

Warmzeitliche Bodenbildung im Bölling/Alleröd im Mittelrheingebiet

Klaus Heine

Mit 3 Abbildungen

(Manuskripteingang: 3. 6. 1991)

Kurzfassung

Im Brohltal existiert ein unter Laacher See-Tephra begrabener spätglazialer Boden, der relativ warme Bölling/Alleröd-zeitliche Klimabedingungen dokumentiert. Diese Beobachtung stimmt mit neueren Ergebnissen zur spätglazialen Klimageschichte überein.

Abstract

In the valley of the river Brohl a late-glacial soil covered by the Laacher See-Tephra exists that documents relative warm climatic conditions during the Bölling/Alleröd. This observation is in harmony with new results concerning the late-glacial climatic development.

1. Problemstellung

Die Vorstellung eines spätglazialen Bölling/Alleröd-Klimas der Mittelrheinlande wird häufig noch mit eher eiszeitlichen als warmzeitlichen Temperaturen verknüpft. Paläoklimarekonstruktionen aus der Bölling/Allerödzeit des rheinischen Raumes basieren fast ausschließlich auf Pollenstudien und Untersuchungen von pflanzlichen (Makro-)Fossilien; nur vereinzelt werden Bodenbildungen unter der spätaillerödzeitlichen Laacher See-Tephra (= LST) paläoklimatisch diskutiert und interpretiert. Da die Vegetationsgeschichte des Spätglazials in Westeuropa belegt, daß die Pflanzengesellschaften nicht die spätglazialen Temperatur- und Feuchtigkeitsschwankungen repräsentativ widerspiegeln (vgl. BIRKS 1981), wie Vergleiche von Pollenprofilen mit solchen der Insekten-Gesellschaften bezeugen (vgl. ASHWORTH et al. 1981), sind paläopedologische Befunde von besonderem Wert. Bisher wurden fossile Böden unter der Laacher See-Tephra sehr unterschiedlich gedeutet; zum einen betrachtete man sie als prä-Jüngere Dryas-zeitliche, spätglaziale Bodenbildung (u. a. SCHÖNHALS 1960), zum anderen vermutete man ein ‚Durchgreifen‘ der holozänen Bodenbildung durch die poröse, luft- und wasserdurchlässige Laacher See-Tephra (ROHDENBURG 1978, ROHDENBURG & MEYER 1968). Die Intensität und Mächtigkeit der von der Laacher See-Tephra bedeckten Paläoböden und deren mikromorphologischen Eigenschaften veranlassen BIBUS (1980), die Pedogenese nicht als spätglaziale Bildung anzusprechen; allerdings nennt er ausdrücklich eine begrenzte Braunerde-Bildung, die im früheren Alleröd über die an vielen Orten zu beobachtenden Pararendzina- und Gleystadien hinausging. Im folgenden wird ein Profil vorgestellt, in dem unter der Laacher See-Tephra ein warmzeitlicher Boden ausgebildet ist, der nach der Tephra-Überdeckung keine pedogenetische Veränderung mehr erfahren haben kann.

2. Beobachtungen

2.1. Lage des Profils

Das Profil liegt im Brohltal zwischen Burgbrohl und Brohl in ca. 105 m NN (TK 25 Blatt 5509 Burgbrohl, R 25 93 450, H 55 92 750). Während der Bauarbeiten am Klärwerk Brohltal war das Profil (Abb. 1) im Juni 1982 freigelegt. Der Aufschluß ist am linken Hang des Brohltales im Bereich der ‚Traß-Brüche‘ gelegen. Durch die Baumaßnahmen waren unterdevonische Tonschiefer im Untergrund des rezenten Brohlbaches, letzteiszeitliche Hangschuttdecken, Trassablagerungen, fluvial umgelagerte LST sowie in situ befindliche Tephralagen angeschnitten. Da der Aufschluß nicht der Trass-Gewinnung diente und auch Anstehendes und Hangschutt abgeschnitten wurden, konnten erstmals die Beziehungen zwischen letzteiszeitlichen Hangschuttdecken, Bodenbildung und Trass-Talfüllung genauer untersucht werden.

Für das Untere Mittelrheingebiet werden mittlere Jahrestemperaturen von $8 > 9^{\circ}\text{C}$ bei einer mittleren Jahresschwankung von $15,6\text{--}16,5^{\circ}\text{C}$ angegeben; an 160–170 Tagen/Jahr weisen die Tagesmittel mindestens 10°C auf, und die Frosttage sinken auf unter 80 ab; der mittlere Jahresniederschlag beträgt 550–700 mm, wovon in der Vegetationsperiode (Mai–Juli) 180–220 mm fallen; eine Schneedecke tritt an 20–40 und Nebel an 50–100 Tagen im Jahr auf (ERIKSEN 1967).

Als natürliche Vegetation kann für die Rheineifel ein Eichen-Hainbuchenwald angenommen werden. Auf trockenen Hängen und auf Unterdevonböden des Brohltales findet sich auch der Hainsimsen-Buchenwald, und steile, besonnte Hänge sind häufig mit Eichengebüsch (Eichen-Elsbeerenwald) und Felsahornwald bestanden. Vegetationskundliche Studien belegen sehr eindrucksvoll, wie ungeheuer stark die jahrtausendelange wirtschaftliche Beeinflussung das floristische Bild verändert hat; dennoch spiegelt die Vegetation der Westeifel auch heute deren Grenz- und Übergangslage vom atlantisch-subatlantischen zum subkontinentalen Klimabereich wider.

Auf devonischen Grauwacken und Tonschiefern ist unter Wald an Hängen häufig im oberen Hangebereich ein Ranker entwickelt; am Mittelhang finden sich – oft auf letzteiszeitlichen Solifluktionsschuttdecken – oligo- bis mesotrophe Braunerden; wird der Hangfuß und der Unterhang von Lössablagerungen überzogen, so geht dort die Braunerde über eine mesotrophe, zuweilen auch eutrophe Braunerde in eine Parabraunerde über.

2.2. Beschreibung des Profils

Über zum Teil mürben, zum Teil festen Tonschiefern liegen Hangschuttdecken, die von einer Ranker- bis Braunerde-Ranker-Bodenbildung überprägt wurden (Abb. 1). Dieser Boden ist in leichten Mulden vollständig erhalten einschließlich einer Auflage aus organischem Material (Reste von Blättern und Moosen). Eine Erosionsdiskrepanz kappt den fossilen Boden im Bereich der Scheitel kleinerer Bodenwellen. Der fossile Boden wird von blaugrauen und roten Staub-Tuffen überlagert, die einige cm mächtig werden können. In diesen Staub-Tuffen (= LST 1 nach FRECHEN 1953) und den darüber liegenden pyroklastischen Stromablagerungen („Trass“) sind zahlreiche pflanzliche Fossilien eingeschlossen, die SCHWEITZER (1958) eingehend beschrieben hat. Über dem fossilen Boden befindet sich der Trass nur noch abschnittsweise in primärer Lagerung; die nach dem Absatz der Bims- und Aschenströme einsetzende Erosion und Umlagerung führte zur fast vollständigen Ausräumung des Trasses im Bereich des Profils, aber auch zur Ablagerung geschichteter fluvialer Sedimente aus pyroklastischem Material (vgl. FREUNDT & SCHMINCKE 1982). Eine Erosionsdiskordanz markiert das Ende dieser Umlagerungsphase. Darüber liegt ein Komplex aus Tuffen, Hangschutt und Geröllen, der im Hangenden mit einer Lage aus Blöcken geschichteter Tuffe abschließt, die quasi „schwimmend“ auf die starken Umlagerungsprozesse während der Ausbildung der gesamten Deckschichtenabfolge über dem fossilen Boden hinweisen. Abermals folgt nach oben ein Paket aus Tuffen, Schutt und Geröllen, das von sehr feinen, geschichteten Tuffen abgelöst wird. Recht feine Tuffe in zahlreichen Lagen schließen die Tephra ab. Der rezente/subrezente Boden ist im jüngsten Hangschutt ausgebildet, der einen großen Anteil an äolisch umlagertem – vorwiegend vulkanischem – Material aufweist. Die Entwicklungstiefe und der Bodentyp des rezenten Bodens ist mit dem fossilen Boden unter den LST vergleichbar.

2.3. Altersstellung

Der liegende Hangschutt wurde während der letzten Kaltzeit gebildet. Er ist älter als die spätwürmzeitliche Erwärmung während der Böllingzeit. Der Tuff-Komplex von den graublauen Aschenbändchen im Liegenden bis zu den feinen, geschichteten Tuffen im Hangenden gehört zu der Laacher See-Tephra. Nach BOGAARD & SCHMINCKE (1984) ist der Brohltal-Trass der basale Teil der MLST B-Einheit (= Middle Laacher See-Tephra B); eine plinianische Eruption verursachte Glutlawinen, die sich in die Täler ergossen. Das Alter der in vermutlich nur wenigen (?) Frühlings-Tagen (ZOLITSCHKA 1988) erfolgten LST-Eruptionen hat folgende ^{14}C -Alter: $11\,075 \pm 185$ konventionelle Jahre vor 1950 (Hv 11 774) (s. Abb. 1). SCHWEITZER (1958) zitiert mit FIRBAS (1953) Alter von $11\,044 \pm 500$ und $10\,910 \pm 330$ sowie von $11\,085 \pm 90$ konventionellen Jahren; PISSART & JUVIGNE (1980) geben für die LST $11\,030 \pm 160$ ^{14}C -Jahre an (GrN

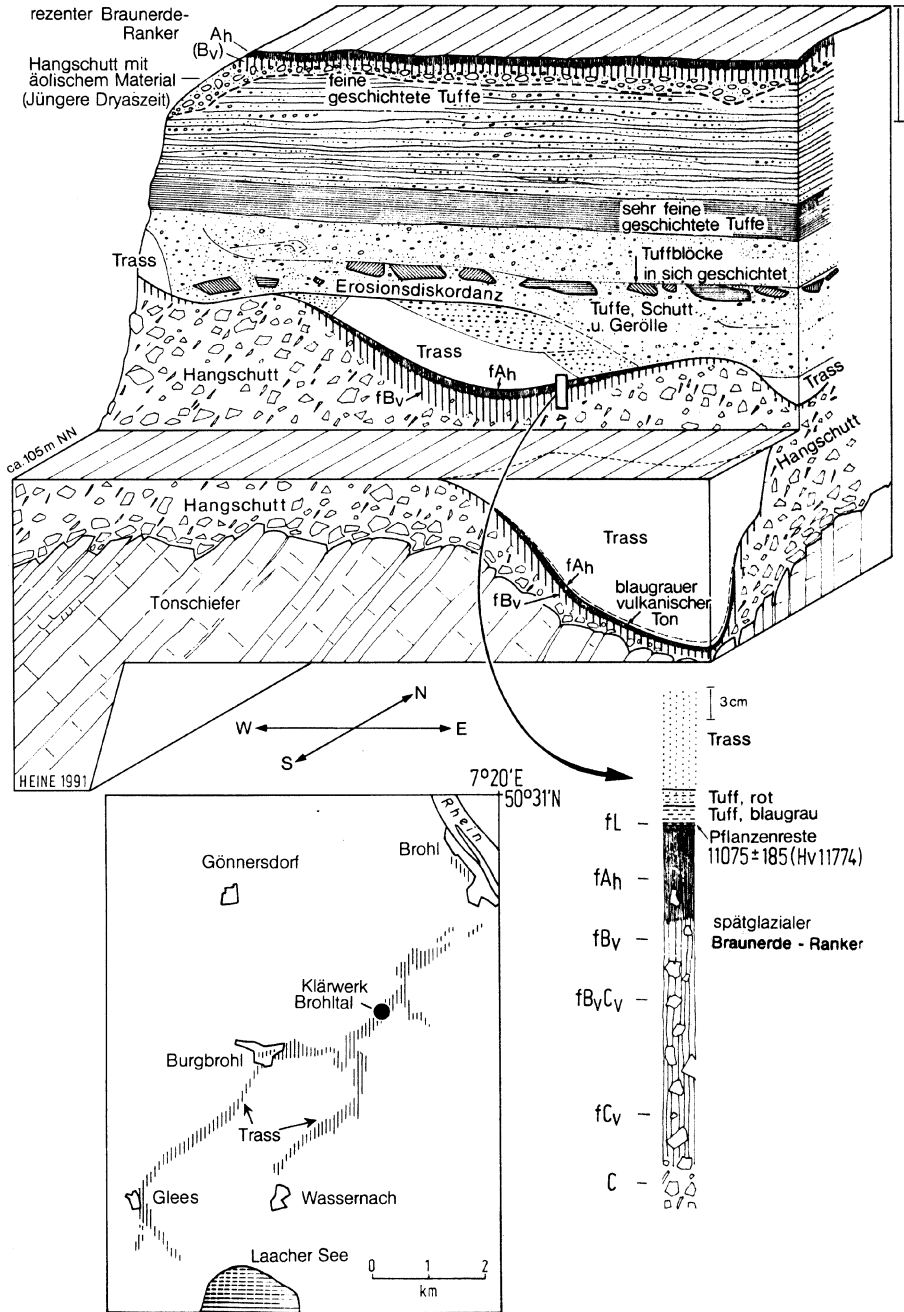


Abbildung 1: Lageplan und Skizze des Aufschlusses „Klärwerk Brohltal“. Erläuterungen im Text.

8891). Zwischen 10 950 und 11 050 Jahren vor heute datieren BOGAARD & SCHMINCKE (1985) die LST-Eruptionen, und auch die Datierung von STRAKA (1975) fällt mit 10 950 Jahre vor heute in diese Zeit. Aufgrund der Auszählung von Jahres-Warven des Meerfelder Maares gelang es ZOLITSCHKA (1988), das Alter der LST-Ablagerungen auf 11 224 Kalenderjahre vor heute, d. h. auf 9240 Jahre v. Chr. zu datieren. Damit steht fest, daß der LST am Ende des Alleröd abgelagert wurde. Der in unserem Profil beschriebene fossile Boden wurde somit in der Bölling- und Allerödzeit gebildet und vom LST begraben.

Die Jüngere Dryaszeit wird in dem Profil durch den hangenden Hangschutt mit Beimengung äolischer Sedimente charakterisiert. Die post-Jüngere Dryas-zeitliche Bodenbildung hat – vermutlich infolge der ständigen Abtragung am Hang – in den lockeren Tephra-Sedimenten einen Ranker hervorgebracht, der durch die beginnende Ausbildung eines Bv1-Horizonts Übergänge zu einer schwach entwickelten Braunerde zeigt.

2.4. Der spätwürmzeitliche Boden

Der auf dem würmzeitlichen Hangschutt ausgebildete Braunerde-Ranker belegt eine warmzeitliche Bodenbildung während der Bölling/Allerödzeit. Der fossile Boden weist alle Merkmale auf, die auch für die rezente Bodenbildung an Hängen in diesem Gebiet charakteristisch sind. Unter der humosen Auflage des fL-Horizontes ist der fAh-Horizont (3–5 Gew.-org. Substanz) bis zu 15 cm mächtig entwickelt. In dem schwach steinigen schluffigen Lehm kann die Entkalkung bis 30 cm Tiefe in dem fossilen Boden reichen und damit Übergänge zur Braunerde mit geringer Entwicklungstiefe aufweisen. Der fBvCv-Horizont ist bisweilen carbonathaltig, da im Hangschutt eine unterschiedlich starke Lößbeimengung auftreten kann. Während der fAh-Horizont einen pH-Wert (In KCl) von ca. 5.7 zeigt, steigt dieser im fBvCv-Horizont auf 7.4 an. Die hangenden Staubtephra- und Trassbildungen weisen pH-Werte um 6 auf. In der Tonsubstanz des Hangschuttes sowie des fBv-cv-Horizontes treten Illit als Hauptbestandteile, Chlorit und Kaolinit als Nebenbestandteile und Smectit in Spuren auf; der fAh-Horizont ist ärmer an Kaolinit, und Smectit scheint ganz zu fehlen. Im Vergleich dazu enthält der rezente Boden infolge des vulkanischen Einflusses neben den genannten Tonmineralen auch Halloysit als Nebenbestandteil.

Die den fossilen Boden überlagernden Deckschichten aus Trass, fluvial umgelagerten (vorwiegend vulkanischen) Sedimenten, Ablagerungen von Aschenwolken sowie die fehlenden Hinweise auf Boden-, Sicker- und Grundwassereinflüsse im Trass werden als gewichtiges Argument für eine schon starke spätglaziale Bodenbildung angesehen; der fossile prä-LST-zeitliche Boden war dem „Durchgriff“ der holozänen Bodenbildung (i. S. von ROHDENBURG 1978) zweifelsfrei entzogen. Diese Beweisführung läßt sich für die auf Löß entwickelten Böden unter den LST-Bimsablagerungen im Neuwieder Becken nicht in der Ausschließlichkeit führen.

3. Diskussion der Befunde

Über spätglaziale Bodenbildung im mittelhheinischen Raum berichten verschiedene Autoren. SCHÖNHALS (1960) beschreibt aus der Ziegelei Müller in Brey am Rhein (TK 25 Blatt Boppard) unter Gehängelehm (0,5 m) und hellgrauer Bimstuff-Decke (0,25 m) eine Parabraunerde auf sandstreifigem Löß, die die charakteristischen Merkmale der Tondurchschlammung und die Ausbildung eines Bt-Horizontes aufweist. Es ist schwer verständlich, daß die Entwicklung bis zur Parabraunerde unter der Bims- und Hangschuttbedeckung erfolgt sein soll, worauf SCHÖNHALS (frdl. schr. Mitt. vom 25. 11. 1982) auch später noch einmal nachdrücklich aufmerksam macht.

WINDHEUSER & BRUNNACKER (1979) beschreiben vom Kottenheimer Büden (nördlich Mayen) eine frühallerödzeitliche Bodenbildung auf Schwemmlöß, die zur Verbraunung und Carbonat-abfuhr eines ca. 30 cm mächtigen Bodenbereichs geführt hat. Dieser fossile Boden wird von 1,1 m Bimstuff, 0,7 m Staubbuff, bis 0,8 m Sandtuff und bis 1,2 m Hangschutt, der im oberen Teil verbraunt und im unteren Teil Ton-Fe-Bänder zeigt, bedeckt. Dieselben Autoren nennen einen Alleröd-Boden bei Meschenich (südliche Niederrheinische Bucht) auf Sand und Schluff der Älteren Rhein-Niederterrasse, in den der Laacher See-Bims biogen eingearbeitet wurde und der von einer spätallerödzeitlichen bis früh-Jüngere Dryas-zeitlichen Staubbuff-Lage sowie von ca. 1,5 m mächtigen Fließerden und Ablagerungen der Jüngeren Niederterrasse

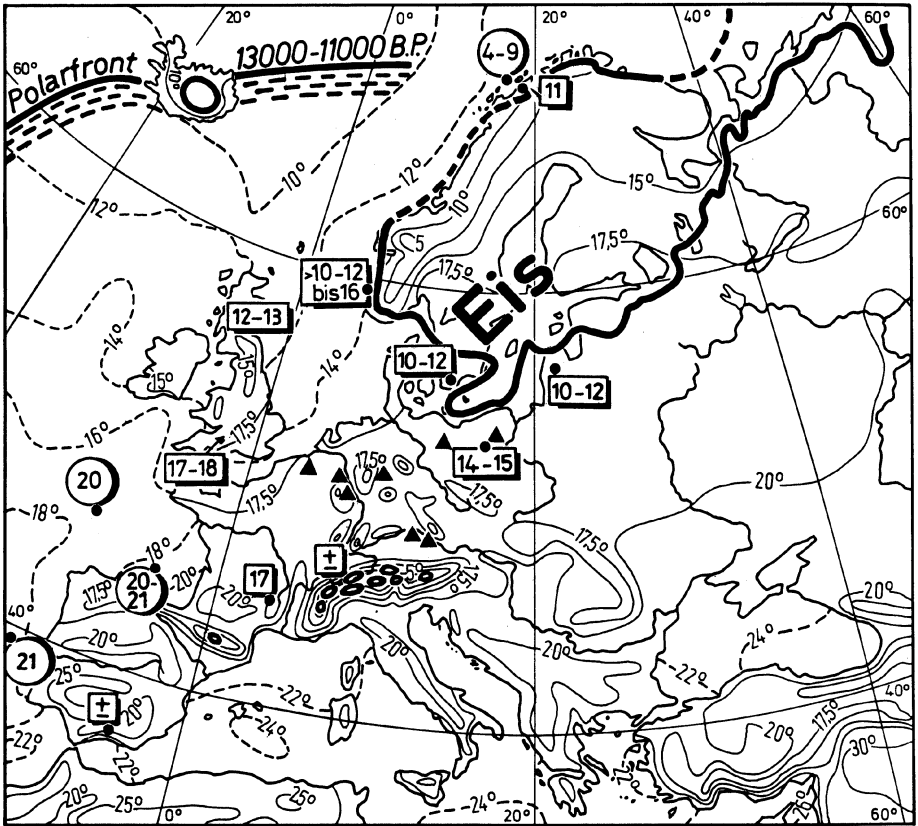
bedeckt wird; die sandigen Hochflutlehme der Jüngeren Niederterrasse werden von einer holozänen Parabraunerde überprägt.

Auf die Existenz einer recht intensiv prä-Jüngere Dryas-zeitlichen Bodenbildung verweist HEINE (1982) im Bereich der Älteren Niederterrasse des Rheins zwischen Bad Breisig und der Ahrmündung. WICHTMANN (1981) beschreibt aus der Warburger Börde (Borgentreich) eine spätglaziale, über 2 m mächtige Parabraunerde auf LÖß, die von einer holozänen Schwarzerde bedeckt wird. SCHLAAK (1992) stellt bei Eberswalde eine Bölling-/Alleröd-zeitliche Braunerde („Finow-Boden“) vor, deren Bildungszeit sedimentologisch, stratigraphisch und durch ^{14}C -Daten belegt wird. Somit mehren sich die Hinweise auf eine intensive Bodenbildung, die im Bölling/Alleröd ablief und als echte warmzeitliche Bodenbildung anzusprechen ist.

Aus dem süddeutschen Raum ist schon seit langem bekannt, daß durch den großen Entwicklungsvorsprung der Böden auf den wärmzeitlichen gegenüber den holozänen Terrassen im Alpenvorland eine starke spätglaziale Bodenbildung dokumentiert wird. Ein durch eindeutig datierbare Deckschichten fossilerter spätglazialer Boden wurde jedoch nicht vorgestellt, so daß Zweifel an der Altersansprache blieben (vgl. ROHDENBURG 1978). In den letzten Jahren konnten im Rahmen des DFG-Schwerpunktprogramms „Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär“ von Regensburg aus eingehende Untersuchungen zur jungquartären Donauterrassen-, Löß- und Bodenstratigraphie ausgeführt werden (BUCH 1988, BUCH & ZÖLLER 1990, BUCH & HEINE 1988, HEINE et al. 1988). Hinsichtlich des Problems einer spätglazialen Bodenbildung lassen die Ergebnisse eindeutig erkennen, daß es im Regensburger Raum ebenfalls eine spätglaziale Bodenbildung gab, die chronostratigraphisch gut erfaßt werden kann (BUCH & ZÖLLER 1990) und die zur Ausbildung eines fBv-/fBtv-Horizontes führen konnte, sofern günstige substrat- und kolloidchemische Voraussetzungen gegeben waren.

Der Nachweis spätwürzeitlicher Bodenbildung ist zweifellos im Bereich der Verbreitung relativ mächtiger LST (d. h. im Mittelrheinischen Becken und seiner Umgebung) besonders gut zu führen, doch zeigen die Befunde aus dem Regensburger Raum auf gleiche Prozesse im Bölling/Alleröd. Da sich die Jüngere Dryaszeit mit zunehmender Entfernung von dem spätglazialen fennoskandischen Inlandeiskörper und von dem Nordatlantik thermisch immer schwächer zu dokumentieren scheint (vgl. HEINE 1982, 1983), ist die Wahrscheinlichkeit recht gering, im süddeutschen Raum spätglaziale Bodenbildungen in niedrigen bis mittleren Höhenlagen anzutreffen, die von Jüngere Dryas-zeitlichen Hangschuttdecken begraben und somit fossilisiert wurden.

Die spärlichen Hinweise der spätglazialen Bodenbildung (Bölling/Alleröd) sind wichtige Zeugen der Klimaentwicklung nach dem Höhepunkt der letzteiszeitlichen Vergletscherung vor ca. 18 000 Jahren (Abb. 2). Die fossilen Böden dokumentieren — da die Bodenbildung im mitteleuropäischen Raum auch im Spätglazial in erster Linie temperaturabhängig gewesen sein dürfte — Sommertemperaturen, die warmzeitliche und nicht kaltzeitliche Bedingungen verkörpern. Die Wintertemperaturen mögen im Bölling/Alleröd wegen der Eisreste in Skandinavien und der Einflüsse vom Nordatlantik sowie aus dem Ostseeraum wesentlich kälter als in der Nacheiszeit gewesen sein, d. h. die jährlichen Amplituden der Temperaturen waren im Bölling/Alleröd größer. Auch war das Perihel in Bölling/Alleröd auf der Nordhemisphäre in den Sommer verschoben, wodurch die Solarstrahlung im Sommer um 7 % höher und im Winter um 7 % geringer war als heute (RIND et al. 1986). Eine Bölling/Alleröd-zeitliche Erwärmung wird auch durch zahlreiche andere Befunde bestätigt: Infolge der seit 18 000 Kalenderjahren vor heute (BARD et al. 1990) schnell zunehmenden Sommerinsolation begann das Eis abschmelzen in der Norwegischen See schon sehr früh und führte zum Zurückweichen des Südrandes des fennoskandischen Eisschildes mindestens seit 15 000 Jahre vor heute (LEHMANN et al. 1991) und zur Eisfreiheit tieferer Lagen in Spitzbergen seit mindestens 12 500 Jahren vor heute (MANGERUD & SVENDSEN 1990). Warme Bölling-zeitliche Sommertemperaturen (Juli-Mittel: $> 10\text{--}12\text{ }^{\circ}\text{C}$, z. T. bis $16\text{ }^{\circ}\text{C}$) und relativ kalte Wintertemperaturen (Januar-Mittel: unter -2 bis $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$) werden aus Südwest-Norwegen beschrieben (PAUS 1989). In Jütland wird für das gesamte Spätglazial Pflanzenwachstum nachgewiesen, und im Alleröd herrschte dort eine relative stabile Vegetationsentwicklung (KOLSTRUP et al. 1991, vgl. auch HUNTLEY 1990). Besser als die Vegetation erlauben Insekten-Fossilien Rekonstruktionen der sommerlichen und winterlichen Temperaturen für das Spätglazial (WALKER 1987, COOPE 1977); im Zentralmassiv Frankreichs belegen Coleoptera um 13 000 Jahren vor heute einen plötzlichen Tem-



Bölling (ca.13000 - 12000 B.P.):

- Gletscher, Eis
- ▲ Bölling/Alleröd-zeitlicher Boden
- Juli-Temperaturen (Land) in °C 9-10 wie heute ±
- Juli - Temperaturen (Meer) in °C 21

Gegenwärtige wirkliche Temperaturen im lang-jährigen Mittel in C (Juli)
 —17,5°— Land
 ---16°--- Meer

Abbildung 2: Paläogeographisches Kärtchen für die Bölling-Zeit. Erläuterungen im Text.

peraturanstieg, und im Bölling/Alleröd waren zumindest zeitweise die Durchschnittstemperaturen des wärmsten Monats genau so hoch wie im Boreal, während die durchschnittlichen Temperaturen des kältesten Monats ein wenig kühler als im Boreal waren (PONEL & COOPE 1991). Gleiche Beobachtungen liegen von den britischen Inseln vor (ATKINSON et al. 1987, Abb. 3), und ähnliche Befunde teilt LEMDAHL (1991) aus der Gegend von Poznan im westlichen Polen mit, in der um 18 000 Jahren vor heute der Eisrückzug beginnt und zwischen 12 600 und 12 200 Jahren vor heute eine Insekten-Fauna lebte, die an ein kühl temperiertes Klima mit mittleren Juli-Temperaturen um 14–15 °C (heute: ca. 18–19 °C) angepaßt war (vgl. auch KRZYSZKOWSKI 1990); zur gleichen Zeit herrschten in Südschweden noch arktische Bedingungen mit Juli-Mitteltemperaturen um 10–12 °C; in den baltischen Republiken bedeckten Gletscher die nördlichen Teile, während in Litauen bereits dicke Kiefern wuchsen (KABALIENE & RAUKAS 1987). Somit entsteht ein Bild der spätglazialen Klimaverhältnisse (Abb. 2), das einen starken Süd-Nord-Gradienten der Temperaturen in Mittel- und Osteuropa aufweist. Aus

dieser Klimaentwicklung wird auch ersichtlich, daß die Jüngere Dryaszeit als Unterbrechung der bereits mit dem Bölling einsetzenden starken Erwärmung angesehen werden muß (vgl. HEINE 1977, KAISER & EICHER 1987, BROECKER & DENTON 1990) und nicht — wie noch häufig ausgeführt wird — die Bölling/Allerödzeit als warmer Abschnitt innerhalb der endenden letzten Eiszeit. Nur nebenbei sei angemerkt, daß in der Spätglazial-Chronologie der West- und auch der Ostalpen die Zuordnung einzelner Gletscherstadien (z. B. Daun, Gschnitz) in immer frühere Abschnitte der ausgehenden Würm-Eiszeit vorgenommen wurde (SUTER 1982, LISTER 1988) und sich „nacheiszeitliche“ Vegetationsverhältnisse in Südspanien sehr rasch um 13 000 Jahren vor heute einstellten (PONS & REILLE 1988), da das Gebiet unfern der eiszeitlichen Refugien liegt. Die marinen Befunde belegen ebenfalls die schnelle Erwärmung des NE-Atlantiks um 13 000 Jahren vor heute (DUPLESSY et al. 1981, RUDDIMAN & McINTYRE 1981). Dieses paläogeographische Bild wird durch die Erklärung der Jüngeren Dryaszeit ergänzt, die heute als Nebenprodukt der komplexen Abschmelzgeschichte des nordamerikanischen Eisschildes (SHACKLETON 1989, FAIRBANKS 1989, TELLER 1990, BROECKER & DENTON 1990, BERGER 1990) bzw. des nordeuropäisch-asiatisch/arktischen Eises (BROECKER et al. 1992) gedeutet wird.

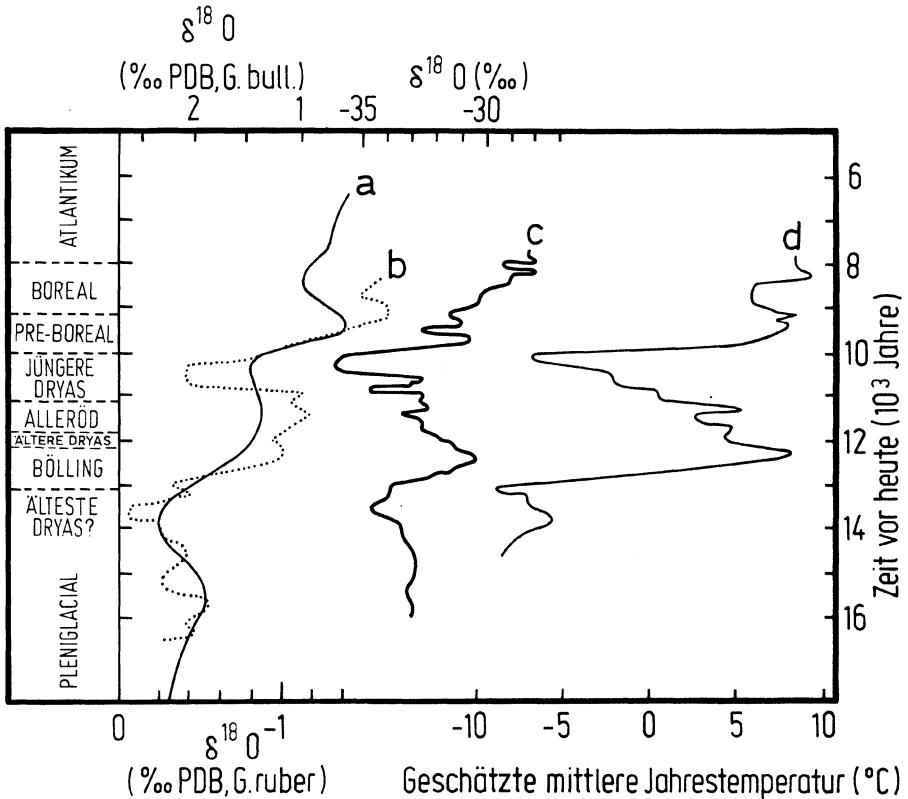


Abbildung 3: Das Spätglazial in Foraminiferen, polarem Eis und periglazialen Sedimenten (nach BERGER 1990). A = Sauerstoffisotopen, *G. ruber*, ääquatorialer Atlantik; b = Sauerstoffisotopen, *G. bulloides*, Kontinentalabhang vor Portugal; c = Sauerstoffisotopen des grönländischen Eises, Bohrung Dye 3; d = Paläotemperaturen aufgrund von Käferresten in England, Wales und Schottland.

4. Zusammenfassung

Die Diskussion, ob im Bölling/Alleröd im mittelhessischen Raum eine echte warmzeitliche Bodenbildung möglich war, wird immer noch uneinheitlich geführt; einerseits wird eine spätglaziale Pedogenese mit warmzeitlichen Merkmalen bestritten, andererseits werden spätglaziale Bodentypen vorgestellt, die recht warme Klimabedingungen vermuten lassen. Der vorliegende Beitrag nennt ein Beispiel einer typischen ‚warmzeitlichen‘ Bodenbildung auf Hangschutt unter Ablagerungen der Laacher See-Tephra, die aufgrund ihrer Mächtigkeit und Charakteristika ein ‚Durchgreifen‘ der holozänen Bodenbildung ausschließt.

Als spätglazialer Boden entwickelte sich vor dem Ausbruch und der Ablagerung der LST ein Braunerde-Ranker bzw. ein Ranker auf würmzeitlichem, durch Lößbeimengung leicht carbonathaltigem Hangschutt. Ranker und Braunerde-Ranker sind auch für das Holozän in dem Untersuchungsgebiet auf Hangschutt charakteristische Bodentypen.

Da die Pedogenese nicht nur substrat-, sondern vor allem auch klima-abhängig ist, bezeugen die spätglazialen fossilen Böden nicht eiszeitliche, sondern warmzeitliche Klimabedingungen. Dies betrifft vor allem die spätglazialen Sommerhalbjahre, da die Bodenbildung vorwiegend durch die sommerlichen Klimaverhältnisse gesteuert wird.

Hinweise auf recht warme Sommertemperaturen im Vergleich zur Ältesten Dryaszeit (vor über 13 000 Jahren vor heute) und zur Jüngeren Dryaszeit (ca. 11 000–10 000 Jahren vor heute) gibt es auch aus anderen Gebieten Europas; hier deuten besonders die Insektenfaunen chronostratigraphisch erfaßter Profile auf Sommertemperaturen, die im Bölling zeitweise den rezenten entsprochen haben mögen, wobei zu berücksichtigen ist, daß mit Annäherung an das spätglaziale fennoskandische Inlandeis die durchschnittlichen maximalen Temperaturen des wärmsten Monats relativ schnell an Wärme abnahmen. Diese Befunde ergänzen die Vorstellungen über den fennoskandischen weichselzeitlichen Eisabbau seit ca. 18 000 Jahren vor heute und über die Zunahme der sommerlichen Insolation in unseren Breiten seit ca. 18 000 Jahren vor heute; gleichzeitig wird dadurch die Jüngere Dryaszeit als ‚klimatische Ausnahme-situation‘ im Klimageschehen des Übergangs von der letzten Eiszeit zur Nacheiszeit erklärt.

Danksagung

Herrn Dr. H. STRUNK machte mich auf den Klärwerk-Aufschluß im Brohltal aufmerksam. Herr Professor Dr. M. A. GEYH führte eine ¹⁴C-Altersbestimmung an pflanzlichen Resten durch. Im Institut für Bodenkunde der Universität Bonn wurden tonmineralogische Analysen ausgeführt. Allen Personen und Institutionen danke ich für ihre Hilfe.

Literatur

- ASHWORTH, A. C., SCHWERT, D. P. WATTS, W. A. & WRIGHT JR., H. E. (1981): Plant and Insect Fossils at Norwood in South-Central Minnesota: A Record of Late-Glacial Succession. — *Quat. Res.* **16**, 66–79, New York.
- ATKINSON, T. C., BRIFFA, K. C. & COOPE, G. R. (1987): Seasonal temperatures in Britain during the past 22,000 years, reconstructed using beetle remains. — *Nature* **325**, 587–592, London.
- BARD, E., HAMELIN, B., FAIRBANKS, R. G. & ZINDLER, A. (1990): Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals. — *Nature* **345**, 405–410, London.
- BERGER, W. H. (1990): The Younger Dryas cold spell — a quest of causes. — *Global & Planet. Change* **3**, 219–237, Amsterdam.
- BIBUS, E. (1980): Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein. — *Frankfurter geow. Arb., Serie D*, Bd. **1**, 1–296, Frankfurt/M.
- BIRKS, H. J. B. (1981): The use of pollen analysis in the reconstruction of past climates: a review, in: WIGLEY, T. M. W., INGRAM, M. J. & FARMER, G., *Climate and History*, 111–138. — Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- BOGAARD, v. d. P. & SCHMINCKE, H.-U. (1984): The Eruptive Center of the Late Quaternary Laacher See-Tephra. — *Geol. Rdsch.* **73** (3), 933–980, Stuttgart.
- & — (1985): Laacher See-Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. — *Geol. Soc. Am. Bull.* **96**, 1554–1571, Boulder/Co.
- BROECKER, W., BOND, G., KLAS, M., CLARK, E. & McMANUS, J. (1992): Origin of the northern Atlantic's Heinrich events. — *Climatic Dynamics* **6**, 265–273.
- BROECKER, W. S. & DENTON, G. H. (1990): The role of ocean — atmosphere reorganizations in glacial cycles. — *Quat. Sci. Rev.* **9**, 305–341, Oxford.

- BUCH, M. W. (1988): Spätpleistozäne und holozäne fluviale Geomorphodynamik im Donautal zwischen Regensburg und Straubing. — Regensburger Geogr. Schr. **21**, 198 S. und Anhangsband, Regensburg.
- BUCH, M. W. & HEINE, K. (1988): Klima-Geomorphologie oder Prozeßgeomorphologie? — Geogr. Rdsch. **40**, 16–26.
- BUCH, M. W. & ZÖLLER, L. (1990): Gliederung und Thermolumineszenz-Chronologie der Würmlösses im Raum Regensburg. — Eiszeitalter u. Gegenwart **40** 63–84, Hannover.
- COOPE, G. R. (1977): Fossil coleoptera assemblages as sensitive indicators of climatic changes during the Devensian (Last) cold stage. — Phil. Trans. r. Soc. Lond. B **289**, 313–340, London.
- DUPLESSY, J. C. DELIBRIAS, D., TURON, J. L., PUJOL, C. & DUPRAT, J. (1981): Deglacial warming of the Northeastern Atlantic Ocean: Correlation with paleoclimatic evolution of the European continent. — Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. **35**, 121–144, Amsterdam.
- ERIKSEN, W. (1967): Das Klima des mittlereuropäischen Raumes in seiner zeitlichen und räumlichen Differenzierung, in: MEYNER, E. (Hrsg.), die Mittelrheinlande. Festschr. XXXVI. Dt. Geographentag Bad Godesberg, 16–30 — Wiesbaden (Steiner).
- FAIRBANKS, R. G. (1989): A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial meltings rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. — Nature **342**, 637–642, London.
- FIRBAS F. (1953): Das absolute Alter der jüngsten vulkanischen Eruptionen im Bereich des Laacher Sees. — Naturwiss. **40**, 54–55, Berlin.
- FRECHEN, J. (1953): Der Rheinische Bimsstein. — 75 S., Wittlich (G. Fischer).
- FREUNDT, A. & SCHMINCKE, H. U. (1982): Ablagerungsmechanismen der Ascheströme des Brohltal-Trass. — Nachrichten Dt. Geol. Ges. **27**, 56–57, Hannover.
- HEINE, K. (1977): Beobachtungen und Überlegungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Tropen und Subtropen. — Erdkunde **31**, 161–178, Bonn.
- HEINE, K. (1982): Das Mündungsgebiet der Aller im Spät-Würm und Holozän. — Erdkunde **36**, 1–11, Bonn.
- (1983): Ein außergewöhnlicher Gletschervorstoß in Mexiko vor 12 000 Jahren. Ein Beitrag zum Problem der spätglazialen Klimaschwankungen. — Catena **10**, 1–25, Braunschweig.
- HEINE, K., BUCH, M. W. & HILGART, M. (1988): Führer zur Exkursion im Donautal östlich von Regensburg. Kolloquium zum DFG-Schwerpunktprogramm „Fluviale Geomorphodynamik im jüngeren Quartär“, 16.–18. 11. 1988 Wolferszell b. Straubing. 45 S. — Regensburg (Geogr. Inst. D. Universität).
- HUNTLEY, B. (1990): European vegetation history: palaeovegetation maps from pollen data — 13 000 yr BP to present. — J. Quat. Sci. **5**, 103–122, Harlow.
- KABALIENE, M. & RAUKAS, A. (1987): Stratigraphy of lake and bog deposits and climatic changes in the late-glacial and Holocene in the Soviet Baltic Republics: a review. — Boreas **16**, 125–131, Oslo.
- KAISER, K. F. & EICHER, U. (1987): Fossil pollen, molluscs and stable isotopes in the Dätttau valley, Switzerland. — Boreas **16**, 293–203, Oslo.
- KOLSTRUP, E., GRÜN, R., MEJDAHL, V., PACKMAN, S. C. & WINTLE, A. G. (1991): Stratigraphy and thermoluminescence dating during late glacial cover sand in Denmark. — J. Quat. Sci. **5**, 207–224, Chichester.
- KRZYSZKOWSKI, D. (1990): Middle and Late Weichselian stratigraphy and paleoenvironments in central Poland. — Boreas **19**, 333–352, Oslo.
- LEHMANN, S. J. JONES, G. A. KEIGWIN, L. D., ANDERSEN, E. S., BUTENKO, G. & OSTMO, S.-R. (1991): Initiation of Fennoscandian ice-sheet retreat during the last deglaciation. — Nature **349**, 513–516, London.
- LEMDAHL, G. (1991): Late Vistulian insect assemblages from Zabinko, western Poland. — Boreas **20**, 71–77, Oslo.
- LISTER, G. S. (1988): A 15,000-Year Isotopic Record from Lake Zürich of Deglaciation and Climatic Change in Switzerland. — Quat. Res. **29**, 129–141, Duluth.
- LOTTER, A. F., AMMANN, B. & STURM, M. (1992): Rates of change and chronological problems during the late-glacial period. — Climate Dynamics **6**, 233–239.
- MANGERUD, & SVENDSEN, J. I. (1990): Deglaciation chronology inferred from marine sediments in a proglacial lake basin, western Spitzbergen, Svalbard. — Boreas **19**, 249–272, Oslo.
- PAUS, A. (1989): Late Weichselian vegetation, climate, and floral migration at Liastemmen, North Rogaland, south-western Norway. — J. Quat. Sci. **4**, 223–242, Harlow.
- PISSART, A. & JUVIGNE, E. (1980): Génèse at âge d'une trace de butte périglaciaire (pingo ou palse) de la Konnerzvenn (Hautes Fagnes, Belgique). — Ann. Soc. Géol. Belgique **103**, 73–86, Liège.
- PONEL, P. & COOPE, G. R. (1991): Late glacial and Early Flandrian Coleoptera from La Taphanel, Massif Central, France: Climatic and Ecological Implications. — J. Quat. Sci. **5**, 235–249, Chichester.
- PONS, A. & REILLE, M. (1988): The Holocene- and Upper Pleistocene pollen record from Padul (Granada, Spain): a new study. — Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol. **66**, 243–263, Amsterdam.
- RIND, D., PETEET, D., BROECKER, W. G., MCINTYRE, A. & RUDDIMAN, W. (1986): The impact of cold North Atlantic sea surface temperatures on climate: implications for the Younger Dryas cooling (11–10 k). — Climate Dynamics **1**, 3–33.

- ROHDENBURG, H. (1978): Zur Problematik der spätglazialen und holozänen Bodenbildung in Mitteleuropa, in: NAGL, H., Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung (Festschr. zum 60. Geburtstag von J. FINK), S. 467–471. — Wien (F.-Hirt-Verlag).
- ROHDENBURG, H. & MEYER, B. (1968): Zur Datierung und Bodengeschichte mitteleuropäischer Oberflächenböden (Schwarzerde, Parabraunerde, Kalksteinbraunlehm): Spätglazial oder Holozän? — Göttinger bodenkdl. Ber. 6, 127–212, Gießen.
- RUDDIMAN, W. F. & MCINTYRE, A. (1981): The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. — *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.* 35, 145–214, Amsterdam.
- SCHLAAK, N. (1992): Studie zur Landschaftsgenese im Raum Nordbarnim und Eberswalder Urstromtal. — Diss. Math.-nat. Fak. Humboldt-Universität Berlin.
- SCHÖNHALS, E. (1960): Spät- und nacheiszeitliche Entwicklungsstadien von Böden aus äolischen Sedimenten in Westdeutschland. — *Proc. 7th Intern. Congr. Soil Sci.* 40, 283–290, Madison/Wisc.
- SCHWEITZER, H.-J. (1958): Entstehung und Flora des Trasses im nördlichen Laachersee-Gebiet. — *Eiszeitalter u. Gegenwart* 9, 28–48, Öhringen.
- SHACKLETON, N. J. (1989): Deep trouble for climatic change. — *Nature* 342, 616–617, London.
- STRAKA, H. (1975): Die spätquartäre Vegetationsgeschichte der Vulkaneifel. — *Beitr. Landespflege in Rheinland-Pfalz Beih.* 3, 1–163, Oppenheim.
- SUTER, J. (Hrsg.) (1982): Kurzfassungen der Vorträge. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Zürich. — *Physische Geographie (Geogr. Inst. Univ. Zürich)* 5, 1–84.
- SVENDSEN, J. I. & MANGERUD, J. (1992): Paleoclimatic inferences from glacial fluctuations on Svalbard during the last 20000 years. — *Climate Dynamics* 6, 213–220.
- TELLER, J. T. (1990): Volume and Routing of Late-Glacial Runoff from the Southern Laurentide Ice-Sheet. — *Quat. Res.* 34, 12–23, Duluth.
- WALKER, I. R. (1987): Chironomidae (Diptera) in paleoecology. — *Quat. Sci. Rev.* 6, 29–40, Oxford.
- WICHTMANN, H. (1981): Bodenphysikalische Untersuchungen zum Nachweis der spätpleistozänen Bodenbildung in rheinisch-westfälischen Lößgebieten. — *Z. Pflanzenern. Bodenkde.* 144, 263–275, Weinheim.
- WINDHEUSER, H. & BRUNNACKER, K. (1979): Die jüngste Eruption des Laacher See-Vulkans. — *Mainzer Naturwiss. Archiv* 17, 29–40, Mainz.
- ZOLITSCHKA, B. (1988): Spätquartäre Sedimentationsgeschichte des Meerfelder Maares (Westeifel). — *Mikrostratigraphie jahreszeitlich geschichteter Seesedimente. — Eiszeitalter u. Gegenwart* 28, 87–93, Hannover.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Klaus Heine, Geographisches Institut der Universität, D-93053 Regensburg.