

Dieser von Prof. van Husen für die Wiss. Nachrichten geschriebene Aufsatz wird auf Grund seines interessanten Inhaltes als Jahresthema in drei Teilen ungekürzt abgedruckt.

Univ.-Prof. Dr. Dirk van Husen, Institut f. Geologie, TU Wien

## Klimaentwicklung – Eiszeiten Ursachen und Auswirkungen (Teil III)

### 4. Der letzte Interglazial-Glazial-Zyklus

Die Kurven des Verhältnisses der stabilen Sauerstoffisotope zeigen, daß die einzelnen Schwankungen zwischen den glazialen und interglazialen Bedingungen doch nach recht ähnlichen Mustern ablaufen. Sie schwanken immer um recht gleichmäßige Werte, die in ihrer Größenordnung stabil zu sein scheinen. Der Übergang von den interglazialen Verhältnissen zu den kühleren ist ein ständiges Auf und Ab von zum Teil sehr kalten und etwas besseren klimatischen Verhältnissen (diese werden auch als Interstadiale bezeichnet). Dabei ist eine Tendenz zu immer kälteren Bedingungen zu sehen, bis endlich die stärkste Abkühlung erreicht wird, der dann ein sehr

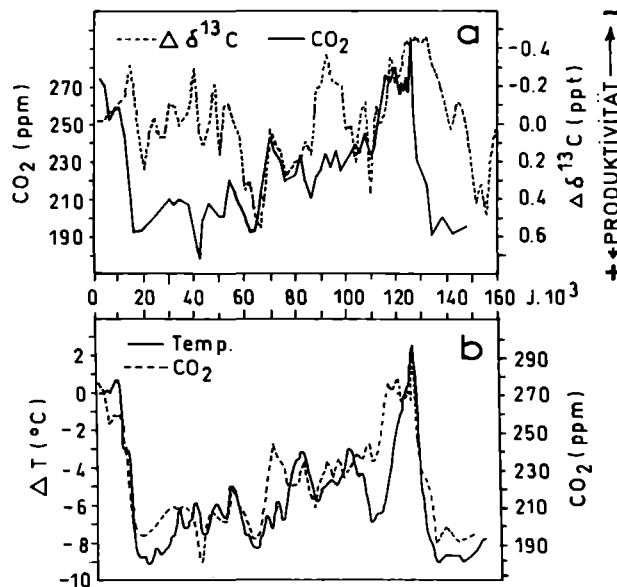


Abb. 8: 8a zeigt den Vergleich der durch die Verschiebung der Kohlenstoffisotopenverhältnisse ( $\Delta^{13}\text{C}$ ) widerspiegelten Produktivität des Ozeans mit den direkt gemessenen  $\text{CO}_2$ -Werten der Atmosphäre. Zu beachten ist, daß eine andere Methode die Produktivität zu messen, widersprüchliche Ergebnisse zeigt (Abb. 10).

8b zeigt den Vergleich der aus dem Eisbohrkern Vostok gewonnenen Werte der Veränderung der Lufttemperatur gegenüber den heutigen Verhältnissen  $\Delta T$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) und dem  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre während des letzten Eiszeitzyklusses (nach: Th. J. Crowley & G. R. North, Oxford Univ. Press, 1991, verändert).

rascher Wiederanstieg auf die interglazialen Verhältnisse folgt (Abb. 5a u. 6).

Darüber hinaus ist zu erkennen, daß die beiden Extremwerte generell immer gleich stark sind. Daraus läßt sich durchaus ableiten, daß dies stabile Zustände sind, die über gewisse Zeiträume bestehen, aber auch sehr schnell umschlagen können, wenn die auf sie einwirkende Störung stark genug ist.

Über den letzten Interglazial-Glazial-Zyklus haben wir naturgemäß die komplettesten Daten aus vielen Gebieten der Erde sowie über die verschiedensten Auswirkungen der Klimaschwankungen.

Sie zeigen alle den gleichen Ablauf der Ereignisse, ob es sich um die Sauerstoffisotopenzusammensetzung im Meer (Abb. 6) oder Inlandeis (Abb. 8 u. 9), oder Meeresspiegelschwankungen (Abb. 11), oder in Pollenprofilen aus See- und Moorablagerungen handelt. So gibt das gut datierte Pollenprofil von Grande Pile (Vogesen) einen guten Überblick über die Vegetationsentwicklung auf dem Kontinent (Abb. 12).

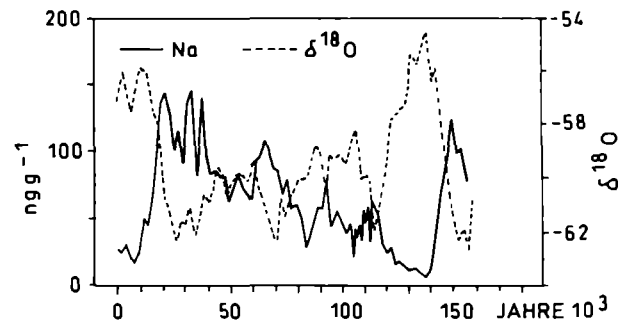


Abb. 9: Der hohe Gehalt von Meersalz im Eis (Na-Konzentration) der zentralen Antarktis (Vostok-Eiskern) während kalter Perioden wird auf die geänderte Luftzirkulation zurückgeführt (nach: M. DeAngelis, et al., Nature, 325, 1987, verändert).

Parallel zur dargestellten Erhöhung des Salzgehaltes steigt auch die Staubkonzentration bis auf den 5fachen Wert gegenüber heute an.

Das letzte Interglazial (es wird Eem genannt) begann vor ca. 130 000 Jahren nach einem sehr raschen Abbau der Eismassen der vorletzten Großvereisung. Die besten Klimabedingungen wurden am Beginn der Interglazialperiode um ca. 125 000 erreicht. Zu dieser Zeit herrschte weltweit, bezogen auf heute, eine etwa  $1\text{--}3^{\circ}$  höhere Jahresdurchschnittstemperatur, und es stellte sich ein ca. 6 m höherer Meeresspiegel ein. Ebenso waren auch die Niederschläge höher als heute, besonders in Afrika und in den Monsungebieten Ostasiens. Das wird auf einen deutlicheren Unterschied der Jahreszeiten zurückgeführt. Eine ähnliche Entwicklung nahm auch das holozäne (aktuelle) Interglazial, das seine Maximalwerte auch am Beginn aus gleichen Gründen erreichte.

Der Übergang zu den ersten kühlen bis kalten Phasen des Würm erfolgte sehr rasch. So finden sich in allen Kurven Hinweise auf zwei Eisaufbauphasen ab 115 000 und um 75 000 BP, die sehr rasch in ca. 3000–4000 Jahren erfolgten und große Eismassen bis ungefähr zur Hälfte der maximalen Ausdehnung bewirkten. Dazwischen lagen

wieder warme Perioden. In diesen konnte sich z. B. die Vegetation wieder erholen (Abb. 12).

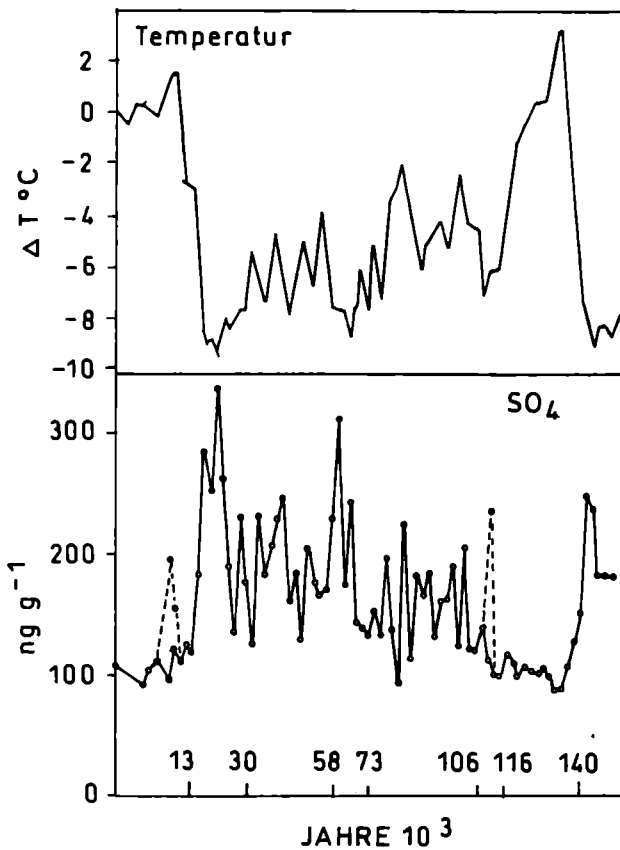


Abb. 10: Die Produktivität der Ozeane dokumentiert sich auch im Sulfatgehalt des Eises, der nicht aus dem Meeressalz stammt, sondern durch die Umwandlung des Dimethylsulfids entsteht (nach: M. R. Legrand et al., Nature 334, 1988, verändert).

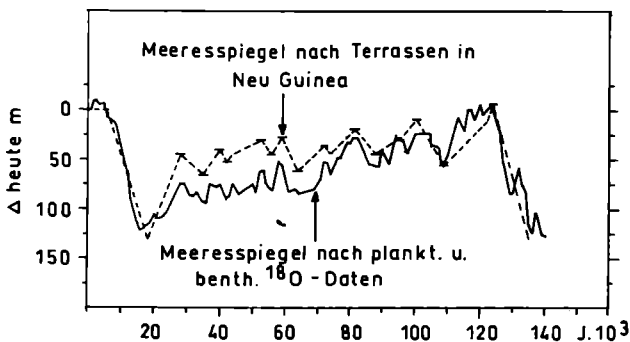


Abb. 11: Entwicklung des Meeresspiegelniveaus während des letzten Interglazial-Glazial-Zyklus und des Holozän, rekonstruiert aus den  $\Delta^{18}\text{O}$ -Werten von planktonischen und benthonischen Foraminiferen und Strandterrassen in Neuguinea (nach Th. J. Crowley & G. R. North, Oxford Univ. Press, 1991, verändert).

Die Abkühlungsphasen finden ihre Auslösung wohl in den astronomischen Gegebenheiten (sie hätten für die wichtigen Gebiete, z. B. NE Kanada, um 2–3° geringere Sommertemperaturen gebracht), so daß die bereits besprochenen Rückkoppelungsmechanismen in Gang gekommen sein dürften. Aus dieser Periode wissen wir wenig über die Entwicklung in den Ostalpen. In alten Seesedimenten, die bei Mondsee erhalten sind, ist zu erkennen, daß auf eine Periode mit Klimawerten deutlich über den heutigen (Mondsee-Interglazial, W. Klaus, 1975, Jb.

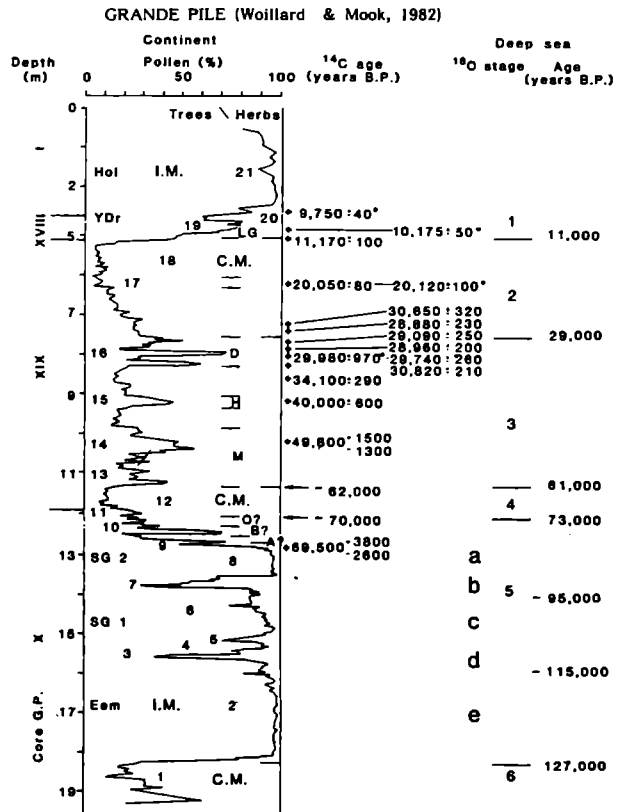


Abb. 12: Die Auswertung des Bohrkernes aus den mächtigen Moorablagerungen von Grande Pile (Vogesen) zeigt durch das Verhältnis der Baum- und Nichtbaumpollen die Klimaentwicklung an. Durch die gute  $^{14}\text{C}$ -Datierung ist ein Vergleich mit den Ergebnissen aus dem marinen Environment möglich und zeigt die gute Übereinstimmung (aus: G. M. Woillard & W. G. Mook, Science, 215, 1982, verändert).

OÖ. Musealverein, Bd. 120) ein rascher Wechsel zu kühlen Verhältnissen eintritt.

In der weiteren Folge sind dann sehr kühle Bedingungen vorherrschend. Das Klima erreicht damals, vor 70 000–60 000 Jahren, bereits weitgehend glaziale Verhältnisse, hat somit die andere Seite des Pendelausschlages erreicht. Aus dieser Zeit haben wir in den Ostalpen eine datierte Ablagerung ( $64.400 \pm 1000 \text{ BP}$  [= before present] in Schabs, Südtirol; F. Fliri 1978, Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. 14), die anzeigt, daß damals in den Alpen entsprechende kalt-trockene Klimaverhältnisse herrschten, und die Vegetation in den großen Tälern bereits so zusammengesetzt war, wie wir es heute nahe der Baumgrenze kennen. Wie weit die Gletscher in die Täler vorstießen, wissen wir aber nicht.

Darauf folgte eine Zeit rascher Wechsel in der Klimaentwicklung. Die Eismassen haben sich etwas zurückgebildet, so daß der Meeresspiegel wieder angehoben war (Abb. 11). Die raschen Wechsel sind möglicherweise auf die kurzfristigen Änderungen des Zusammenspiels von Luft- und Meeresströmungen zurückzuführen.

Ab ca. 30 000 trat dann eine rapide Abkühlung ein, die zum Höhepunkt der letzten Eiszeit führte. Aus dieser Zeit haben wir gut datierte Sedimente in Baumkirchen, Inntal (F. Fliri 1973, Zeitschr. f. Geomorphologie, Bd. 16), die zeigen, daß im Inntal bereits keine Waldvegetation vorhanden war und die Jahresdurchschnittstemperatur schon um ca. 5° abgesunken war. Interessant ist noch, daß unter diesen kalten Bedingungen sehr viel Schutt in die Haupttäler eingebracht wurde und deren Talböden stark (bis zu

200-300 m) erhöht wurden, also bereits der selbe Mechanismus wirksam war, der später zur Terrassenbildung führte (s. o.).

Die Periode der maximalen Abkühlung um ca. 20 000 Jahren vor heute brachte dann die bereits ausführlich beschriebenen Verhältnisse.

Wie wir den verschiedenen Darstellungen entnehmen können, erfolgte die endgültige Abkühlung zu den hochglazialen Verhältnissen rasch. In den Alpen war die Eisausbreitung als Folge dieser Entwicklung ebenso eine sehr rasche. Wie uns das Profil von Baumkirchen und andere ähnliche Sedimentabfolgen zeigen, waren um ca. 25 000–24 000 vor heute maximal die Nebentäler der großen Längstäler (wie Inn, Salzach, Enns, Drau) mit Gletschern erfüllt. Bereits um ca. 21.000 vor heute waren diese aber mit weit über 1000 m mächtigen Eismassen erfüllt, die bis weit ins Vorland vorstießen (Abb. 3).

Wann exakt der Eisabbau nach dieser Kälteperiode einsetzte, wissen wir nicht. Nach den Datierungen an den Tiefseesedimenten setzte die Erwärmung um 14 000 vor heute (= BP „before present“, bezogen auf 1950) ein und war um 10 000 beendet. Diese rasche Erwärmung wird als „Termination I“ bezeichnet (Abb. 5), nach der ein neuer Zyklus beginnt, an dessen angenehm warmem Anfang (Interglazial) wir uns ja befinden.

In den Alpen wird der Eisrückzug wohl etwas früher begonnen haben, da wir zwischen 14 000 und 13 500 vor heute einen deutlichen Wiedervorstoß der Talgletscher (Gschnitz) registrieren können. Er hat nur noch die Nebentäler betroffen, so daß die Längstäler schon vorher eisfrei geworden waren. Wie lange vorher, wissen wir nicht. Es liegt aus diesem Zeitraum keine sichere  $^{14}\text{C}$ -Datierung vor, die eine genauere Abschätzung zuließe.

Das ist auch nicht verwunderlich, da zu dieser Zeit die Vegetationsentwicklung nach der Eiszeit noch nicht so weit gediehen war (die Wiederbewaldung mit Bäumen beginnend mit *Pinus mugo* setzte nördlich des Alpenhauptkammes erst zwischen 13 500 und 12 500 vor heute ein), daß datierbares Material leicht erhalten geblieben wäre.

Am Ende der Erwärmungsphase der Termination I steht ein Ereignis, das sich sowohl in den terrestrischen als auch in den marinen Zeugen um den Nordatlantik deutlich widerspiegelt.

Dieses, „Jüngere Dryas“ genannte, Ereignis zwischen ca. 11 000–10 000 Jahren vor heute stellt nach der ersten Erwärmung eine markante Abkühlung dar, die in Europa zu Gletschervorstößen, Vegetationsverschiebungen und Erweiterung der Dauerfrostbodengebiete führte.

Im Nordatlantik erstreckte sich für diesen Zeitraum wieder die Treibeisgrenze fast so weit in den Süden wie zum Maximum der letzten Eiszeit (s. o.), nachdem sie vorher schon weit nördlich von Island gelegen hatte. Im Bereich der Antarktis hingegen zeigt sich dieses Ereignis nur durch eine Unterbrechung der Erwärmung, die hier schon während der Termination I eingetreten war. Sonst war dieses Ereignis weltweit nicht nachweisbar. Der Grund für dieses Geschehen wird darin gesehen, daß der Schmelzwasserabfluß des nordamerikanischen Inlandeises ab 11 000 nicht mehr über das Mississippi-Tal, sondern über den St.-Lorenz-Strom in den Nordatlantik erfolgte. Durch die riesigen Massen kalten Süßwassers wurde der Golfstrom gestoppt (s. o.), was zu den örtlichen Klimaänderungen führte.

Wie abrupt diese erfolgten, zeigen neueste Ergebnisse von Eiskernen aus Grönland. So schlugen hier am Ende der Jüngeren Dryas die Klimaverhältnisse mehr oder weniger von glazialen zu interglazialen in einem Zeitraum von 3–5 Jahren um. Ein ähnlicher Umschlag erfolgte

bereits knapp vorher (Abb. 13). Angezeigt wird der Umschwung durch die Verdoppelung der Schneeakkumulation, was auf eine schlagartige Feuchtigkeitszufuhr hinweist, die durch die Wiederbelebung des Golfstroms erklärbar ist.

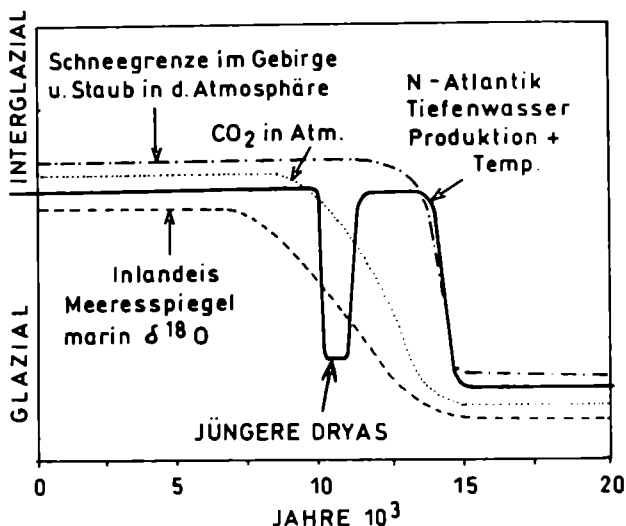


Abb. 13: Die Skizze zeigt vereinfacht die Vorgänge um Termination I (Übergang der glazial/interglazialen Verhältnisse) und das Ereignis der Jüngeren Dryas (nach: Th. J. Crowley & G. R. North, Oxford Univ. Press, 1991, verändert).

Ab 10 000 war der Abfluß wieder nach Süden ins Mississippital möglich, wodurch diese Episode beendet war und die endgültige Erwärmung eintrat. Durch die isolierende Wirkung des Treibeises (Lufttemperatur über dem Eis kann wesentlich niedriger sein, da kein Ausgleich mit dem Wasser stattfinden kann) wurde ja auch der Temperaturverfall am Europäischen Festland so stark wirksam.

Wie an den wenigen hier erwähnten Forschungsergebnissen aus den Ostalpen zu erkennen ist, hat sich unsere Umwelt im Einklang mit der weltweiten Entwicklung – besonders des Nordatlantiks – verhalten. Die Zeitperiode Würm, die bis vor nicht allzu langer Zeit (~20 Jahre) als eine einige 10 000 Jahre währende Eiszeit angesehen wurde, stellt sich heute als eine Aufeinanderfolge verschiedener klimatischer Zustände und dadurch gesteuerter geologischer Vorgänge dar. Dabei zeigte es sich, daß diese rasch wechseln und selbst nicht von langer Dauer sein können. So dürfen wir heute für Auf- und Abbau unseres so eindrucksvollen Eisstromnetzes (Abb. 3) weniger als 10 000 Jahre veranschlagen. In dieser Zeitspanne wurden auch die Terrassen des Vorlandes akkumuliert. In ähnlich kurzen Zeiträumen werden wohl auch die mächtigen Füllungen der Täler mit den grob- und feinkörnigen Sedimenten erfolgt sein, die dann vom Eis überfahren und teilweise wieder erodiert wurden.

## 5. Verlauf älterer Eiszeiten

Wie aus den Sauerstoffisotopenverhältnissen in den Tiefseebohrkernen ersichtlich ist, war das Muster der vorhergehenden Schwankungen in Verlauf und Stärke im Rhythmus von rund 100 000 Jahren recht ähnlich (Abb. 5). Das Ende des vorletzten Zyklusses ist auch noch durch die Eisbohrkerne erfaßt, so daß dafür auch die direkt gemessenen Werte für den CO<sub>2</sub>-Gehalt vorliegen (Abb. 8). Sie zeigen, daß diese Kälteperiode offensichtlich etwas stärker ausgeprägt war und die Wiedererwärmung, „Termination II“, noch radikaler verlaufen ist als Termination I.

Das entspricht auch den geologischen Gegebenheiten. So war die vorletzte Vereisung in den Alpen wie auch in Nordeuropa wesentlich größer und hat auch mächtigere Sedimentablagerungen hinterlassen als die letzte. Unmittelbar auf diesen Ablagerungen liegen dann hier wie dort die Sedimente des letzten Interglazials (Eem). Erste radiometrische Daten (z.B. Thermolumineszenz - Datierungen) weisen dieses Ereignis einem Zeitraum um 140.000 vor heute zu. Das würde bedeuten, daß die von uns als Rißeiszeit bezeichnete Vereisungsperiode hier einzuordnen wäre.

Eine Fortsetzung dieser Zuordnung – so verlockend es wäre – indem man die älteren Eiszeiten (Mindel /Günz) und Zwischeneiszeiten den jeweils nächsten Zyklen in den Isotopenkurven (Abb. 5) zuordnet, ist sicher nicht richtig. Da wir noch über keinerlei Datierungsmöglichkeit verfügen, die diese älteren Ereignisse einzuordnen instande ist, müssen wir eine Zuordnung zu den Klimaschwankungen, wie sie sich in den Tiefseebohrkernen widerspiegelt, noch offen lassen.

Die Parallelisierung der geringsten Sonneneinstrahlung am 65. Breitengrad mit den alpinen Vereisungen, wie sie W. Köppen und A. Wegener vorgenommen haben, als Milankovitch seine Einstrahlungskurven veröffentlicht hatte, korrespondiert auch gut mit der damaligen zeitlichen Vorstellung von Penck, die er anhand der abgelagerten Sedimente, der Erosionsleistung und Verwitterungsintensität abgeschätzt hatte. Danach wären innerhalb von rund 600 000 Jahren die vier Eiszeiten eingetreten, wobei ein sogenanntes „Großes Interglazial“ von längerer Dauer zwischen dem Mindel- und Rißglazial gelägen hätte (Abb.14).

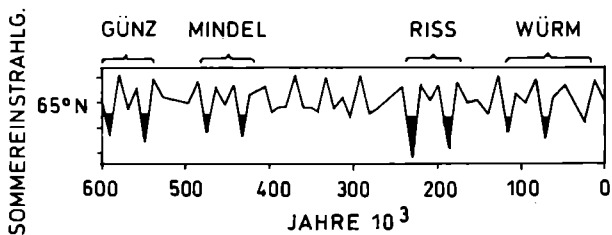


Abb. 14: Die Einstrahlungskurve von Milankovitch für 65° nördl. Breite wurde von W. Köppen und A. Wegener 1924 mit dem Schema von A. Penck verbunden, wobei die Minima den einzelnen Vereisungen zugeordnet wurden (aus: W. Köppen & A. Wegener, Berlin 1924).

Nach unserem heutigen, viel komplexeren Wissen um den Klimagang und seine Steuerung muß angenommen werden, daß noch wesentlich mehr Vereisungen eingetreten sind. Die geologische Feldforschung hat ja seit der Veröffentlichung des Schemas von Penck & Brückner Spuren mehrerer solcher Vereisungen nachweisen können, die älter sind und auch zwischen den vier Vereisungen liegen, wodurch deren chronologische Stellung (als 1., 2., 3., 4. Eiszeit) im strengen Sinn nicht mehr dem Penckschen System entspricht.

Bei der Verwendung der Begriffe Würm, Riß, Mindel und Günz sollte man sich aber bewußt sein, daß damit nicht nur eine Eiszeit in einer gewissen zeitlichen Stellung bezeichnet wird. Penck & Brückner haben diese Ereignisse über die glaziale Serie – den zeitlichen sedimentologischen Zusammenhang von Endmoränen und Terrassenbildung – definiert. Wir würden heute wohl besser von einer komplexen „Klimafazies“ sprechen. Darunter wäre zu verstehen, daß eine sehr kräftige Klimaverschlechterung Eisaufbau, Ausbreitung des Dauerfrostbodens mit starker Frostverwitterung und Schuttbildung und

konsequente Terrassenbildung sowie Lößakkumulation bewirkt (s. o.). Die vier bekannten Ereignisse waren in diesem Sinn die dominantesten, so daß ihre Spuren am leichtesten zu finden waren. Sie haben die etwas schwächer ausgeprägten weitgehend zugedeckt oder zerstört, so daß es sehr schwierig ist, diese entweder zu finden, und wenn, sie dann als solche zu identifizieren. In diesem faziellen Sinn, als die dominanten Ereignisse, werden sie berechtigterweise weiter zu verwenden sein.

Diese Begriffe dürfen aber keineswegs als chronostratigraphische verwendet werden, genauso wie eine Parallelisierung zu anderen Gebieten, z. B. Nordeuropa, nur sehr vorsichtig vorgenommen werden kann und letztendlich wieder von der Datierung der Ereignisse hier wie dort abhängt.

Wir können heute, auf die <sup>14</sup>C-Datierung gestützt, nur mit Sicherheit sagen, daß die jüngste Großvereisung um 20 000 vor heute weltweit gleichzeitig eintrat und daher parallelisierbar ist. Es sind dies in den Alpen: Würm; N Europa: Weichsel; N Amerika: Wisconsin; S Amerika: Llanquihue usw. Ob aber unser Riß mit Saale (N Europa) oder Illinoian (N Amerika) altersgleich ist, muß zur Zeit noch offen bleiben wenn auch manches dafür spricht. Wir wissen wirklich nicht, ob tatsächlich jede dieser Kaltperioden auf den verschiedenen Kontinenten immer auch gleiche Auswirkungen zeitigte, so daß wir nicht sagen können, ob nicht das Kansan N Amerikas möglicherweise viel älter als unser Günz ist oder umgekehrt. Einen Hinweis auf solche Unterschiede gibt ja schon der Umstand, daß trotz intensiver Forschung in N Europa nur 3 glaziale Ereignisse sicher nachweisbar sind.

## 6. Holozän

Über den Klimagang des Holozäns, den interglazialen Teils des vor ca. 10 000 Jahren begonnenen neuen Zyklusses, wissen wir einerseits durch die Erhaltung vieler organischer Ablagerungen (Moore) oder Seesedimente – von früheren Interglazialen nur ganz selten zu finden – andererseits durch historische Überlieferung detailliert Bescheid.

Generell scheint aus manchen Daten herauszulesen zu sein, daß die erste Hälfte wärmer als heute gewesen sein dürfte. Das ist schon längere Zeit bekannt und wurde früher die „Postglaziale Wärmezeit“ genannt. Nach dem heutigen Wissen war dies eher ein Effekt der durch die orbitale Einstrahlungssteuerung angehobenen Sommertemperaturen.

Von den Daten (wie Gletscherausdehnung, Waldgrenze), die durch die intensive Forschung der letzten 30 Jahre in den Ostalpen gewonnen wurden, haben wir ein recht gutes Bild der Entwicklung (Abb. 15). So können wir feststellen, daß die Klimawerte um ca. 1,5 °C schwanken, und zwar in Intervallen in der Größenordnung von ca. 1000 und 100 Jahren. Dabei ist der unterste Wert der, der uns eine Gletscherausdehnung wie die von 1850 beschert hat. Diese wurde – durch unzählige <sup>14</sup>C-Datierungen und historische Daten belegt – oftmals während der letzten 10.000 Jahre erreicht. Aber ebenso ist zu erkennen, daß auch mehrmals die Gletscherzungen auf eine geringere Größe als die heutige zurückgeschmolzen waren, da der obere Wert zurzeit noch nicht erreicht ist. Diese kleinen Stände werden durch, immer wieder heute vom Eis freigegebene, datierbare organische Reste (z. B. Baumstämme) mit Altern bis > 9000 Jahren belegt. Auch der Mann vom Hauslabjoch beweist, daß die Fundstelle vor > 5000 Jahren eisfrei war und es erst jetzt bei seinem Auffinden wieder geworden ist.

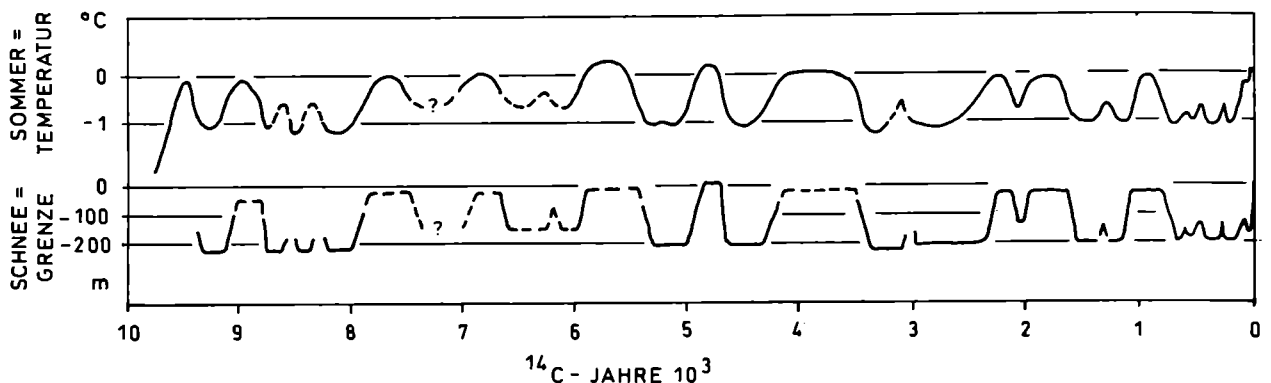


Abb.15: Vereinfachte Darstellung der Entwicklung von Sommertemperatur und Schneegrenze in den Ostalpen während des Holozäns (nach persönl. Mitt. S. Bortenschlager & G. Patzelt).

Untersuchungen in allen großen Gebirgsmassiven (z. B. in Alaska, Skandinavien, Neuseeland, im Himalaja und in den Anden) haben gezeigt, daß die Fluktuation in der gleichen Größenordnung aber nicht absolut synchron verlaufen zu sein scheint, sondern daß sich offensichtlich manche Schwankungen in den verschiedenen Regionen der Erde unterschiedlich ausgewirkt haben. Eine Erklärung dafür gibt es noch nicht.

Dieselbe Beobachtung ist ja auch für die mittelalterliche Erwärmung sowie die beiden ca. 100 Jahre dauernden Kälteperioden um 1600 und 1800, die als die „Kleine Eiszeit“ bezeichnet werden, zu machen.

Als Ursache für diese holozänen Schwankungen werden intern verursachte Schwankungen des Zusammenspiels des Ozeans und der Atmosphäre angenommen. Das hätte auf die Produktivität der Ozeane Einfluß, wofür auch spricht, daß die  $\text{CO}_2$ -Konzentration parallel zu diesen Vorgängen Änderungen unterworfen ist. Dabei ist interessant, daß der letzte Temperaturanstieg – mit dem industriell verursachten  $\text{CO}_2$ -Ausstoß parallel verlaufend – noch nicht die Werte erreicht hat, die im Holozän bereits ohne menschliches Zutun eingetreten sind, wobei auch ein signifikant schnellerer Temperaturanstieg den Daten nicht zu entnehmen ist.

Die aber für die letzten Schwankungen mögliche genaue Zeitkontrolle durch die  $^{14}\text{C}$ -Methode, Dendrochronologie und historische Daten, auch absolut auf Kalenderjahre, läßt hoffen, daß die Zusammenhänge und gegenseitigen Beeinflussungen erfaßt werden können, die zu diesen Klimaschwankungen führen.

Daraus ist wohl klar, daß nur die möglichst exakte Rekonstruktion aller Vorgänge, sei es jetzt des Holozäns oder der älteren Interglazial-Glazial-Zyklen, und ihre genaue Datierung ermöglichen wird, die Ursachen der Klimaschwankungen in ihren Facetten und Rückkopplungen zu verstehen.

Nur diese Kenntnisse der unbeeinflussten inneren Mechanismen würden uns ermöglichen, die Einflußnahme der menschlichen Tätigkeit auf die zukünftige Entwicklung vorhersagen zu können.

## 7. Ausblick

Nach all diesen Daten und Abläufen, die wir für die Vergangenheit erheben und rekonstruieren können, stellt sich die Frage, inwiefern die Entwicklung auch heute in die Zukunft projiziert werden kann.

Wird die Schwankungsbreite der holozänen Temperatur beibehalten werden oder wird sie durch die Treibhausgase nach oben überschritten werden? Wird eine allenfalls eintretende stärkere Erwärmung die gleichen Auswirkungen haben wie die bereits eingetretenen zur Zeit

des letzten Interglazials, oder herrschen heute doch andere Rahmenbedingungen? Würde eine solche Erwärmung, wenn überhaupt, nur eine kurze Episode in der klimatologisch-geologischen Entwicklung am Ende der interglazialen Periode Holozän darstellen, das sich somit im selben zeitlichen Rahmen wie die vorhergegangenen hielte?

Trotz des schon recht detaillierten Wissens über die zeitlichen Abläufe sowie der Steuerungs- und Rückkopplungseffekte ist es heute einfach nicht möglich, eine seriöse Voraussage für die künftige nähere Entwicklung in der nötigen Genauigkeit zu treffen.

Schon die Ungenauigkeiten bei Messung und Erfassung der heutigen Zustände einerseits, sowie andererseits die zusätzlichen Unsicherheiten durch die noch nicht besser mögliche Fixierung der zeitlichen Stellung von Vorgängen in der Vergangenheit erlauben nicht zu sagen, wann genau welche Prozesse und Rückkopplungseffekte ausgelöst werden, oder welche Schwellenwerte nötig sind, um sie in Gang zu setzen.

Die heute von den Klimatologen geübte Praxis der Erstellung von Szenarien (z. B. Anstieg der Treibhausgase) und Modellrechnungen ist die Möglichkeit, trotz dieses Dilemmas Aussagen zu möglichen Trends oder Entwicklungen treffen zu können.

Dabei muß einem aber bewußt sein, daß erstere stark von politisch-sozioökonomischen Parametern (z. B. anhaltendes Wirtschaftswachstum bei gleichbleibender Technologie), zweitens von den erfaßten Daten, deren Zahl und Genauigkeit, und nicht zuletzt von der Rechenkapazität abhängen. Alle diese Modellrechnungen müssen aber zuletzt mit ihren Ergebnissen mit den erfaßten Werten derartiger Vorgänge in der geologischen Vergangenheit in Einklang stehen.

## LITERATUR

- Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere. Late Pleistocene - Holocene: Geogr. Res. Inst., Hungarian Academy of Sciences, Fischer Stuttgart, 1992.
- Broecker, W. S. & G. H. Denton: The Role of Ocean-Atmosphere Reorganizations in Glacial Cycles. – Quat. Sci. Rev., 9, Oxford, 1990.
- Crowley, Th. J. & G. R. North: Paleoclimatology. – Oxford University Press, 1991.
- DeAngelis, M. N. et al.: Aerosol concentrations over the last climatic cycle (160 kyr) from an Antarctic ice core. – Nature, 325, 1987
- Husen van, D.: Die Ostalpen in den Eiszeiten. – „Aus der geologischen Geschichte Österreichs“; populärwiss. Veröff. d. Geol. B.-A., Wien, 1987.
- Imbrie, J. & K. Palmer Imbrie: Ice Ages. Solving the Mystery. – Harvard Univ. Press Cambridge, Massachusetts, 1986.
- Köppen, W. & A. Wegener: Die Klimate der geologischen Vorzeit. – Bornträger, Berlin, 1924.
- Kuhn, M.: Klimaänderungen: Treibhauseffekt und Ozon. – Kulturverlag, Thaur/Tirol, 1990.
- Legrand, M. R. et al.: Climate forcing implications from Vostok ice-core sulphate data. – Nature, 334, 1988.
- Rödel, W.: Physik unserer Umwelt. Die Atmosphäre. – Springer, Berlin, 1992.

Ruddiman, W. F. & A. McIntyre: Oceanic mechanisms for amplification of the 23,000-year ice-volume cycle. – Science, 212, 1981.  
The Last Interglacial/Glacial Cycle in Europe.– Quaternary International, 3/4, Pergamon Press, Oxford, 1989.  
Woillard, G. M. & W. G. Mook: Carbon-14 dates at Grande Pile: Correlation of land and sea chronologies.– Science, 215, 1982.  
Wolfe, J. A.: A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the Northern hemisphere.– Am. Sci., 66, 1978.

## Kurznachrichten

**Dioxin – Entstehung und Wirkung.** Dioxin ist die Trivialbezeichnung für polychlorierte Dibenzodioxine (PCDD) und Dibenzofurane (PCDF). Unter den vielen PCDD- und PCDF-Isomeren haben sich jene, die an den Positionen 2, 3, 7 und 8 der trizyklischen Gerüste durch Chlor substituiert sind, als toxisch erwiesen. Auch alle höher chlorierten Verbindungen sind toxisch, wenn sie dieses Substitutionsmuster aufweisen.

Die dem TCDD in der Struktur sehr ähnlichen 3, 4, 3', 4'-Tetrachlorazobenzol und 3, 4, 3', 4'-Tetrachlorazoxybenzol sind ebenfalls hoch toxisch.

Grundsätzlich sind Dioxine und Furane Feststoffe mit geringer Wasserlöslichkeit und guter Löslichkeit in organischen Lösungsmitteln. Auffallend ist ihre Beständigkeit gegenüber Säuren und Basen. Weiters ist ihre biologische Persistenz bemerkenswert, d. h. sie werden nur sehr langsam bzw. nicht abgebaut. Die biologische Halbwertszeit von TCDD wird beim Menschen auf 6–10 Jahre geschätzt.

Die Entdeckung der Chlordioxine erfolgte in den Jahren 1955–1958. Seit dieser Zeit ist auch eine Reihe von Vergiftungsfällen bekannt, in denen TCDD im Spiel war, und der Unfall von Seveso war nur ein Glied in einer Kette von ähnlichen Industrieunfällen. Die heutigen Quellen für Dioxine sind u. a. die Verbrennung bestimmter bromhaltiger Flammenschutzmittel in Kunststoffen, technische Verbrennungsprozesse und die Müllverbrennung. Zur Zeit wird intensiv an der Entwicklung von Methoden gearbeitet, die eine Dioxinbildung bei der Müllverbrennung verlässlich verhindern.

Auf Grund der hohen Lipophilie und der Abschirmung des Moleküls durch die Chloratome wird TCDD in der Natur nur äußerst langsam abgebaut und reichert sich in der wachshaltigen Kutikula von Blättern und Nadeln, im Fettgewebe und in allen anderen biogenen Fettkörpern an.

1985 entdeckte man den Weißfäulepilz *Phanerochaete chrysosporium* und stellte fest, daß er in der Lage ist, chlorierte Fremdstoffe abzubauen. Experimentell konnte nachgewiesen werden, daß er auch TCDD, allerdings mit einer sehr geringen Umsatzrate abbauen kann. Zur Zeit versucht man auf verschiedenen Wegen, diese Abbauleistung zu steigern. Möglicherweise eignet sich dieser Pilz, um in der Zukunft TCDD-belastete Böden und Sedimente zu entgiften. Auf Grund der derzeit fortschreitenden TCDD-Akkumulatoren in der Natur scheinen alle Grenzwertdiskussionen problematisch zu sein. Es sind in diesem Zusammenhang vor allem nachteilige Langzeiteffekte zu befürchten. Außerdem ist die mögliche Rolle von biologischen Dioxin-Analoga zu überprüfen. Zum Beispiel kann ein falscher Einsatz von Pilzenzymen statt zum Abbau zur Bildung von TCDD führen. So kann das in Herbiziden enthaltene 3, 4-Dichloranilin enzymatisch in TCDD umgewandelt werden. Auch von einigen Naturstoffen in der Nahrung des Menschen ist bekannt, daß sie als TCDD-Analoga wirken können. So z. B. ist das Indolo-(3, 2-b)-Carbazol (CBZ) in Brokkoli und Kohl enthalten und kann als TCDD-Analoga angesehen werden. CBZ

wird allerdings nach dem Verzehr rasch wieder ausgeschieden.

Aus Tierversuchen sind eine Reihe von toxikologischen Effekten von TCDD und Analoga bekannt: Chlorakne, teratogene, mutagene und kanzerogene Wirksamkeit, Tumorpromotion, Immunsuppression, Hormonstörungen u. a. m. Viele von diesen Effekten scheinen vom TCDD-Rezeptor ausgelöst zu werden. Mit Hilfe des Rezeptors wird TCDD gebunden und in den Zellen verlagert. Im Zellkern induziert er die Expression bestimmter Gene. Wie dieser Mechanismus im Detail funktioniert, wird in weiterführenden Untersuchungen zu klären sein.

(Biologie in unserer Zeit 6/1993)

**Erregungsleitung in Blättern.** Werden Blätter verwundet, so entsteht sowohl am Ort der Verletzung als auch in benachbarten Blättern ein Protein (pin 2), das die Blätter für Tiere weitgehend unverdaulich macht. Bislang vermutete man, daß die Information der Verletzung durch einen chemischen Signalstoff, den man PIIF (proteinase inhibitor-inducing factor) nannte, über Phloemtransport (35 bis 250 mm/s) vom Ort der Verletzung zu den anderen Blättern übertragen wird.

Eine englische Arbeitsgruppe um D. C. Wildon von der University of East Anglia, Norwich/England, konnte nachweisen, daß PIIF nicht stofflicher, sondern elektrischer Natur ist. Mit elektrophysiologischen Meßmethoden wurden Keimpflanzen der Tomate mit Keimblättern und zwei Primärblättern untersucht. Da die Pflanzenzellen über ihre Plasmodemesmen miteinander in Verbindung stehen, kann ein elektrisches Signal über längere Strecken weitergeleitet werden. Die Aktionspotentiale breiten sich mit einer Geschwindigkeit von 1–4 mm/s aus. Ausgelöst wurden diese Potentiale in Blattstiel und Sproß durch Quetschen der Keimblätter. Damit ausgeschlossen werden konnte, daß nicht zusätzlich chemische Signale transportiert werden, wurden die Keimblattstiele auf 3 °C abgekühlt, was den Phloemtransport unterbindet, und 5 Minuten später abgeschnitten. Trotzdem wurde das pin-2-Protein in den unverletzten Blättern akkumuliert. Außerdem ließ sich die m-RNA für pin 2 in den Blättern nachweisen. Ungeklärt ist dabei allerdings die Rolle des Pflanzenhormons Auxin, das in den Blättern als Repressor der pin-2-Expression gilt. (Naturwissenschaftliche Rundschau 9/1993)

**Biologische Wirkung kosmischer Strahlung.** Kosmische Strahlung besteht zum Großteil aus Protonen und  $\alpha$ -Teilchen. In geringem Ausmaß sind aber auch Schwerionenstrahlen vorhanden, die eine starke biologische Wirkung haben. Der Grund für die höhere biologische Schädigung von Schwerionen liegt in der unterschiedlichen Energieabgabe pro Längeneinheit (LET, linear energy transfer).

Astronauten auf einer dreijährigen Mission sind mit 100 rem (1 SV) schätzungsweise einer 1000mal höheren Strahlendosis ausgesetzt als auf einem 7–10 Tage dauernden Apolloflug. Dies entspricht dem mehr als Sechsfachen der Strahlenbelastung, der nach den US-amerikanischen Vorschriften Arbeiter in kerntechnischen Instituten maximal ausgesetzt sein dürfen. Durch die Raumfähre wird der größte Teil der Protonen (85–95% der kosmischen Strahlung) und der Heliumkerne (5–14%) abgeschirmt, der Anteil der schweren galaktischen Strahlung (ca. 1%) ist also hauptsächlich für die Strahlendosis der Astronauten verantwortlich.

Die genauen biologischen Effekte für die einzelnen Zellen oder den Menschen insgesamt sind noch ungeklärt. Man kann aber davon ausgehen, daß auf einer Dreijahres-