Les Cottés und dem Arcy liegenden Interstadials 7, da dieses bisher anscheinend nicht klar erkannt werden konnte. Wahrscheinlich darf es jedoch in der Fundstelle Grande Roche au Quinçay (Vienne) gesucht werden, in der über sterilen Schichten (Sedimenteinheit *Er*) eine Abfolge des Châtelperonnien (Sedimenteinheiten *Eg* bis *Ej*) entdeckt wurde (Lévêque u. Miskovsky 1983). Die Pollenanalysen von C. Leroyer zeigen im basalen Abschnitt von *Er* – leider ist die Erhaltung für einzelne Lagen in diesem Abschnitt ungünstig – einen Baumpollenanteil bis zu 72 %. Diese bedeutende Wärmeschwankung wird der Tambourets-Schwankung gleichgesetzt (Leroyer 1990, 51). Im oberen Abschnitt der Sedimenteinheit *Er* gehen die Baumpollen auf 20 % zurück; dieser Abschnitt wird mit dem *terme 2* von Les Tambourets korreliert. Dem Les Cottés werden die hangenden Sedimenteinheiten *Eg* und *En* (mit den ersten Châtelperonnien-Inventaren) gleichgesetzt, in denen die Baumpollen wieder 47 % erreichen. Nach einem trocken-kalten Abschnitt (*Em* bis *Ejm*) folgt schließlich eine weitere temperierte Schwankung (*Ejo*), in der ebenfalls ein Châtelperonnien gefunden wurde.

¹⁴ Es entspricht dem Würm II-III der ursprünglichen Lavilleschen Gliederung (Laville 1975; Laville, Rigaud u. Sackett 1980), die im Verlauf der 80er Jahre einer Revision unterzogen wurde (Laville, Paquereau u. Bricker 1985; Laville 1988).

¹⁵ Das Datum stammt aus den vulkanischen Ablagerungen von Royat (Puy-de-Dôme) (Laville, Raynal, Texier 1986, 41). Es ist auch für unsere Korrelation von maßgeblicher Bedeutung.

Nach den herkömmlichen Vorstellungen, entspräche das dem Les Cottés folgende Interstadial dem Arcy, entsprechend müßte auch die Sedimenteinheit *Ejo* in Quinçay mit dem Arcy korreliert werden. Diese Gleichsetzung wird von Leroyer jedoch in Frage gestellt, denn sie würde ein ungewöhnlich langes Retardieren des Châtelperronien verlangen, in einen Zeitraum, der an anderen Fundstellen bereits vom Aurignacien II eingenommen wird (vgl. Leroyer 1988, Tab. 1). Leroyer stellt deshalb die Frage, ob es sich bei der letzten Wärmeschwankung von Quinçay *Ejo* nicht um ein bisher unbekanntes Wärmeereignis handeln könnte (Leroyer 1988, 104–105 und Leroyer 1989, 92).

Unsicherheiten bestehen auch an anderen Fundstellen, so in St. Césaire (Charente-Maritime), wo am Ende des Les Cottés (Tiefe 204–219) eine Oszillation erscheint (in ihr beginnt das Proto-Aurignacien), die von Arl.Leroi-Gourhan als *instabilité climatique* gekennzeichnet wurde (Leroi-Gourhan 1984b, 197, Fig. 2). Da das Problem jedoch in Quinçay zum erstenmal ausführlich diskutiert wurde (Leroyer 1988), sei – da nun einmal ein Name gefunden werden muß – für das bisher nicht identifizierte Interstadial zwischen Les Cottés und Arcy die Bezeichnung Quinçay vorgeschlagen.

Für die Gleichzeitigkeit bzw. Abfolge von Châtelperronien und Aurignacien ergäben sich folgende Konsequenzen: Gleichzeitigkeit von Proto-Aurignacien bzw. Aurignacien 0 und Châtelperronien von Les Cottés bis einschließlich Quinçay, Aurignacien I in der dem Quinçay folgenden Kältephase und Aurignacien II im Arcy. Die Zeitspanne der Parallelität von Châtelperronien und Aurignacien wäre damit auf die Interstadiale Les Cottés und Quinçay verkürzt¹⁶. Ebenso betroffen von diesem „neuen“ Interstadial wäre der geochronologische Rahmen der Gliederung des Aurignacien durch Djindjian 1993¹⁷.

Die Ergebnisse der so gewonnenen Korrelation sind in Abb. 4 eingetragen worden; die Alter der einzelnen Klimaschwankungen, festgestellt anhand der steilen $\delta^{18}\text{O}$ -Flanken zu Anfang und Ende der Ereignisse und abgelesen an der ^{14}C -Skala, sind auf Tab. 2 links zusammengestellt.

GISP2 und das kontinentale Europa

Die Gültigkeit des eben entwickelten Gerüsts soll im Folgenden an den Klimaereignissen des kontinentalen Europas überprüft werden und zwar anhand einer Aufstellung von ^{14}C -Daten für die wichtigsten Sequenzen hinsichtlich Klimageschichte und Archäologie. Wiederum werden wir uns dabei die langjährige Erfahrung der mit der Materie am besten Vertrauten zu Nutze machen, indem wir auf die von ihnen als repräsentativ erachteten ^{14}C -Daten zurückgreifen (Tab. 2).

Willendorf II / 1 bis 3

Die Besprechung der Tabelle 2 soll mit der Sequenz von Willendorf II beginnen, die vor kurzem eine Neubearbeitung erfahren hat (Haesaerts 1990a). In dem insgesamt ca. 16 m hohen Profil (Brandtner 1959, Abb. 120; Haesaerts 1990c, 33, Fig. III–10) erscheinen archäologische Funde ab einer Tiefe von 9 m (Fundhorizonte 1–3)¹⁸. Die Fundhorizonte 1 und 2 liegen im basalen Bereich eines 3,5 m mächtigen

¹⁶ Es bliebe nur mehr eine Fundstelle, an der diese Zeitspanne überschritten würde: Arcy-sur-Cure, Grotte du Renne, wo das Châtelperronien bis zum Beginn des Arcy laufen soll. Doch erscheinen die Pollenprofile an dieser Fundstelle problematisch, insofern sie aus mehreren Teilprofilen zusammengesetzt sind (vgl. Leroi-Gourhan u. Leroi-Gourhan 1965, 6, Fig. 2, Stellen A-E, bzw. Leroi-Gourhan 1988b, 104, Fig. 1).

¹⁷ Die Abfolge (Djindjian 1993a, 137 bzw. 1993b, 30) Aurignacien 1 = *première épisode froid du Würm récent* (34.0–31.5 ka), Aurignacien 2 = Ende der vorangegangenen Periode und erste Hälfte von Arcy, Aurignacien 3a = zweite Hälfte des Arcy (mit einer Zeitdauer des Arcy insgesamt von 31.5 bis 30.0 ka) wurde auf Abb. 4. entsprechend modifiziert.

¹⁸ Nach dem von Svoboda 1986 eingeführten Terminus werden sie als „Early Upper Paleolithic“ bezeichnet.

Sedimentkörpers, der nach der Interpretation von Brandtner 1959 als Fließerdekomplex angesprochen wird, da es sich um umgelagerte Bodenbildungen handelt, deren primäre Entstehung unter einem warm-feuchten Klima erfolgte¹⁹. Bei Haesaerts (1990a) entspricht dieser Fließerdekomplex im wesentlichen den *loess ruisselés* bzw. *limons hétérogènes* der *Unité D*.

Dieser Fließerdekomplex²⁰ wurde dann durch eine Bodenbildung überprägt, die in Willendorf II bis auf den Kalkanreicherungs-horizont wieder erodiert wurde (Haesaerts 1990a, 205). Die Reste dieser Bodenbildung werden von Haesaerts mit der Bodenbildung von Bohunice (*Sol du Bohunice*) korreliert (s. u.).

Nach den ¹⁴C-Daten – und nach unserer Korrelation – sollten die im Fließerdekomplex umgelagerten Böden im wesentlichen im Hengelo entstanden sein, die Umlagerung hätte in der folgenden Kälteschwankung bzw. im W II–III/2 stattgefunden, für die Ausbildung des Bohunice-Boden wäre das Les Cottés-Interstadial verantwortlich gewesen.

Fundhorizont 3 wird von Brandtner ebenfalls in den Fließerdekomplex gestellt; das ¹⁴C-Datum mit 34.1 ka würde diese Einordnung bestätigen. Nach Haesaerts (Haesaerts 1990a, 205) hingegen liegt der Fundhorizont 3 bereits an der Basis der nächsten stratigraphischen Einheit, der *Unité C* mit den *loess stratifiés hydromorphes*²¹.

Zur Klärung dieses Widerspruchs könnte das am Ende des Les Cottés hängende kurze Interstadial herangezogen werden, das im GISP2-Kern um 33.6–33.4 ka erscheint und auch im GRIP-Kern deutlich ausgeprägt ist. Die Ablagerung der stratifizierten Löss der *Unité C* nach Haesaerts hätte dann bereits in dem kurzen Kälteeinbruch um 34.0 ka begonnen²².

Bohunice

Die Fundstelle von Bohunice liegt am südwestlichen Stadtrand von Brno, von hier stammt eine charakteristische Levallois-Industrie mit langezogenen Spitzen und klingenförmigen Abschlägen, an denen besonders Kratzer jungpaläolithischer Ausprägung auffallen²³. Die Artefakte wurden in soliflukktiv verlagerten Lössen und Lößlehmern gefunden, die durch einen stark entkalkten Boden vom Braunerde-Typ überprägt sind, der nach Haesaerts einen Hinweis auf ein zweifellos wichtiges Interstadial (Haesaerts 1990b, 534) darstellt. In dem trockenen Klima des Brüner Beckens wurde dieser Boden nicht erodiert.

¹⁹ Folglich betrachtet er auch die Fundhorizonte 1 bis 3 als umgelagert; möglicherweise gehörten sie primär zu einer einzigen Fundschicht (Brandtner 1959, 186).

²⁰ Er liegt über einem 3 m mächtigen Löß, der von Brandtner dem Würm I und von Haesaerts dem Unteren Pleniglazial zugeordnet wird.

²¹ Fundhorizont 3 wurde im Kontakt mit dünnen, verzogenen (*étiré*) Bändern von bräunlichem Löß angetroffen, also ebenfalls nicht mehr in situ, jedoch nicht in dem Maße verlagert, wie die Fundhorizonte 1 und 2.

²² Die Zeitangaben von Haesaerts, etwa ± 45 ka für den Beginn der ersten Hälfte des Interpleniglazials oder ± 35 bis ± 25 ka für die Dauer der zweiten Hälfte, zeugen wohl von einer gewissen Skepsis gegenüber absoluten Daten. Umso auffälliger muß deshalb das im Haesaertsschen Rahmen sehr exakte Datum „kurz vor 34 ka“ für das Ende der Bohunice-Bodenbildung erscheinen; es darf wohl auf das Datum aus Fundhorizont 3 zurückgeführt werden.

²³ Von der mährischen Forschung wird besonders auf Parallelen im Nahen Osten (z. B. Svoboda u. a. 1994, 206) hingewiesen. Der Verfasser möchte die Gelegenheit nutzen und auf die Ähnlichkeiten im späten Moustérien der (nähergelegenen) Fundstelle Abri du Maras (Niveau 1) in der Ardèche hinweisen (Combiér 1967, 164–167; bes. Fig. 70–71 mit entsprechenden Grundformen und Fig. 76–77 mit Klingenskratzern und Sticheln). Im liegenden *Moustérien à lames* (Niveau 2) kann im Übrigen ein genetischer Vorläufer dieser Industrie gefunden werden. Der Ursprung des Bohunicien sollte deshalb vorrangig in Europa gesucht werden.

^{14}C bp nach GISP2	Bohunicien	Willendorf II	B. Klíma	Grubgraben	P. Haesaerts
Lascaux	17.5		E2: < 15.35		
	18.2			18.4	
Laugerie	20.1		E1: < 18.4	19.0	
.....					
		K9			
.....					
	24.2				Sol de Pavlov
Tursac	26.0	K8: 25.8	T: 25.0		
	28.6				
Maisières	29.3	K7 ?	K: 28.67 ?		
.....					
	30.0				Sol de Stillfried B
Arcy	30.7	K5: 30.5	A: 29.94		
	31.5	K4: 31.7			
Quinçay	32.4	K4: 32.0	V: 32.0		
.....					
	33.4				Sol de Bohunice
Les Cottés	35.4	F3: 34.1			
	37.2	S: 38.2			
W II-III/2	39.9	S: 38.5	UD: 39.5		
		B: 40.1			
	40.5	S: 41.3			
Hengelo	43.0	B: 42.9	UD: 41.7		

Tab. 2. Die am GISP2-Kern für die Interstadiale des atlantischen Europas ermittelten ^{14}C -Alter im Vergleich mit den Daten für die wichtigsten Sequenzen in Niederösterreich und Mähren. Von links nach rechts: 1. Daten für die Interstadiale des atlantischen Europas nach Abb. 4. 2. Daten für das Bohunicien nach Valoch 1996, 61, Tab. 4 (B für Bohunice und S für Stránská skála). 3. Daten für Willendorf II nach Haesaerts 1990a, 214–215. (UD für Unité D, F für Fundhorizont und K für Kulturschicht). 4. Zuordnung der Klimaereignisse von Dolní Věstonice und Pavlov nach Klíma 1996, 42, Abb. 20 (V für Les Vaux, A für Arcy, K für Kesselt, T für Tursac und E für Eiskeil). 5. Daten für die Kulturschicht 4 von Grubgraben nach Haesaerts 1990c, 30. 6. Korrelation der Bodenbildungen nach P. Haesaerts 1990a, 216, Fig. 7, bzw. Haesaerts 1990b, 535, Tab. II.

J. Svoboda 1993 sieht eine stratigraphische Zweiteilung des Bohunicien: Die untere Einheit des Bohunicien mit ^{14}C -Daten älter 40 ka läge „im obersten Abschnitt eines gelifluktiv umgelagerten Bodensedimentes“ und wird als *final lower pleniglacial* angesprochen. Die obere Einheit läge im „Interpleniglazial mit intensiverer Bodenbildung um 38.0 ka“ (Svoboda 1993, 27)²⁴. K. Valoch schildert

²⁴ Diese Bodenbildung wird von Svoboda mit dem Hengelo korreliert, doch hält er es für möglich, daß die Bodenbildung 2–3000 Jahre nach der Ablagerung des archäologischen Materials stattgefunden habe. Svoboda verwendet im gleichen Aufsatz auch den Begriff Denekamp mit der Altersangabe 32.5 bis 30.0 ka (Svoboda 1993, 29).

die Lage der Funde des Bohunicien folgendermaßen: „an der Basis eines etwa 30 cm mächtigen Mittelwürmbodens“ (Valoch 1996, 56); darunter, das sei ergänzt, findet sich wie in Willendorf II reiner Löß in größerer Mächtigkeit.

Willendorf II / 4 bis 9

Das nächste paläoklimatische Ereignis in Willendorf II ist mit der in situ erhaltenen Kulturschicht 4 (Aurignacien) verbunden. In den Profilzeichnungen von Haesaerts ist es nicht zu finden, auch weist er in seiner Besprechung nicht darauf hin. Doch ist es in dem Idealprofil für die INQA-Exkursion 1995 als wenigstens 20 cm mächtiger *humic loess* (im Gegensatz zum *browned loess* für die Kulturschichten 3 und 5) eingezeichnet (Frank, Nagel u. Rabeder 1995, 416, Tab. 1). Die ¹⁴C-Daten stellen die Kulturschicht 4 in unser Quinçay.

Kulturschicht 5 (erste Fundschicht des Gravettien, ebenfalls in situ erhalten) wird von Haesaerts als ein *loess humifère brun sombre* (Haesaerts 1990a, 205) angesprochen und mit dem *Sol du Stillfried B* korreliert, dessen Alter er um 30 ka, (ca. 31–29 ka soweit den Tabellen zu entnehmen ist) schätzt. Nach dem ¹⁴C-Datum fällt die Kulturschicht 5 in das Arcy.

In einem blaß-gelben Löss etwa 30 cm über Kulturschicht 5 fand Haesaerts eine kleine Konzentration von Artefakten, die er der Kulturschicht 6 zuordnet (Haesaerts 1990a, 212, Fig. 6). Nach weiteren 20 cm beginnt die *Unité B* (kalkhaltiger homogener Staub-Löss von hellgelber Farbe) (Haesaerts 1990a, 205) mit etwa 2,5 m Mächtigkeit, die im Hangenden von der rezenten Bodenbildung abgeschlossen wird. An der Basis der *Unité B* wurde eine ca. 30 cm mächtige Humusanreicherung festgestellt, in der Frank, Nagel u. Rabeder 1995 die Lage der Schicht Willendorf II–7 vermuten; Haesaerts konnte die Kulturschicht 7 jedoch nicht wiederfinden. Nach unserer Korrelation entspräche diese Humusanreicherung dem Maisières.

Etwa 25 cm höher fand Haesaerts die Kulturschicht 8 in einem dünnen (< 10 cm), jedoch gut sichtbaren leicht bräunlich eingefärbten Band (Haesaerts 1990a, 205). Nach dem ¹⁴C-Datum korreliert diese Bildung mit dem Tursac. In den Tabellen von 1985, 1990a und 1990b wird sie von Haesaerts als *Sol de Pavlov* mit einem Alter um 25 ka (ca. 24.5 bis 25.5 können den Tabellen entnommen werden) bezeichnet; das Ende fällt mit dem Beginn des oberen Pleniglazials zusammen.

Nach der Aufnahme von Haesaerts liegt die Kulturschicht Willendorf 9 ca. 20 cm über der Kulturschicht 8 und ist von einem kaum sichtbaren grauen Band begleitet. Leider gibt es hieraus kein ¹⁴C-Datum; es wäre besonders wichtig für die Altersstellung des Kostenki-Gravettien, dessen Beginn um 24.0 ka geschätzt wird. Im GISP2-Kern könnte sie mit der einzelnen, kurzen und wenig heftigen Schwankung um 23.7 ka korreliert werden, denn vergleichbar schwache Klimaschwankungen scheinen sehr wahrscheinlich auch im Profil von Grubgraben dokumentiert zu sein (s. u.).

Dolní Věstonice und Pavlov

Für die Korrelation der Klimaereignisse von Dolní Věstonice und Pavlov können wir auf die Einschätzungen von B. Klíma zurückgreifen, wie er sie z. B. 1995 an einem Idealprofil für die Lößabfolge in den Pollauer Bergen zusammengestellt hat (Klíma 1995, 42, Abb. 20). Zu erläutern ist die Herkunft des dort eingetragenen Terminus Les Vaux, der nach dem ¹⁴C-Datum von 32.0 ka in unser Quinçay fiel. Er dürfte wohl der Arbeit von Haesaerts 1985 über die Korrelation der belgischen Lösses mit denen in Mitteleuropa (Haesaerts 1985, 110, Fig. 3) entnommen sein, in der diese Bodenbildung (überliefert in der Form eines Kalkanreicherungsreliktes) einerseits mit dem Bohunice-Boden und andererseits mit dem Les Cottés-Interstadial (Haesaerts 1985, 108, Fig. 1) korreliert wird.

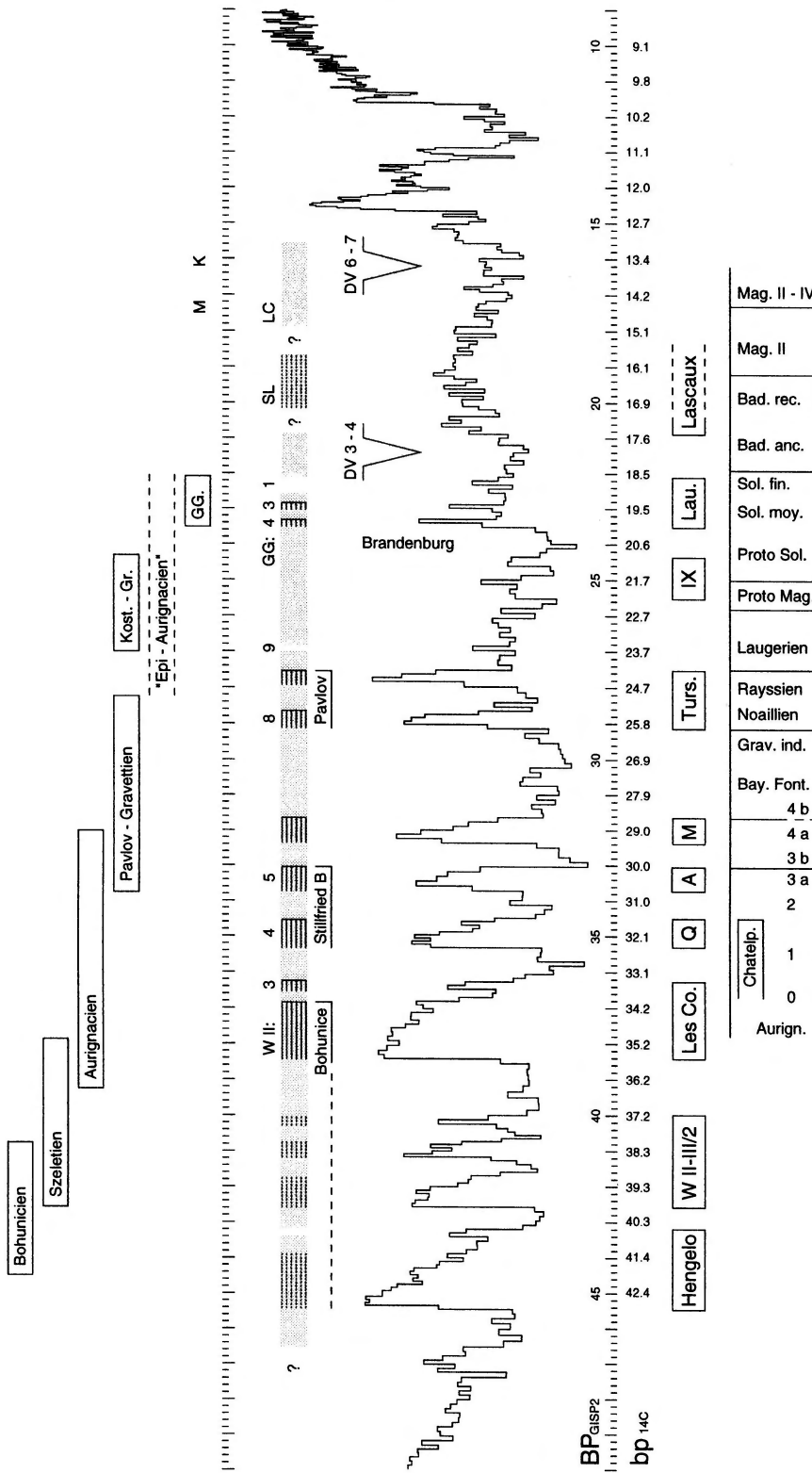


Abb. 4. Korrelation der GISP2- $\delta^{18}O$ -Kurve mit den Klimaereignissen und Technokomplexen des atlantischen (unten) und kontinentalen Europas (oben). Die ^{14}C -Alter bp von 9.1 bis 17.6 ka sind dem IntCal93.14C-Datensatz (Reimer u. Stuiver 1993) entnommen, von 18.5 bis 43.0 ka wurden sie anhand einer Geraden durch 18.0 bp = 21.484 BP_{GISP2} und 43.0 bp = 45.5 BP_{GISP2} bestimmt. Das Alter des maximalen Gletschervorstoßes (Brandenburger Stadium) mit 21.0 bis 20.0 ka wurde von Kozłowski 1990, 204 übernommen. Die Abfolge der Technokomplexe SW-Frankreichs basiert im wesentlichen auf Bosselin u. Djindjian 1988, Djindjian 1993b, Bosselin 1996 und Djindjian 1996, wobei die Laufzeit des Châtelperonnien ergänzt wurde. Die Abfolge der Technokomplexe in Mähren-Niederösterreich stützt sich auf Angaben von Svoboda 1994, Kozłowski 1996 und Oliva 1996, wobei für den Beginn des Aurignaciens die Daten des Geifenklösterle zugrundegelegt wurden. Zusätzlich angetragen sind (M) das Magdalénien à Navettes der Mazycka-Höhle (Allain u. a. 1985, 110) und (K) das Magdalénien der Kniegrotte (Feustel 1980, 120).

Stillfried B wird von Klíma dem Arcy gleichgestellt. Der von ihm benutzte Terminus Kesselt kann in unserer Korrelation durch den Terminus Maisières ersetzt werden, doch erscheint mir das angegebene ^{14}C -Datum mit 28.67 ka (so sehr es mit unserer Korrelation harmonierte) nicht gesichert. Jedenfalls konnte ich in den Zusammenstellungen von ^{14}C -Daten für das Pavlovien (Haesaerts 1990a, 214–215; Svoboda u. a. 1994, 148 oder Klíma 1995, 53–54) kein entsprechendes Alter finden. Für das Tursac-Interstadial wird von Klíma das Alter von 25.0 ka angegeben.

Eine Korrelation der Naßböden (Gley 1 bis 7), von denen wenigstens 4, maximal 7 erkannt wurden, wobei die Naßböden 3 und 4 sowie 6 und 7 jeweils eng beisammen liegen, kann aufgrund der ihnen eigenen Problematik und aufgrund der Unsicherheiten in den grönländischen Eiskernen im Zeitraum nach dem Laugerie-Interstadial nicht vorgenommen werden.

Die dicht übereinanderliegenden Naßböden 3–4 und 6–7 wurden jeweils von Eiskeilen durchstoßen; deren mögliche Bildungszeiten sind nach den Vorgaben der GISP2-Kurve in Abb. 4 eingetragen; die ^{14}C -Alter (GrN-2102 = 18.4 und GrN-2093 = 15.35) können als termini ante quos betrachtet werden.

Grubgraben

Die wohl wichtigste Fundstelle für das letztglaziale Kältemaximum ist derzeit die mehrphasige jungpaläolithische Station von Grubgraben bei Langenlois, ist hier doch offensichtlich der hangende Anschluß an das Profil von Willendorf II erhalten. Aus den bisher vorliegenden Berichten über die Ergebnisse der Ausgrabungen seit 1985 (Montet-White 1990 und 1991, Haesaerts 1990c, Brandtner 1989 und 1996) können wir entnehmen, daß in einem Löß des oberen Pleniglazials insgesamt 5 Kulturschichten gefunden wurden, wobei die Kulturschichten 4 und 3, welche den Höhepunkt der Begehung anzeigen, dicht übereinanderliegen. Anhand der ^{14}C -Daten (18.96 und 18.4 für Kulturschicht 4, bzw. 18.17 für die Kulturschichten 4 und 3 zusammen) fallen sie bei unserer Korrelation in das Laugerie-Interstadial. Haesaerts, dem wir eine ausführliche Besprechung der Sedimentationsfolge verdanken (Haesaerts 1990c), macht darauf aufmerksam, daß mehrere Beobachtungen (an Mollusken, Pollen oder Spuren von Wasserführung) dafür sprechen, daß der Zeitraum des Hochglazials keineswegs immer so trocken gewesen sein muß, wie man das gerne annimmt (Haesaerts 1990c, 30). Zusätzlich geht er von einer mehrmaligen Unterbrechung der Lößakkumulation aus, nachgewiesen durch zwei geringmächtige Humushorizonte (HH1 und HH2 im Bereich der Kulturschichten 4–2) und einen dünnen Erosionshiatus in Höhe der Kulturschicht 1. Dies wird von Brandtner abgelehnt (Brandtner 1996), im wesentlichen mit dem Argument, daß die Kulturschichten 4 bis 2 so dicht übereinander lägen, weshalb kein längerer Zeitraum zwischen deren Ablagerung vergangen sein könne. Folglich hätte auch nicht die für die Bildung der Humushorizonte HH1 und HH2 notwendige Zeit zur Verfügung gestanden²⁵. Ein Blick auf die kurzfristigen aber heftigen Wärmeoszillationen während des Laugerie auf Abb. 4 mag vielleicht zur Lösung dieser Kontroverse beitragen²⁶.

*

²⁵ So lehnt Brandtner diese beiden Humushorizonte ab, indem er sie als das Ergebnis eines anthropogenen Eintrags betrachtet.

²⁶ Ein von Brandtner erwähntes TL-Datum für Kulturschicht 4 mit ca. 19.9 ka (Brandtner 1996, 127) muß bis zur endgültigen Vorlage unverstündlich bleiben. Es läge zwar im Zeitraum des Laugerie-Interstadials unserer Korrelation – doch handelt es sich ja nicht um ein Radiokarbon-Datum. Die Überdeckung der Kulturschicht 1 mit dem Lößpaket LP3 hätte nach unserer Korrelation in dem auf das Laugerie folgenden Kälteeinbruch stattgefunden, die anschließende Rinnenausräumung und Wiederverfüllung (SL) im Lascaux. Für den Beginn der letzten Lößaufwehung von 2 m Mächtigkeit (LC) nennt Brandtner ein weiteres TL-Datum mit 14 ka (Brandtner 1996, 123); auch hier bleibt die endgültige Vorlage abzuwarten.

Ungeachtet der Frage, ob die eben vorgenommene Korrelation von der Forschung so angenommen werden wird, ist der Verfasser der Überzeugung, daß die „Registratur der Klimaereignisse der letzten Eiszeit durch die grönländischen Eiskerne“ für die Stratigraphie der Eiszeitforschung einen forschungsgeschichtlichen Rang einnehmen wird, der dem der Entdeckung der Radiocarbon-Methode nahekommmt. Hat uns diese eine Vorstellung von der zeitlichen Tiefe der Phänomene vermitteln können, so gibt uns jene die Möglichkeit, die stratigraphische Abfolge einer jeden Fundstelle auf ihre Vollständigkeit und Lücken hin zu überprüfen. Es ist vorherzusehen, daß die nächsten Jahre eine Revolution in der Korrelation der Stratigraphien sehen werden.

Diese Möglichkeiten dürften von besonderer Bedeutung für den Zeitraum sein, der dem in diesem Beitrag behandelten unmittelbar vorausgeht, ist doch gerade der jüngere Abschnitt des Mittelpaläolithikums heute noch sehr schwer zu verstehen. Bei der Zusammenstellung der Materialien für diesen Beitrag ist mehrfach aufgefallen, daß hinsichtlich der Terminologie für diesen Zeitraum Unklarheiten bestehen, indem er (unrichtig) dem Unteren Pleniglazial zugeschrieben wird²⁷. Dieser Terminus entstammt der niederländischen Gliederung der Weichseleiszeit (Zagwijn u. Paepe 1967), die, auch wenn sie allgemein bekannt ist, hier noch einmal wiederholt werden soll: Auf das letzte Interglazial (Eem = Stadium 5e) folgt das Frühglazial (Stadien 5d bis 5a), welches durch das Untere Pleniglazial beendet wird. Dieses Untere Pleniglazial entspricht dem Stadium 4; sein Beginn wird um 74, sein Ende um 59 ka angesetzt (vgl. Abb. 1). So beginnt auch das Interpleniglazial um 59 ka, also noch lange vor dem Hengelo (43 ka). In dem Zeitraum 59–43 ka liegen jedoch zwei bedeutende Interstadiale, welche früher meist mit dem Moershoofd korreliert wurden²⁸.

Aus archäologischer Sicht böte sich eine Dreiteilung des Interpleniglazials in folgender Weise an: der eben genannte, noch rein mittelpaläolithische Zeitraum entspräche einem Unteren Interpleniglazial, der Zeitraum vom Hengelo bis Les Cottés, in dem sich der Übergang vom Mittel- zum Jungpaläolithikum vollzogen hat, einem Mittleren Interpleniglazial und der folgende Zeitraum bis zum Ende des Tursac mit ausschließlich jungpaläolithischen Kulturen einem Oberen Interpleniglazial.

Die Bedeutung der „Registratur der Klimaereignisse durch die grönländischen Eiskerne“ für die Archäologie kann abschließend nur angedeutet werden. So fragen T. H. van Andel u. P. C. Tzedakis nach den Auswirkungen der schnell wechselnden Klimaschwankungen auf das Leben der eiszeitlichen Menschen (van Andel u. Tzedakis 1996, 483). Diese Frage kann deutlicher formuliert werden: Was nützen all die Traditionen für eine erfolgreiche Überlebensstrategie, wenn innerhalb von ein bis zwei Generationen ein Temperaturwechsel von etlichen Grad Celsius erfolgt und dabei sich die Umwelt z. B. von einer Taiga in eine ärmliche Kaltsteppe verändert? Wir sollten den Schluß ziehen dürfen, daß die heutige erfolgreiche Adaption, die bald nach dem Beginn des Holozäns ihren Anfang genommen hat,

²⁷ So von Laville, Raynal u. Texier (1986, 36, Tab.1), bzw. von Laville (1988, 151, Tab. 8.2) wie auch von Haesaerts (1990b, 535, Tab. II). In diesem Zusammenhang sei schließlich noch auf das Datum 45.0 ka für das Ende des Unteren Pleniglazials hingewiesen, das bei Haesaerts gleichsam als „magisches Datum“ stereotyp wiederkehrt (Haesaerts 1990a, 213; Haesaerts 1990b, 535, Tab. II). Es darf wohl auf ein Datum für den moershoofdzeitlichen Boden von Poperinge mit 45.6 ka zurückgeführt werden (Zagwijn u. Paepe 1968, 137; 141), das von Haesaerts zur Datierung des Bodens von Huccorgne (Haesaerts 1985, 108, Fig. 2) herangezogen wurde.

²⁸ Ein Blick auf Abb. 2 mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von GRIP und GISP2 für das gesamte Weichsel-Glazial zeigt, daß das Frühweichsel und das Untere Pleniglazial ihre bisher angenommene sinusförmige Klarheit verloren haben, wird doch vor allem Stadium 4 von zwei bedeutenden Wärmeschwankungen unterbrochen. Sie sollten Zweifel aufkommen lassen an der in Abb. 1 eingetragenen Korrelation der Dansgaard-Oeschger-Ereignisse 17–13 mit den Interstadialen von Glinde und Oerel (Behre 1989). Mit den Ergebnissen von GRIP und GISP2 stellt sich erneut die Frage, ob Glinde und Oerel nicht doch den Interstadialen 19 und 20 zuzuordnen sind – die relativ-chronologische Abfolge der ^{14}C -Alter (Behre u. van der Plicht 1992) spräche jedenfalls nicht dagegen.

nicht alleine wegen der besonderen Klimagunst des Holozäns, sondern vor allem wegen der nachhaltigen Stabilität des Klimas möglich war.

Eine weitere Beobachtung ergibt sich aus dem Vergleich der Abfolge der Technokomplexe, wie sie auf Abb. 4 für unsere beiden Referenzregionen dargestellt sind: In SW-Frankreich scheinen die Technokomplexe im wesentlichen aufeinander zu folgen, während in Mähren-Niederösterreich längere Zeiten des Parallellaufens zu erkennen sind²⁹. Diese unterschiedlichen Muster der Technokomplex-Abfolge (Sukzessivität und Parallelität) können über einen unterschiedlichen Forschungsstand nicht erklärt werden.

Für die Sukzessivität im Jungpaläolithikum SW-Frankreichs müssen sich Vergleiche zum regionalen Formenwandel in jüngeren prähistorischen Perioden aufdrängen: etwa der rasche Wechsel des Formengutes während des Neolithikums in der W-Slowakei oder während der Bronzezeit in der „Zone nordwärts der Alpen“ als das Ergebnis der Assimilation zahlreicher von Außen kommender Einflüsse. Als von Außen beeinflusste Technokomplexe werden in SW-Frankreich besonders das Stielspitzen-Gravettien (Fontirobertien) und das Noaillien diskutiert, aber auch die Herkunft des Solutréen wurde immer wieder außerhalb gesucht.

Eine Erklärung der Parallelität der Technokomplexe in Mähren-Niederösterreich kann vielleicht in den Vorstellungen von J. K. Kozłowski gefunden werden, der von weitreichenden Gruppenbewegungen im Raum zwischen Mähren-Niederösterreich und den nördlich des Schwarzen Meeres gelegenen Regionen ausgeht. In diesem Falle wäre die gleiche Region von verschiedenen Traditionen mehrfach aufgesucht und wieder verlassen worden; indem sie der sich ändernden Umwelt nachgefolgt wären, hätten sie ihre Adaptionsform länger beibehalten können.

Unsere Datenserien reichen derzeit noch nicht aus, um feststellen zu können, inwieweit der Wechsel des Formengutes – das Erscheinen eines andern Technokomplexes – mit Klimaereignissen zusammenfällt. Ebenso sind wir nicht in der Lage festzustellen, inwieweit eine bestimmte Tradition mit einer bestimmten Umwelt gekoppelt ist. Ohne Zweifel werden diese spannenden Fragen durch die „Registrarur der grönländischen Eiskerne“ in Zukunft viel besser beantwortet werden können.

²⁹ Dies betrifft besonders das Pavlov-Gravettien, welches nach Svoboda 1994 wenigstens über den Zeitraum von 27.0 bis 24.0 ka zwei parallel-laufende Stile zeigt, den Předmostí-Stil und den Dolní Věstonice-Pavlov-Stil.

Literatur

- ALLAIN, J., DESBROSSE, R., KOZŁOWSKI, J. K., u. RIGUAD, J. P., 1985: Le Magdalénien à navettes. *Gallia Préhistoire* 28, 37–124.
- ALLEY, R. B., GOW, A. J., JOHNSEN, S. J., KIPFSTUHL, J., MEESE, D. A., u. THORNSTEINSSON, Th., 1995: Comparison of deep ice cores. *Nature* 373, 393–394.
- ANDEL, T. H. VAN, u. TZEDAKIS, P. C., 1996: Palaeolithic landscapes of Europe and environs, 150,000–25,000 years ago: an overview. *Quaternary Science Reviews* 15, 481–500.
- BARD, E., ARNOLD, M., FAIRBANKS, R. G., u. HAMELIN, B., 1993: ^{230}Th - ^{234}U and ^{14}C Ages Obtained by Mass Spectrometry on Corals. *Radiocarbon* 35, 191–199.
- BASTIN, B., 1971: Recherches sur l'évolution du peuplement végétal en Belgique durant la glaciation du Würm. *Acta Geographica Lovanensia* 9.
- , 1975: Mise en évidence d'une oscillation tempérée correspondant au Magdalénien III dans le gisement l'Angles-sur-l'Anglin (Vienne). *Compte Rendue de l'Académie des Sciences Paris* 280, Série II, 1353–1356.
- BASTIN, B., LÉVÉQUE, F., u. PRADEL, L., 1976: Mise en évidence de spectres polliniques interstadias entre le Moustérien et le Périgordien ancien de la grotte des Cottés (Vienne). *Compte Rendue de l'Académie des Sciences Paris* 282, Série II, 1261–1264.
- BEHL, R. J., u. KENNET, J. P., 1996: Brief interstadial events in the Santa Barbara basin, NE Pacific, during the past 60 kyr. *Nature* 379, 243–246.
- BEHRE, K.-E., 1989: Biostratigraphy of the last glacial period in Europe. *Quaternary Science Review* 8, 25–44.
- BEHRE, K.-E., u. PLICHT, J. VAN DER, 1992: Towards an absolute chronology for the last glacial period in Europe: radiocarbon dates from Oerel, northern Germany. *Vegetation History and Archeobotany* 1, 111–117.
- BENDER, M., SOWERS, T., DICKSON, M.-L., ORCHARDO, J., GROOTES, P., MAYEWSKI, P. A., u. MEESE, D. A., 1994: Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100,000 years. *Nature* 372, 663–666.
- BJÖRK, S., KROMER, B., JOHNSEN, S., BENNICKE, O., HAMMARLUND, D., LEMDAHL, G., POSSNERT, G., RASMUSSEN, T. L., WOHLFAHRT, B., HAMMER, C. U., u. SPURK, M., 1996: Synchronised terrestrial-atmospheric deglacial records from the North Atlantic. *Science* 274, 1155–1160.
- BOND, G., BROECKER, W., JOHNSEN, S., McMANUS, J., LABEYRIE, L., JOUZEL, J., u. BONANI, G., 1993: Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature* 365, 143–147.
- BOSSELIN, B., 1996: Contribution de l'Abri Pataud à la chronologie du Gravettien français. *Bulletin de la Société Préhistorique Française* 93, 183–194.
- BOSSELIN, B., DJINDJIAN, F., 1988: Un essai de structuration du Magdalénien français à partir de l'outillage lithique. *Bulletin de la Société Préhistorique Française* 85, 304–331.
- BRANDTNER, F., 1959: Die geologisch-stratigraphische Position der Kulturschichten von Willendorf i. d. Wachau, Niederösterreich. In: FELGENHAUER, F., : Willendorf in der Wachau. *Monographie der Paläolithfundstellen I–VII. Mitteilungen der Prähistorischen Kommission Wien* 8–9, 1956–1959, 173–197.
- , 1989: Die Paläolithstation „Grubgraben“ bei Kammern. *Vorläufige Ergebnisse neuerer Grabungen. Fundberichte aus Österreich* 28, 17–26.
- , 1996: Zur geostratigraphischen und kulturellen Zuordnung der Paläolithstation Grubgraben bei Kammern, NÖ. In: SVOBODA 1996, 121–145.
- CHAPPELLAZ, J., BLUNIER, T., RAYNAUD, D., BARNOLA, J. M., SCHWANDER, J., u. STAUFFER, B., 1993: Synchronous changes in atmospheric CH_4 and Greenland climate between 40 and 8 kyr BP. *Nature* 366, 443–445.
- COMBIER, J., 1967: Le paléolithique de l'Ardèche dans son cadre paléoclimatique. *Publications de l'Institut de Préhistoire de l'Université de Bordeaux, Mémoire n° 4*.
- DANSGAARD, W., 1953: The abundance of ^{18}O in atmospheric water and water vapour. *Tellus* 5, 461–469.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., u. MØLLER, J., 1969: One thousand centuries of climatic record from Camp Century on the Greenland ice sheet. *Science* 166, 377–381.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSEN, J. P., SVEINBJÖRNSDOTTIR, A. E., JOUZEL, J., u. BOND, G., 1993: Evidence for general instability in past climate from a 250kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220.
- DJINDJIAN, F., 1993a: Les origines du peuplement aurignacien en Europe. *Kongress UISPP XII (Bratislava 1991) Vol. 2*, 137–154.
- , 1993b: L'Aurignacien en Périgord. Une révision. *Préhistoire Européenne* 3, 29–54.
- , 1966: Les industries aurignacoides en Aquitaine entre 25 000 B.P. et 15 000 B.P. *Kongress UISSP XIII (Forlì 1996) Vol.6*, 41–54.

- FEUSTEL, R., 1980: Magdalénienstation Teufelsbrücke. I. Archäologischer Teil. Weimarer Monographien zur Ur- und Frühgeschichte 3.
- FRANK, C., NAGEL, D. u. RABEDER, G., 1995: Stop 32: Willendorf/Wachau. In: SCHIRMER, W., (Hrsg.): Quaternary field trips in Central Europe, Vol. 1, Regional field trips, 415–417.
- FRONVAL, T., JANSEN, E., BLOEMENDAL, J., u. JOHNSEN, S., 1995: Oceanic evidence for coherent fluctuations in Fennoscandian and Laurentide ice sheets on millenium timescales. *Nature* 374, 443–446.
- GRIP MEMBERS, 1993: Climate instability during the last interglacial period in the GRIP ice core. *Nature* 364, 203–207.
- GROOTES, P. M., STUIVER, M., WHITE, J. W. C., JOHNSEN, S., u. JOUZEL, J., 1993: Comparison of oxygen records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* 366, 552–554.
- GULLENTOPS, F., 1954: Contributions à la chronologie du Pleistocène et des formes du Relief en Belgique. *Mémoires de l'Institut de Géologie de l'Université de Louvain* 18, 125–252.
- HAESAERTS, P., 1985: Le loess du pléistocène supérieur en Belgique; comparaisons avec les sequences d'Europe centrale. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 105–115.
- , 1990a: Nouvelles Recherches au gisement de Willendorf (Basse Autriche). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles en Belgique, Sciences de la Terre* 60, 203–218.
- , 1990b: Evolution de l'environnement et du climat au cours de l'interpleniglaciaire en Basse Autriche et en Moravie. In: KOZŁOWSKI, J. K., u. OTTE, M., (Hrsg.): Feuilles de pierre. Les industries à pointes foliacées du Paléolithique supérieur européen. *ERAUL* 42, 523–538.
- , 1990c: Stratigraphy of the Grubgraben loess sequence. In: MONTET-WHITE 1990, 15–35.
- HAESAERTS, P., u. HEINZELIN, J. de, 1979: Le site paléolithique de Maisières-Canal. *Dissertationes Archaeologicae Gandenses* 19.
- HAMMEN, T. van der, MAARLEFELD, G. C., VOGEL, J. C., u. ZAGWJIN, W. H., 1967: Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last-Glacial in the Netherlands. *Geologie en Mjinbouw* 46, 79–95.
- IMBRIE, J., HAYS, J. D., MARTINSON, D. G., MCINTYRE, A., MIX, A. C., MORLEY, J. J., PISIAS, N. G., PRELL, W. L., u. SHACKLETON, N. J., 1984: The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: BERGER, A. L., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G., u. SALTZMAN, B., (Hrsg.): Milankovitch and climate, 269–305.
- JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. U., IVERSEN, P., JOUZEL, J., STAUFFER, B., u. STEFFENSEN, J. P., 1992: Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* 359, 311–313.
- JOHNSEN, S. J., DAHL-JENSEN, D., DANSGAARD, W., u. GUNDESTRUP, N., 1995: Greenland paleotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles. *Tellus* 47, 624–629.
- KLÍMA, B., 1995: Dolní Věstonice II. Ein Mammutjägerrastplatz und seine Bestattungen. *The Dolní Věstonice Studies* 3. *ERAUL* 73.
- KNECHT, H., PIKE-TAY, A., u. WHITE, R., (Hrsg.), 1993: Before Lascaux. The Complex Record of the Early Upper Paleolithic.
- KOZŁOWSKI, J. K., 1990: North Central Europe c. 18 000 BP. In: Soffer u. Gamble 1990, 204–227.
- , 1996: The danubien Gravettian as seen from the northern perspective. In: SVOBODA 1996, 11–22.
- LAVILLE, H., 1975: Climatologie et chronologie du Paléolithique en Périgord. *Étude sédimentologique des dépôts en grottes et sous abris. Études Quaternaires* 4.
- , 1988: Recent Developments on the Chronostratigraphy of the Paleolithic in the Périgord. In: DIBBLE, H. L., u. MONTET-WHITE, A., (Hrsg.): Upper Pleistocene Prehistory of Western Eurasia. *University Museum Monograph* 54, 147–160. Pennsylvania.
- LAVILLE, H., RIGAUD, J. P., u. SACKETT, J., 1980: Rock shelters in the Perigord. *Geological stratigraphy and Archaeological succession*.
- LAVILLE, H., PAQUEREAU, M. M., u. BRICKER, H., 1985: Précisions sur l'évolution climatique de l'interstade würmien et du début du Würm récent : les dépôts du gisement castelperronien des Tambourets (Haute-Garonne) et leur contenu pollinique. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris*, t. 301, Série II, 1137–1140.
- LAVILLE, H., RAYNAL, J. P., u. TEXIER, J. P., 1986: Le dernier interglaciaire et le cycle würmien dans le Sud-Ouest et le Massif Central français. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 35–46.
- LEROI-GOURHAN, A., u. LEROI-GOURHAN, Arl., 1965: Chronologie des grottes d'Arcy-sur-Cure (Yonne). *Gallia Préhistoire* 7, 1–64.
- LEROI-GOURHAN, Arl., 1968: L'Abri du Facteur à Tursac (Dordogne). III Analyse Pollinique. *Gallia Préhistoire* 11, 123–131.
- , 1984a: Études sur l'Abri Fritsch (Indre). III analyse pollinique. XIX^e supplément à *Gallia Préhistoire*, 111–116.

- , 1984b: Le place du Néandertalien de St. Césaire dans la chronologie würmienne. *Bulletin de la Société Préhistorique Française* 81, 196–198.
- , 1988a: In: LEROI-GOURHAN, A., (Hrsg.): *Dictionnaire de la Préhistoire*.
- , 1988b: Le passage Moustérien-Châtelperronien à Arcy-sur-Cure. *Bulletin de la Société Préhistorique Française* 85, 196–198.
- LEROI-GOURHAN, Arl., u. GIRARD, M., 1979: Analyses polliniques de la grotte de Lascaux. In: LEROI-GOURHAN, Arl., u. ALLAIN, J., (Hrsg.): *Lascaux Inconnue. XII^e supplément à Gallia Préhistoire*, 75–80.
- LEROYER, C., 1988: Des occupations castelperroniens et aurignaciennes dans leur cadre chrono-climatique. In: KOZŁOWSKI, J.K., (Hrsg.): *L'Homme de Néandertal 8, La Mutation, ERAUL 35*, 103–108.
- , 1989: Les sequences polliniques de St. Césaire et de Quinçay: essai de corrélation et implications. In: VANDERMEERSCH, B., (Hrsg.), *L'Homme de Néandertal 7, L'Extinction, ERAUL 34*, 89–97.
- , 1990: Nouvelles données sur le passage Paléolithique moyen – Paléolithique supérieur. In: FARIZY, C., (Hrsg.): *Paléolithique moyen récent et Paléolithique supérieur ancien en Europe. Colloque international des Nemours 1988. Mémoires du Musée de Préhistoire d'Ile-de-France 3*, 49–53.
- LÉVÊQUE, F., u. MISKOVSKY, J. C., 1983: Le Castelperronien dans son environnement géologique. Essai de synthèse à partir de l'étude lithostratigraphique du remplissage de la grotte de la Grand Roche de la Plématrie (Quinçay, Vienne) et d'autres dépôts actuellement mis au jour. *L'Anthropologie* 87, 369–391.
- LORIUS, C., JOUZEL, J., RITZ, C., MERLIVAT, L., BARKOV, N. I., KOROTKEVICH, Y. S., u. KOTLYAKOW, V. M., 1985: A 150,000 year climatic record from Antarctic ice. *Nature* 316, 591–596.
- MARTINSON, D. G., PISIAS, N. G., HAYS, J. D., IMBRIE, J., MOORE, T. C. Jr., u. SHACKLETON, N. J., 1987: Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1–29.
- MONTET-WHITE, A., (Hrsg.), 1990: *The Epigravettian Site of Grubgraben, Lower Austria: The 1986 and 1987 excavations. ERAUL 40*.
- , 1991: Un Epigravettien en Basse Autriche. In: MONTET-WHITE, A., (Hrsg.): *Les bassins du Rhin et du Danube au paléolithique supérieur. ERAUL 43*, 62–74.
- OLIVA, M., 1996: Epiaurignacien en Moravie: Le changement économique pendant le deuxième interpléniglaciaire würmien. *Kongress UISSP XIII (Forlì 1996) Vol. 6*, 69–81.
- SOFFER, O., u. GAMBLE, C., (Hrsg.), 1990: *The World at 18 000 BP. Vol 1, High latitudes*.
- STREET, M., BAALES, M., u. WENINGER, B., 1994: Absolute Chronologie des späten Paläolithikums und des Frühmesolithikums im nördlichen Rheinland. *Archäologisches Korrespondenzblatt* 24, 1–28.
- STUIVER, M., u. REIMER, P., 1993: Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- STUIVER, M., GROOTES, P. M., u. BRAZIUNAS, T. F., 1995: The GISP2 delta ^{18}O climate record of the past 16,500 years and the role of the sun, ocean and volcanoes. *Quaternary Research* 44.
- SVOBODA, J., 1986: The homo sapiens neanderthalensis homo sapiens sapiens transition in Moravia. *Chronological and archaeological background. Anthropos* 23, 237–242.
- , 1990: Moravia during Upper Pleniglacial. In: SOFFER u. GAMBLE 1990, 193–203.
- , 1993: The Complex Origin of the Upper Paleolithic in the Czech and Slovak Republics. In: KNECHT, PIKE-TAY u. WHITE 1993, 23–36.
- , 1994: Afterword. In: SVOBODA, J., (Hrsg.): *Pavlov I. Excavations 1952–1953. Dolní Věstonice Studies 2, ERAUL 66*, 213–225.
- , (Hrsg.), 1996: *Paleolithic in the Middle Danube Region. Anniversary volume to Bohuslav Klíma*.
- SVOBODA, J., CZUDEK, T., HAVLÍČEK, P., LOŽEK, V., MACOUN, J., PŘICHYSTAL, A., SVOBODOVÁ, H., u. VLČEK, E., 1994: *Paleolit Moravy a Sleska – The paleolithic of Moravia and Silesia. The Dolní Věstonice Studies 1*.
- TAYLOR, K. C., LAMOREY, G. W., DOYLE, G. A., ALLEY, R. B., GROOTES, P. M., MAYEWSKI, P. A., WHITE, J. W. C., u. BARLOW, L. K., 1993: The flickering switch of late Pleistocene climate change. *Nature* 361, 432–436.
- VALOCH, K., 1996: *Das Mittelwürm in den Lössen Südmährens und seine paläolithischen Kulturen. Eiszeitalter und Gegenwart* 46, 54–64.
- ZAGWJIN, W. H., u. PAEPE, R., 1968: *Die Stratigraphie der weichselzeitigen Ablagerungen der Niederlande und Belgiens. Eiszeitalter und Gegenwart* 19, 129–146.