

Therese Pippan

Ausgewählter Bericht über den VI. Inquakongress in  
Warschau: (1.-7. September 1961).

Der vorliegende Bericht gibt einen kurzen Überblick über die wichtigsten Verhandlungsergebnisse des oben genannten Kongresses aus der Sektion für Geomorphologie, Paläoklimatologie, Paläobotanik, Paläozoologie, Archäologie und Anthropologie, sowie der Kommission über quartäre Strandlinien, marine Sedimente, Untergrenze des Pleistozäns, Holozänforschung, Neotektonik und das absolute Alter der Quartärablagerungen.

In der Geomorphologischen Sektion macht H. Brunner aus Deutschland kritische Bemerkungen zur morphometrischen Schotteranalyse. Aus der Überprüfung der mit dieser Methode erzielten Ergebnisse ist zu erkennen, dass sich in den ausgeschiedenen Bereichen z.B. bei Grundmoränen und glazifluvialen Ablagerungen oft grosse Überschneidungen ergeben.

K. Gripp studiert den W-zeitlichen Eisabbau im westlichen Baltikum und findet, dass Beckensande und Bändertone, die innerhalb der Vereisungsgrenze auftreten, nicht Zeugen von Eisstauseen, sondern von Zungenbeckenseen mit Toteisphase sind. Unter Schutt kann sich Toteis durch warme Interstadiale erhalten. Im Alleröd erfolgte das 1., im Präboreal das 2. Tiaftauen, wobei der Boden insgesamt um 10 m absank. Erst zu Beginn des Neolithikums schwand das letzte Eis.

S. Venzo, Italien, berichtet über geologische Aufnahmen im Bereich des östlichen Moränenamphitheaters des Gardasees und jenes von Veronesisch Rivoli in Norditalien. Es werden frisch aussehende und Braunerde enthaltende  $W_1$ ,  $W_2$ , und  $W_3$  -Moränenwälle und Seeablagerungen aus dem  $W_{2/3}$  Interstadial, nach aussen folgende R-Moränenwälle mit starker rotbrauner Lehmverwitterung, ganz rubifizierte, spärlich erhaltene, zu Lehm verwand-

wandelte, Löss bedeckte, zweigegliederte M-Moränen und W des Gardasees auch G-Moräne unterschieden.

T. Pippan, Österreich, berichtet über die spätglazialen Terrassen und interglazialen Sedimentationsreste des Salzburger Beckens. Die Schlernterrassen schliessen an Schlernmoränen. Sie haben flachere Stufenabfälle, weniger scharfe Kanten, mächtigere Bodenbildung und schwächere Oberflächengliederung als die tiefer gelegenen Gschnitzterrassen. Beide bestehen aus lokalem Seitenbachschotter oder Salzachfernschotter. Die Höhe der Terrassenstufen hängt von ihrer Lage zu den Flüssen ab. Die interglazialen Nagelfluhvorkommen bezeugen eine einst die Talsohle erfüllende Seeaufschüttung, die sich oft in Schutzlage erhalten hat. Ihr Niveau und das der Diskordanz zwischen Delta- und horizontalen Deckschichten braucht entgegen bisheriger Auffassung kein sicheres Alterkriterium zu sein, da die Sedimentierung in ein Erosionsrelief, vielfach in lokale Eisrandseen hinein erfolgte und die Möglichkeit tektonischer Verstellungen zu berücksichtigen ist.

G. Hoppe, Schweden, erörtert Prinzipien und Morphogenese des Eisrückzuges mit Beispielen von Nordschweden. Das letzte Inlandeis in Schweden zog sich ununterbrochen zurück. Es bildete an Rückzugsmoränen verfolgbare Eiskliffe an der Stirn. Dabei entstanden Schliffe, glazifluviale Ablagerungen, Kalbungsbuchten in tieferem Wasser und Schmelzwasserrinnen über den höchsten Strandlinien. Der Eisrückzug war durch häufige Änderungen der Eisbewegungsrichtung gekennzeichnet. Das Inlandeis löste sich im Gebirge zunächst in ein Eisstromnetz, dann in Einzelgletscher auf. Typisch für den Eisrückzug in Schweden ist die betonte Aktivität des Gletschers und die wichtige Rolle, welche die Bewegung der wasserdurchtränkten, geschichteten Moränen bei der Bildung der verschiedenen Morärentypen spielte.

L. Sandor, Ungarn, befasst sich mit der Wirkung pleistozäner Krustenbewegungen auf die Reliefbildung in Ungarn. Mit der epirogenetischen Bewegung erfolgte die Senkung des Beckens und die Hebung der Randgebirge. Die Deformationen spiegeln sich in kleinen Verwerfungen innerhalb der Quartärablagerungen. Quartäre Bewegungen sind aus der Emporhebung und Aufschüttung der spätpliozänen Karstquellenhöhlen und an gehobenen Travertinschichten erkennbar. Karsthöhlenbildungen in epigenetischen Erosionstälern entsprechen den Flussterrassen ähnlichen Alters ausserhalb der Karstlandschaft.

M. Lukniš, CSSR, studiert die Entwicklung der Hohen Tatra in bezug auf die quartären Sedimente. Es werden drei W-Vergletscherungsstadien verfolgt und Hinweise für zwei Prä-W-Vereisungen festgestellt, wobei sich der Altersunterschied durch stärkere selifluidale Ein-ebnung und Verwitterung ausdrückt.

V. Sibrava befasst sich mit den Sedimenten am S-Rand der kontinentalen Vereisung in Mähren und dem tschechoslowakischen Anteil in Schlesien. Im Gegensatz zur bisherigen Ansicht über die Verbreitung der Vereisung in der Mährischen Pforte wurde die Maximalvereisung im Saaleglazial festgestellt, wo der Gletscher die europäische Wasserscheide erreicht.

J. Tyráček bringt einen Beitrag zum Problem der Parallelisierung der kontinentalen und alpinen Vereisung in der CSSR. Bei der Mährischen Pforte ist eine Verknüpfung der nordischen und alpinen Vereisung vor<sub>a</sub>zusetzen. Das Hauptkriterium dafür ist das Terrassensystem an der Oder, das mit dem der linken Nebenflüsse der Donau, wie Becva und Morava, parallelisiert werden kann. Die Terrassen des Ostrauer Beckens stehen in direkter Beziehung mit den Bildungen der Inlandvereisung. Die 10-15 m über der heutigen Talsohle gelegene Leiterrasse befindet sich im Liegenden der Saale-Maximalvereisung und im Hangenden der Elstervereisung. Die Hauptstufe im Bezvatal ist die 10-15 m-Terrasse, die vor der Saalevergletscherung im Ostrauergebiet entstand, der einzige Stützpunkt für

die Parallelisierung der Inland- und alpinen Vereisung. Die fluvioglaziale Terrasse Hassingers am rechten Becvaufser zwischen Hranice-Prerov besteht nicht.

J. Roglić, Jugoslavien, behandelt die Vergletscherung des Dinarischen Gebirges und ihre Wirkung auf den Karst. Da die nördliche Adria trocken lag, gab es grosse Schneefälle hauptsächlich im südlichen Küstengebirge. Wegen der starken sommerlichen Schneeschmelze war die vom Relief abhängige Gletscherbildung erschwert. Glaziale Erosionsformen sind spärlich, fluvioglaziales Material aber ist reichlich vorhanden. Kryoturbationserscheinungen sind selten, da in den Gesteinsspalten zirkulierendes Wasser die Bildung von Permafrost verhinderte. Es ist fraglich, ob es zwei Vergletscherungen gab. In den Poljen füllten die Gerinne die Schlucklöcher mit alluvialem Material, so dass darin seichte Seen entstanden.

Zahlreiche Beiträge lieferten die polnischen und sowjetischen Kollegen.

T. Bartkowski, Polen, berichtet über das Relief in seiner Beziehung zur Struktur und Lithologie des Untergrundes an einigen Beispielen mit glazialtektonischen Störungen in Westpolen. Die Ablagerungen der R-Eiszeit haben solche Dislokationen erfahren. Hier lässt sich eine Reliefinversion beobachten, indem den faltentantiklinalen Oberflächendepressionen, die faltensynklinalen Rücken entsprechen. Die Rolle der Dislokation des Untergrundes und der Hebung des glazitektonisch gefalteten Materials zeigt sich in der Exposition gegenüber der selektiven Denudation des verschieden festen Materials. Die entscheidende Bedeutung aber hat die wechselnde Wasserdurchlässigkeit des Untergrundes.

R. Czarnecki, D. Kosmowska und E. Mycielska weisen stratigraphisch nach, dass die mittelpolnische Vergletscherung (=Varsovien I) über die bisher angenommene Grenzlinie Skarzysko-Józefow nach S bis gegen das Weichseltal reichte.

R. Galon behandelt den letzten eiszeitlichen Eisabbau im Weichselgebiet. Es wird eine morphogenetische Karte gezeigt. Der Ref. entwickelt neue Gesichtspunkte über die Entstehung der Glazialformen und den Verlauf des Eisrückzuges in diesem Gebiet, wobei die Eisrandbildungen der verschiedenen Stadien und Phasen besonders berücksichtigt werden.

A. Jahn berichtet über den Eisrückzug in den Sudeten. Toteisblöcke des Inlandeises erfüllten die Täler und Becken. Zwischen Toteisrand und Tal- oder Beckenhang oder auf Gebirgspässen entstanden Kamesterrassen. In subglazialen Tunnels zwischen den Eisblöcken bildeten sich Kames- und Schotterrücken, welche die Täler queren. Das müssten schon Übergangsformen zu Osern sein.

K. Klimek untersucht den Einfluss des präquartären Reliefs auf den Verlauf der Vergletscherung und ihres Rückzuges im Nordteil des Schlesisch-Krakauischen Plateaus. Das mittelpolnische Inlandseis drang vom NE parallel zu den Achsen der Senken und Schwellen vor. Beim Rückzug schmolz es zuerst auf den höheren, dann auf den niedrigeren Schwellen. In der 3. Phase lagen Toteiskörper nur auf den präquartären Talsohlen, was fluviale Terrassen und Ablationsmoränen beweisen.

Für I. Kondracki und St. Pietkiewicz gilt als Kriterium für die Ausdehnung der letzten Vergletscherung in NE-Polen das Auftreten von Rinnenseen. Die Vereisungsgrenze fällt entgegen Woldstedt nicht mit der Südgrenze der Seezone überhaupt zusammen. Die Marginalablagerungen des äussersten W -Vorstosses sind meist von Übergangskegeln der folgenden Vergletscherungsphase bedeckt.

St. Kozarski verfolgt den Rückzug des letzten Inlandeises aus dem NE-Teil der grossen polnischen Tiefebene und dessen Einfluss auf die Gestaltung des Netze-Warthe-Urstromtales. Es lassen sich 6 Oszillationen und eine Phase erkennen. Eine Übereinstimmung mit der Auffassung Woldstedts ergab sich nicht.

M. Liberacki behandelt die Drumlins von Zbojno im Lichte neuer Forschungen. Sie gehen nicht auf Inlandeisaufrichtungen, sondern auf sub- und fluvioglaziale Erosion zurück, wofür ihr Auftreten in subglazialen Rinnen im Hinterland der Moränen, aber auch die Bedeckung der Drumlins mit auf Grundmoräne lagerndem Moränenlehm spricht, der in den Senken dazwischen fehlt. Die Art der Drumlinisierung hängt vom Typus des Eisrückzuges ab.

S. Skompski befasst sich mit dem Quartär des E-Teiles des Beckens von Plock, wo 7 glaziale Horizonte von Geschiebelehm und Sanden festgestellt wurden, deren ältester der G-Vergletscherung angehört, die nächsten zwei der südpolnischen M-, drei weitere der mittelpolnischen R-Vergletscherung. Aus dem Cromer- und Holstein sind Fluss-sedimente, aus dem Eeminterglazial Erosionsterrassen vertreten. Die miozänen und pliozänen Ablagerungen wurden durch Glazialtektonik gestört.

M. Tyczynska untersucht die Entwicklung der quartären Aufschüttungsdecke im Weichseltal bei Krakau. Hier finden sich sechs durch Erosionsflächen voneinander getrennte, ineinander geschachtelte Aufschüttungsdecken, die der Krakauer Vergletscherung, dem Oder-Drenthestadium, Warthestadium der mittelpolnischen R-Vergletscherung, dem Brandenburger Stadium der Baltischen W-Vergletscherung, der jüngeren Dryas und dem Holozän angehören. Die Erosions- und Akkumulationsphasen entsprechen den klimatischen Schwankungen.

A. A. Aleynikow, Sowjetunion, berichtet über den Verlauf des Eisrückzuges im NW der UdSSR, wo die Dnjepr=R und Waldai=W-Vereisung nachgewiesen sind. In letzterer erfolgte das Schwinden des Eises in 5 Stadien mit je 4-5 Oszillationen, in ersterer in zwei Stadien mit je einigen Schwankungen.

A. A. Aseew gibt einen Überblick über die morphologische und fazielle Zonalität der Vereisungsgebiete der russischen Ebene. Das Gebiet der Maximalvereisung= Moskauer Vergletscherung, ist durch die Vorherrschaft eines leicht hügeligen Reliefs ausgezeichnet. Der Rückzug erfolgte in mehreren Phasen, Es entstanden riesige Toteismassen. Die verschiedenen reifen Formen

des vergletscherten Reliefs entwickelten sich unmittelbar bei ihrer Ausbildung. Die Frische der Erhaltung der glazialen Formen kann nicht als sicheres Kriterium des Alters der Vergletscherung gelten.

V. G. Bondartschuk untersucht die Glazialtektonik des mittleren Dnjeprgebietes, wo ein besonderer Typus des glazial geformten Reliefs entstanden ist. Glaziale Schichtstörungen lassen sich unter den komplizierten Bedingungen des Strukturreliefs beobachten. Dislokationen erfolgten unter der Belastung des Untergrundes durch die Inlandeisdecke, Schichtstörungen durch tangentialen Eisdruck, der die Schichten in der Bewegungsrichtung des Inlandeises losriss. Bei Kanewsk, wo das Eis einen gigantischen Druckwall aufrichtete, erstrecken sich exogene Störungen über ein 70 km langes und 35 km breites Gebiet. Es entstanden diapyrische Falten und Verschuppungen, wobei der Hauptschub eine Ausdehnung von über 20 km, die Amplitude der Emporfaltung 150-160 m erreichte.

W. Dibner berichtet über grundlegende Besonderheiten des Reliefs in der Quartärgeschichte des arktischen Schelfs Eurasiens. Die grossen Böschungen des arktischen Beckens bildeten sich zu Beginn des Pleistozäns in Verbindung mit intensiver Absenkung im Nordatlantik. Gleichzeitig entstand das System meridional verlaufender Rinnen und Schwellen an der Grenze des Schelfs. Im Bereich des Barents- und Karischen Schelfs äusserten sich starke, wellenartige neotektonische Bewegungen. Es entwickelten sich Gebirge auf dem arktischen Schelf Eurasiens, die zu einem Herd der pleistozänen Vergletscherung wurden. Die Verbreitung eiszeitlicher Reliefformen auf den Inseln und dem Meeresboden zeigt, dass am Ende des Pleistozäns ein grosser Teil des Schelfs mit Ausnahme der tiefen Rinnen von Eis bedeckt war, das sich mit dem fennoskandischen Eisschild vereinigte. Nach E nehmen Terrassenhöhe, mittlere Meerestiefe, Eismächtigkeit und Eisbelastung durch den pleistozänen Eisschild ab, weshalb in dieser Richtung auch die postglaziale Hebung gering ist.

E. E. Milanowski erörtert Grundfragen der Vergletscherungsgeschichte des zentralen Kaukasus. Verschiedene Jungeruptiva haben zur Erhaltung von Überresten alter glazialer Ablagerungen beigetragen. Die frühpleistozäne Vergletscherung ist durch Trogrete und aus Schotter, die mittelpleistozäne an Moränen in den Tälern, die jungpleistozäne durch glaziale und periglaziale Gebilde nachweisbar. Die jüngste Vereisung ist durch zwei Phasen gegliedert, deren jüngere mit einigen Rückzugsstadien auch das Holozän einschliesst. Die letzten Vorstoßstadien fielen in das 19. Jh. In den hoch gelegenen Tälern beträgt der jüngste Einschnitt 450 m. Die alten Vergletscherungen des Kaukasus können mit den Vereisungen der osteuropäischen Ebene und Fennoskandias synchronisiert werden. Die Vergletscherung des Gebirges wurde durch junge Hebungen gefördert.

E. W. Schanzer behandelt die Typen der alluvialen Ablagerungen und unterscheidet drei Fazies: das Flussbettalluvium, das eigentliche Alluvium und altes Alluvium. Das Alluvium der Tieflandsflüsse ist verschieden. Wenn die Flüsse von Seen gespeist werden, herrscht die Flussbettfazies vor, wenn es sich um vorübergehend austrocknende Steppenflüsse handelt, die eigentliche Alluvialfazies. Von Gletschern ernährte Tieflandsflüsse zeigten den periglazialen Typ des Alluviums, dessen Flussbettfazies wenig grobkörnig ist.

J. P. Seliwerstow berichtet über die quartäre Vergletscherung des Altai, Saurā, dsungarischen Altai und Tian-schan. Es gibt hier drei durch Klimaänderungen bedingte Vergletscherungen, deren älteste ins Mittelquartär fiel. Diese trug z.T. Inlandeischarakter und betraf ein wenig gegliedertes und schwach gehobenes Gebirge. Im Jungpleistozän waren zwei Vergletscherungen, davon die erste die maximale. In dem durch neotektonische Prozesse zwischen Mittel- und Jungpleistozän stark gehobenen und reliefierten Gebirge kam es zur Tal- und Karvergletscherung. Der Rückzug der letzten Vereisung erfolgte in Stadien.

H. G. Zagorskaja, C. A. Strelkow behandeln die Vergletscherung des Tieflandes der nördlichen Sowjetunion. Die schwach bewegte Firneiskappe auf der Ebene entstand durch langjährige Erniedrigung der Ionosphäre über dem Festland. Ihre Schwankungen bestimmten den Wechsel von Glazial und Interglazial, der wohl nicht mehr als dreimal erfolgte. Kleinere Schwankungen der Schneegrenze erzeugten viele Oszillationen des S-Randes des Inlandeises. Moränen-aktives Eis entstand nur auf peripheren Teilen des Inlandeises und an scharfen Biegungen des Gletscherbettes. In den zentralen Gebieten der Eiskuppel erhielten sich keine Spuren der Vergletscherung. Die Analyse des Quartärs in bezug auf das Relief und die Glazialablagerungen der russischen Ebene lässt annehmen, dass zwei Drittel des Territoriums von wenig aktivem Eis eingenommen wurden. Während des Maximums der Vergletscherung senkte sich in 55-60° die Ionosphäre.

K. K. Markow berichtet über die heutige und quartäre antarktische Vergletscherung und die alte Vergletscherung Europas. Das Profil der antarktischen Eisoberfläche hat eine gewisse Ähnlichkeit mit einer Parabel. Die Eismächtigkeit reflektiert den Einfluss der Unebenheit der Sohle, die Intensität des Gefälles den der Senkung. Die atmosphärische Zirkulation ist durch antizyklonale und zyklonale Typen gekennzeichnet. Die heutige glaziologische Gesamtbilanz der antarktischen Inlandeisdecke ist positiv, ebenso die derzeitige meteorologische Teilbilanz der Firnmassen des Inlandeises seit 9 Jahren. Die quartäre Geschichte der Vergletscherung der Antarktis ist von der europäischen wesentlich verschieden. Um die Antarktis erfolgte eine ständige Anhäufung von Meeresmoränen und Eisbergablagerungen. Die Eisdicke ist sehr konstant. Wie nach der Besonderheit der Dynamik der Eisdecke zu schliessen ist, können deren Maximal- und Minimalstadien chronologisch nicht mit den eiszeitlichen und zwischeneiszeitlichen europäischen Epochen zusammenfallen.

P. S. Woronow behandelt die Dynamik und Statik des Reliefs der Antarktis im Quartär. Es werden die Hauptfaktoren der Morphogenese des Südkontinents klassifiziert. Die Kenntnis des Charakters der Quartärablagerungen und Reliefformen des Südpolar-kontinentes gestattet, Entwicklungsstadien dieser Vergletscherung und die Bilanz des Inlandeis- schildes während der Maximalvergletscherung auf- zustellen, die die Rolle austatischer Faktoren in der Entwicklung des planetaren Reliefs und der neotektonischen Entwicklung der Antarktis berück- sichtigt.

Sun Tien-Ching, China bietet einen Überblick über die sogen. grosse eiszeitliche Vergletscherung Chinas, die durch Erratika, Moränen, Windkanter, Gletscherschliffe und glazial bearbeitete Land- formen nachgewiesen ist. Epittektonische Phänomene, bes. tektonische Störungen, wurden in lockeren, geschichteten Ablagerungen oder Moränen festge- stellt. Die Jangtse-Zone bezeichnet entgegen frühe- rer Auffassung nicht die S-Grenze der Verglet- scherung, . Sie wurde auch in Kweichou, Yunnan, N-Kwangsi und im Bergland W von Peking festgestellt. In N- und S-China gab es eine mehrfache Vergletsche- rung vom Karfypus, die durch Interglaziale mit subtropischem Klima gegliedert war. Die Grenzen zwischen Glazialen und Interglazialen und die Be- ziehungen zwischen glazialen, fluvioglazialen Ab- lagerungen und Löss sind noch unklar.

K. Kobayashi, Japan, behandelt die W-zeitliche Tal- ausfüllung in der Umgebung der japanischen Alpen. Mit Hilfe der pleistozänen vulkanischen Asche, die einen Leithorizont bildet, wird die Korrelation der topographischen Oberflächen durch die sogen. tephrochronologische Methode untersucht. Die jüngste Aschenschicht liegt auf Schwemmkegeln, Terrassenschot- tern und Moränen der W- eiszeitlichen Kare. Sie ent- hält reichliche jungpaläolithische Kulturreste.

E. H. Muller, USA, bestimmt aus der Reduktion der tertiären Oberflächen die Wirksamkeit der Glazialerosion. Die Gipfelflur im Allegheny Plateau von New York, Pennsylvania und Ohio gilt als Hinweis auf die beiderseits der quartären Vergletscherungsgrenze erhaltenen präglazialen Erosionsflächen. Im Gegensatz dazu beweisen die tiefen Tröge der Finger Lakes und die Trogtäler von New York die Wirksamkeit der Glazialerosion. In den Profilen sind Hänge von präglazialen Tälern und solchen zu unterscheiden, welche durch Flussablenkung seit dem Frühpleistozän entstanden. Die Sohlen und Hänge von Tälern, die parallel zur Fliessrichtung des Eises verlaufen, zeigen starke Glazialerosion. Die Wirksamkeit derselben in der Reduktion der Gipfel steigert sich mit der Entfernung von der Vergletscherungsgrenze gegen N infolge der hier längeren Dauer und grosser Mächtigkeit der Vereisung.

In der

Paläoklimatologischen Sektion legt

I. Sestoft, Dänemark, geophysische und terrestrische Gründe für die Klimaänderungen im Quartär dar. Um eine wissenschaftlich genügende Erklärung der Veränderungen zwischen dem glazialen und interglazialen Regime zu bieten, muss folgendes plausibel gemacht werden: eine bedeutende und relativ rasche Vermehrung der Niederschläge, die zirkumpolar und auf beiden Hemisphären gleichzeitig und ohne fühlbare Erwärmung auftritt und eine Steigerung der globalen terrestrischen Albedo mit sich bringt, wodurch sich bes. im Sommer die Temperatur und damit die Ablation vermindert. Diese Klimaänderungen sind kausal mit orogenetischen Epochen verbunden. Sie treten nur in einigen Jahrillionen nach dem Maximum dieser Bewegungen auf, und haben eine Gesamtdauer von unter 1 % der geologischen Chronologie. Die Hauptursachen für die Schwankungen zwischen Glazial und Interglazial stehen ausschliesslich mit dem Entweichen radio -

aktiver, in den Erdschichten angehäufter Wärme in Verbindung, die sich nach orogenetischen Bewegungen einen Weg nach aussen sucht. Die Zunahme der Niederschläge geht auf die Verteilung der Wärme über die Ozeane und verstärkte Verdunstung selbst bei mässigem Temperaturanstieg zurück. Während sich die unterirdische Wärme erschöpft, nehmen Verdunstung und Temperatur ab. Es kommt zu einer kalten Phase, wo die atmosphärische Zirkulation unter dem Einfluss der Gletscher bis in äquatoriale Breiten steht. Daneben gibt es sekundäre Ursachen für den Wechsel von Glazial und Interglazial, nämlich astronomische, atmosphärisch-chemische, heliodynamische, ozeanographische und orographische, welche die klimatischen Details in der Entwicklung des Pleistozäns erklären. R.F. Flint, USA, behandelt in einer Vollsitzung des Kongresses die Hauptprobleme der pleistozänen Pluvialperiode. Der äquatoriale Regengürtel schwankt nach Breite und Intensität. Bei der heutigen Pollage müssen subtropische Trockenzone entstehen. Während der Eiszeiten war die Verteilung abweichend. Eis reichte in Nordamerika bis  $38^{\circ}$ . Wie weit sich das pluviale Klima erstreckte, ist unbekannt. Dieses klimatische Regime dauerte aber lange genug, um sich in den physischen und organischen Zügen dieser Gebiete zu zeigen. Der Terminus Pluvial bezieht sich hauptsächlich auf den Niederschlag, nicht so sehr auf die Temperatur. Wir wissen nur, dass die Pluvialgebiete etwas kühler waren. Dies können wir aus den Landformen und den Fossilien erschliessen. Die Bodentemperatur und Oberflächentemperatur des Meeres sanken etwas ab. Im SW Nordamerikas gab es im Pluvial 55, in den Anden über 100 Pluvialseen. Sie befanden sich in Gebieten, wo heute nur 50 mm Niederschlag fallen. Die Schneegrenze war gegenüber der heutigen um 1200m abgesenkt. Die Seen sind daher auf eine Erniedrigung der Temperatur und eine Erhöhung der Niederschläge zurückzuführen. Die geographische Lage dieser Gewässer ist dadurch gekennzeichnet, dass sie sich im sub-

tropischen und gemässigten Trockengebiet befanden, wo Becken auftreten. Hier gibt es oft nicht aktive Dünen, die ein früheres Trockenklima andeuten, z.B. in den afrikanischen Gräben und Argentinien. Lateritische Reliktböden in höheren Breiten und grösseren Höhen als heute zeigen, dass der feuchte Äquatorialgürtel früher breiter war als heute. Solche Böden sind an Mindestniederschläge von 45-75 cm gebunden.

Es gibt eine Beziehung zwischen Pluvialerscheinungen und Vereisungen. Die höheren Seespiegelstände der Pluvialgewässer fielen mit dem Vorrücken der Gletscher zusammen. Das letzte Pluvial und Glazial in Nordamerika waren ziemlich gleichzeitig. Vor 23000 Jahren wurden Salz-, Schluff- und Tonschichten in den Seen abgelagert. Hinweise auf ein pluviales Klima finden sich in den Wüstengebieten mittlerer Breiten, auf der Polarseite der subtropischen Trockengürtel, an der äquatorialen Seite dieses Gürtels in Nordafrika und Peru, am Äquator und in anderen heutigen Trockengebieten.

In der

Paläobotanischen Sektion analysiert

Z. Janczyk Kopikowa auf paläobotanischem Wege die Eem-interglaziale Flora in Kaliska in Polen, wo der südlichste Fundpunkt dieses Interglazials ist. Das Profil liegt zwischen mittelpolnischer und baltischer Moräne.

W. P. Gritschuk, Sowjetunion, bietet eine vergleichende Statistik der zwischeneiszeitlichen und interstadialen Flora der russischen Ebene, wo im mittleren Teil etwa 150 Fundpunkte mit paläobotanisch charakteristischen Ablagerungen aus vier Interglazialen bekannt sind. Am 20 Punkten sind in einem Aufschluss interglaziale und interstadiale Ablagerungen vertreten. In den Zwischeneiszeiten kommen thermophile Pflanzen vor, die in Holozän verschwunden sind. Die Pflanzendecke des Interstadiales ist der heutigen sehr ähnlich.

L. H. Clisby, F. Foreman, P. B. Sears, USA, untersuchen Pollenprofile vom alten Lake San Augustin in New Mexiko, die auf Klimageschichte, Diastrophismus, und Erosion hinweisen. Die Klimaänderungen sind mit Pluvialen und Nicht-Pluvialen verbunden. Der klimatische Trend geht von einem relativ feucht-gemässigten zu einem kühlen, semiariden bis zu feucht-kaltem Klima. Die Pollenkurve stimmt nicht mit den üblichen Theorien des Glazialklimas überein, ausser man erklärt die ständige Abkühlung durch regionale Hebung während des Plio- und Pleistozäns oder man nimmt einheitlich kontinentale Maxima an. Ein einzelnes glaziales Maximum in New Mexico ist unwahrscheinlich.

E. B. Leopold behandelt einige Faktoren, welche die Regionalvernichtung jungtertiärer Reliktpflanzen in der nordamerikanischen spätkänozoischen Ära betreffen. Die Verarmung der Pflanzenarten ging in den westlichen inneren Becken und Rockies viel früher und rascher vor sich als in den Küstengebieten. Der Unterschied im Ausmass der Modernisierung der Pflanzen dieser Gebiete ist wohl das Ergebnis des Niederschlages und dieser die Folge der spätkänozoischen Hebung der Rockies.

In der

Paläozoologischen Sektion gibt

K. W. Nikiforowa, Sowjetunion, einen Beitrag zur Stratigraphie der Astiablagerungen. Die Neogen-Quartärgrenze wird meist dort gezogen, wo die oberneogene Hipparionfauna von Elephas, Equus, Bos usw. abgelöst wird. Das Auftreten einer neuen Fauna passt oft weniger ins Villafranchien als in die Astistufe, die eine Übergangsperiode bildet. Das ist der Anfang des Anthropogens der Russen.

Pei-Wen-Chung, China, berichtet über quartäre Säugertiere aus der Lincheng Gigant~~hopithecushöhle~~ und anderen Höhlen in Kwangsi. Die Komplexität dieser Faunenelemente zeigt, dass sie nicht einer einzelnen faunistischen Einheit und Epoche angehören, sondern dem ganzen Pleistozän. Die Form Giant Panda entwickelte sich im Spätpleistozän zu Maximaldimensionen und erreichte weite Verbreitung. Im Neolithikum starb sie aus. Als der Linkiang-Mann, der Homo sapiens, erschien, zog sich die Fauna vielfach in abgelegene Gebiete zurück.

In der

Archäologischen und Anthropologischen Sektion beleuchtet

G. Behm-Blancke, Deutschland, das Paläolithikum in Thüringen, das durch Höhlen- und Freilandfunde in R-eiszeitlichen Flusschottern, Eem-interglazialen Travertin und im Zechsteinkalk nachgewiesene reich gegliederte W-zeitliche Kulturen enthält. Ein R-eiszeitlicher Mittel-Acheul-Faustkeil verbindet Funde von Leine und Odertal. Das im Travertin von Taubach, Weimar, Ehringsdorf und Burgtonna nachweisbare Mittelpaläolithikum lieferte die Weimarer Stufe I und II und ein von einem Verläufer des jungpaläolithischen Homo sapiens getragenes Altmousterien die Weimarer Stufe III. Die Funde gehen vom Mousterien des W I bis zum Magdalenien der Dryaszeit.

H. Müller-Beck, Schweiz, bringt einen Beitrag zum Problem kultureller Beziehungen zwischen Nordeurasien und Nordamerika vor und nach dem W-Maximum. Die chronologische Stellung im Spätglazial und frühen Postglazial ist für den in viele Untergruppen gegliederten amerikanischen Blattspitzenhorizont bis nach Patagonien gesichert. In Nordamerika gibt es allerdings Hinweise für eine Datierung der ältesten Blattspitzeninventare schon im ausgehenden Hochglazial. Es besteht eine Korrelationsmöglichkeit mit dem

älteren Szélétien Nordasiens. Es handelt sich wohl um Randgebiete eines grossen Kulturreiches der Nord-urasischen und amerikanischen Steppenebenen über die Beringstrasse hinweg. Diese Kultur war in Mitteleuropa schon im letzten Interglazial nachweisbar. Während des Tiefstandes des Meeresspiegels zwischen 40 000 - 25 000 v. Chr. wurde die Behringstrasse nach E überschritten oder auch während des Spätglazials zwischen 13 000-8000 v. Chr.

J. Kozłowski, Polen, gibt einen Überblick über das Paläolithikum Oberschlesiens. Das altpaläolithische Material ist durch primitive an die Clactoniengruppe anschliessende Abschlagserzeugnisse vertreten, die in fluvioglazialen Ablagerungen der vorletzten Vergletscherung erhalten sind. Die Fundstätten selbst gehören der letzten Zwischeneiszeit oder dem 1. W-Interstadial an, sind also Mousterien. Die Aurignacien Fundorte sind zweigegliedert. Die Blattspitzenindustrie wird durch Szélétien-Fundstätten aus dem W-Interstadial vertreten.

O. N. Bader, W. I. Gromow, W. N. Sukatschew, UdSSR, berichten über die jungpaläolithische Station Sungir, die nördlichste der russischen Ebene. Die reichen Funde liegen in einem fossilen Boden, der in der R-oder W-Vergletscherung durch Solifluktion gestört wurde.

M. A. Gremjacki beschreibt die morphologischen Züge der fossilen Menschenknochen aus dem Paläolithikum in Verbindung mit der Frage über die Herkunft des Homo sapiens-Typus. Beim Dorf Romankow bei Dnjeprodzerjinsk wurde ein menschlicher Hüftknochen mit Werkzeugen gefunden. Der Knochen nimmt eine Zwischenstellung ein. Es handelt sich um eine Nach-Mousterien-Form, die die Theorie der Abstammung des Homo sapiens aus Neandertaler Formen bestätigt.

.....

W. I. Gromow diskutiert Streitfragen in der Bestimmung des geologischen Alters des Paläolithikums=Anthropogens. Es ist erwiesen, dass das Paläolithikum alle quartären Perioden vom Villafranchien bis zum Beginn des Holozäns umfasst und sich nicht auf die höheren Teile des Pleistozäns beschränkt. Schwierig wird die Altersbestimmung für das Mousterien und das Auftreten des Homo sapiens. Aus der allseitigen Kenntnis russischer paläolithischer Funde ergibt sich, dass das ältere Mousterien der unteren Hälfte der Maximal-R-Vergletscherung angehört, aber nicht jünger ist als die mikulinskische R-W-Interglazialzeit. Die älteren oberpaläolithischen Funde werden mit der Waldaivergletscherung verbunden. Homo Neandertalensis und sapiens sollen gleichzeitig im älteren oder jüngeren W bestanden haben. Die Parallelisierung der vielfach weit auseinander liegenden Fundstellen ist oft schwierig. A. A. Welitschke berichtet über geologische Untersuchungen und die stratigraphische Lage der Stationen des Jungpaläolithikums der russischen Ebene, wo etwa 100 meist aus dem Jungpaläolithikum=Mousterien stammende Fundorte bekannt sind. Sie liegen in der Periglazialzone der pleistozänen Vergletscherung. Die drei Hauptfundgebiete sind am mittleren Don, an der Djesna und am Dnjestr. Mit Hilfe der Lösstratigraphie konnte das Waldaialter dieser Stationen angefangen mit Aurignacien und Solutréen festgestellt werden. Das Alter der Mousterienfunde steht noch nicht fest. Der Grossteil wird jünger als die Dnjepr-Vergletscherung sein.

W. P. Jakimow, behandelt Probleme der anthropologischen Varietäten der spätpaläolithischen Besiedlung Europas. Morphologische, stratigraphische und archäologische Daten sprechen für die Theorie der Abstammung des heutigen Menschen von Früh-Sapientenformen des Urmenschen. Der westeuropäische Paläanthropus von Chapelle, der klassische Neandertaler, war nicht der Ausgangspunkt für seine Entstehung. Diese ist wohl an ein relativ

begrenztes Gebiet gebunden, von wo aus die Verbreitung über die Ökumene erfolgte. Die eigentliche Rolle des Cromagnon-Typus in der Besiedlung der späteren Periode, bes. in Osteuropa, ist relativ gering. Woo Ju-Kang, China, berichtet über die systematische Position und Entwicklung des Gigantopithecus. Es fragt sich, ob er pongid oder hominidist. Es wurden Knochenfunde in Kwangsi gemacht. Die Hominiden lösten sich wahrscheinlich im Oligozän oder Miozän von den Pongiden. Der Gigantopithecus gehört wohl zu einem spezialisierten Seitenast der Prähominiden, die halb oder ganz aufrechte Bodenbewohner ohne deutliche Steinkultur waren. Er ist wohl am Ende des Frühpleistozäns ausgestorben.

J. B. Griffin, A. Arbor, USA, weisen auf postglaziale Ökologie und kulturelle Veränderungen im Gebiet der Gr. Seen Nordamerikas. Nach dem Rückzug der Wisconsinvereisung N der Gr. Seen kamen die paläoindianischen Jäger mit einer dem Jungpaläolithikum ähnlichen Kultur. Sie lebten im 8. Jt. vor unserer Zeit. Altkulturen entwickelten sich zwischen 2500-1000 v. Chr. deren wichtigste die von Old Copper im Gebiet der Gr. Seen ist. Am Beginn unserer Zeit wurde die Bevölkerung sesshaft und wandte sich dem Ackerbau zu.

Ralph S. Solecki berichtet über die Shanidarhöhle, eine spätpleistozäne Station in Nordirak im Zagrosgebirge, eine der wichtigsten archäologischen Stätten des Nahen Ostens. Sehr systematisch mit Pollenanalyse,  $C_{14}$ -Daten und anderen Methoden werden die vier Kulturschichten, welche die Zeit von 100 000 vor unserer Epoche bis heute umfassen, untersucht. Die Funde stammen aus dem Mousterien (Neandertalskelette), Jungpaläolithikum, Mesolithikum, Protoneolithikum mit Homo sapiens Resten und Neolithikum bis heute. Nach

Rose S. Solecki war Zawi Chemi Shanidar, ein postpleistozänes Dorf in Nordirak, in der Nähe der oben erwähnten Höhle, von 10 870-10 300 Jahre B. P. im Protoneolithikum bewohnt. Hier ist eine der frühesten bekannten Dorfstellen des Postpleistozäns. Die Ziege wurde schon als Haustier gehalten.

M. H. Wormington legt ein Exposé der amerikanischen Vorgeschichte während des Pleistozäns und den Beginn des Holozäns vor. Ganz sichere Hinweise auf menschliche Besiedlung im letzten Teil der Wisconsinverglätscherung fehlen. Mindestens um 11000 bestand eine Anzahl deutlicher Kulturen in Amerika.

**In der**

Kommission für quartäre Strandlinien untersucht

H. Kliewe, Deutschland, holozäne Transgressionsvorgänge im Odermündungsraum und ihre Bedeutung für die Ostseegeschichte. Die frühen Vorläufer der Ostsee sind Eisstauseen des Spätglazials im südbaltischen Raum. Sedi-mentologische und Fossiluntersuchungen zeigten, dass mindestens der frühere Anzylus-Grossee als Nachfolger des salzigen Yoldiameeres in die Odermündungsbucht ein- drang und dort durch Flusswasser ausgesüsst wurde. Im Atlantikum begann die eustatisch bedingte Litorina- transgression. Dann erfolgte eine subboreale Regression.

Ch. Kessel, UdSSR, gibt einen Beitrag über alte Strand- bildungen in Estland, die seit der spätglazialen Zeit der Waldaivereisung bis ins Holozän entstanden.

Die Strandlinien in NW-Estland werden mit nach SE ab- nehmendem Ausmass neotektonisch gehoben. Sie gliedern sich in 28 Niveaus zu 6 Serien.

S. A. Strelkow zeigt die Entwicklung der Küstenlinien des arktischen Meeres der Sowjetunion in der quartären Periode auf. Ihre Hauptmomente fallen mit den wesent- lichen Etappen der allgemeinen Ausbildung des Reliefs von Nordeurasien zusammen. Bis zur maximalen R-Ver- glätscherung erfolgte eine zweimalige Schwankung der Küstenlinie. Die Borealtransgression überflutete die

Küste bis zur Marke von 400 m im W und 100 m im E. In der W-Vergletscherung lag der Schelf trocken. Die spätglaziale Transgression überflutete Teile des Festlandes entlang der Barentssee und des Weissen Meeres und einer Reihe von Inseln.

D. W. Zereteli verbindet die Meeresspiegelschwankungen des Schwarzen Meeres mit Glazialen und Interglazialen, wobei die Vereisungsperioden durch Regressionen, die Zwischeneiszeiten durch Transgressionen repräsentiert sind. Es werden drei Regressionsphasen festgestellt.

W. R. Farrand, R. T. Gajda, USA, verfolgen die Isobasen der maximalen postglazialen Senkung im vergletscherten Nordamerika E der Kordilleren. Die Höhe der deformierten Obergrenze der postglazialen marinen Überflutung wurde für 200 Stationen im arktischen Kanada und an der atlantischen Küste der USA aus höchsten Meeresstrandlinien, Terrassen, Fossilien oder Brandungsmarken bestimmt. Die Isobasen mariner Überflutung wurden mit den Isobasen postglazialer Aufwölbung im Gr. Seengebiet zu einem zusammenhängenden Schema postglazialer Heraushebung für das nordamerikanische Inlandeis konstruiert. Wenn man die Isobasen mit Radiokarbon-datierten Hebungskurven und spätglazialer eustatischer Hebung des Meeresspiegels vergleicht, kann man das absolute Hebungsmass für gewisse Gebiete seit der Überflutung bestimmen. Der Wert bewegt sich zwischen 550-800 Fuss. In der Subkommission über marine Sedimente erörtert C. Emiliani, USA, pleistozäne Klimaschwankungen, die durch Stratigraphie und Chronologie der Tiefseesedimente angezeigt sind. Bohrkerne aus der Tiefsee werden mikropaläontologisch und mit der  $C_{14}$ -Methode untersucht, wodurch sich Einblicke in die grossen klimatischen Züge des Pleistozäns ergeben. Es wird auch das Verhältnis von  $O_{18}$  zu  $O_{16}$  und von  $Pa_{231}$  (Protaktinium) zu  $Th_{230}$  (Thorium) verglichen. Es konnten die Temperaturminima vor 20 000, 60 000, 110 000 und 150 000 Jahren datiert werden, durch Extrapolation

auch ältere Temperaturminima vor 180 000, 230 111 und 275 000 Jahren. Die Haupttemperaturschwankungen lassen sich mit den glazialen und interglazialen Stadien der kontinentalen Stratigraphie korrelieren. Die Zuordnungen für die Zeit vor dem letzten Interglazial sind jedoch hypothetisch. Auf Grund eines Tiefseebohrkernes aus dem östlichen äquatorialen Pazifik scheint das Pleistozän vor 600 000-800 000 Jahren begonnen zu haben.

E. D. Goldberg berichtet über die Ablagerungsgeschwindigkeit und Mineralzusammensetzung der Sedimente des östlichen Pazifik, die nach der Jonium-Thorium-Methode bestimmt wurden. Der Nordpazifik zeigt Werte von 1-5 mm pro Jt. Hier weisen hoher Quarzgehalt und grosse Illitkonzentration auf den kontinentalen Ursprung der Sedimente. Im Südpazifik werden nur 0,4 mm pro Jt. erreicht. Hier stammen die meisten Komponenten aus vulkanischen Ausbrüchen. Die Sedimentationsgeschwindigkeit ist eine Funktion der Topographie des Gebietes und der Entfernung von der Küste.

In der

Kommission über Nomenklatur und Korrelation des Pleistozäns gibt

H. Müller-Beck, Schweiz, einen Beitrag zur Gliederung des mitteleuropäischen Jungpleistozäns, deren Diskussion einem Ausgleich zuzustreben scheint. Weder die Ansicht einer einheitlichen noch einer scharf gegliederten W-Vereisung konnte sich durchsetzen. Die jungpleistozänen Klimaänderungen verliefen allmählich, von vielen kleinen Oszillationen unterbrochen. Die Klimaentwicklung dieser Epoche lässt sich in drei, jeweils zweigeteilte Abschnitte gliedern. 1. Interglazial mit Früh- und Hochinterglazial. 2. Anaglazial mit Spätinterglazial und Frühglazial- 3. Glazial mit Hoch- und Spätglazial. Als Grenze zwischen Hoch- und Spätglazial könnte der Beginn der Böllingschwankung angesehen werden.

In der

Subkommission über die Grenzen des Pleistozäns legt S. Venzo, Italien, die marine Grenze zwischen Pliozän und Pleistozän zwischen das durch eine wärmeliebende Fauna gekennzeichnete Astien und das Calabrien, wo plötzlich nordische Einwanderer auftreten. Die kontinentale Grenze liegt zwischen unterem Villafranchien mit Mastodon avernensis und Hippopotamos major und oberem Villafranchien, wo diese Tiere fehlen.

T. Nilsson, Schweden, zieht die Pleistozän-Holozän-grenze zwischen jüngerer Dryaszeit und Präboreal.

Sie ist stratigraphisch durch den Übergang von der minerogenen zur organigenen Sedimentation ausgedrückt.

E. N. Ananowa, UdSSR, knüpft die Grenze zwischen Pliozän-Pleistozän an das Auftreten der Inlandeis-vergletscherung, der typischen Landschaft der periglazialen Steppen und des Menschen.

A. J. Wiggers, Niederlande, lässt das Holozän mit dem Präboreal beginnen. Die Grenze wird nach Radiokarbondatierung bei 10 000 B.P. angesetzt.

In der

Subkommission über Holozänforschung gibt

A. J. Wiggers Radiokarbondaten für die Gliederung des niederländischen Holozäns: Präboreal 8100-7500, Boreal 7500-5500, Atlantikum 5500-3000, Subboreal 3000-750, Subatlantikum 750 v. Chr. bis heute.

H. Godwin, Grossbritannien, teilt mit, dass die Radiokarbondaten jetzt schon einen Zeitraum von 70 000 Jahren umfassen.

H. Gams, Österreich, hat die Auffassung, dass man mit R. F. Flint vom geologischen und chronologischen Standpunkt aus das Pleistozän auf das ganze Quartär ausdehnen und das Holozän eliminieren kann, dass aber vom biostratigraphischen Standpunkt aus die Termini Holozän und Postglazial nützlich bleiben. Das Spätglazial reicht von der Böllingoszillation

bis zum Gschnitz. Das Spät- und Postglazial ist als Holozän zu bezeichnen, das 14000 Jahre dauert. Das Postglazial beginnt mit dem Rückzug des fennoskandischen Gletschers vom Sapausselkä (Gschnitz).

H. Ignatius, Finnland, berichtet, dass seit 1955 baltische marine Bohrkerne studiert wurden, die manchmal in einem Stück die Abfolge vom Rückzug der letzten Vergletscherung bis heute zeigen.

R. W. Fairbridge, USA, verweist auf über 100 radiokarbondatierte Proben von Strandfossilien aus aller Welt, die eine Standard-eustatische Kurve der letzten 20 000 Jahre ergeben. Im tiefen Meer bildet der Zeitpunkt 11 000 B.P. die hauptstratigraphische Diskordanz zwischen kalter und warmer Fauna, die als Holozän-grenze geeignet wäre.

G. M. Richmond berichtet, dass in den Rocky Mts. die gewöhnlich angenommene Grenze zwischen Pleistozän und Holozän durch eine deutliche Diskordanz und ein Bodenprofil gekennzeichnet ist, welches während einer altithermalen Periode entstand, die um 6000-6500 B.P. begann. Unter der Diskordanz des Bodenprofils enthielten die jüngsten Pleistozänablagerungen eine ausgestorbene Fauna und eine Folsom- oder Prä-Folsomkultur. Im Hangenden besteht die Fauna nur aus heutigen Arten. Die Grenze fällt mit dem Beginn der atlantischen Periode Europas zusammen.

In der

Kommission für Neotektonik erörtern

L. Ahorner, M. Schwarzbach, Deutschland, quartäre Tektonik und Seismizität in den Rheinlanden. Die Basis der Rheinhauptterrasse ist z. T. um über 140 m verworfen. R-zeitliche Störungen erreichen Beträge von über 15 m. Die quartäre Tektonik setzt die tertiären Bewegungen fort. Sie spielte sich bes. im mittleren und W-Teil der niderrheinischen Bucht ab. Hier ist ein Hauptbebengebiet Deutschlands, dessen Epizentren z. T. an junge Verwerfungen anknüpfen.

Nach B. Rosa, Polen, erfuhren die Küstenformen der Litorinatransgression in der Danziger Bucht eine Senkung von 10-20 m, nahe der Leba und Kara eine Hebung von 1-3 m.

N. P. Kostenko, UdSSR, behandelt die reliefformende Bedeutung der Grundfalten und Brüche in wieder auf-gelebten Gebirgsländern Mittelasiens. Hier bilden die Grundfalten 1.Ordnung Grossaufwölbungen und intramontane und Vorlandsenken, Grundfalten 2.Ordnung die Haupterhebungsketten und Talsenken der Gebirge.

N. I. Nikolajew bringt Beiträge zum Studium der Neotektonik in der Sowjetunion im Masstab 1:5 Mill. gezeichnet, die erste Karte der Welt, welche die neotektonische Formung der Erdkruste über ein ungeheures Territorium quantitativ ausdrückt.

In der

Kommission für das absolute Alter der Quartärlagerungen bespricht

A. Dücker, Deutschland, C<sub>14</sub>-Daten wechseleiszeitlicher Böden in Schleswig-Holstein, deren ältester, ein Eisenpodsol, weit über 46 000 Jahre zurückreicht. Die Anaphase der Weichseleiszeit endete um 44 700<sup>+</sup> 800 Jahre vor unserer Zeit. Die Haupt-oder Metaphase wird durch einen dünnen Eisenpodsol gegliedert, der jünger als 32 000 Jahre ist.

E. Fromme, Schweden, berichtet, dass in Schweden die Bändertonzeitskala von de Geer an Hd. neuer Bohrgeräte revidiert wurde. Bis zum Eisrand in Schonen, aus der Zeit um 10 600 wurde de Geers Chronologie voll bestätigt. Bei einem Abstand von etwa 30 km zwischen den Warvenprofilen wird die Altersbestimmung überprüft, da sie unzuverlässig ist.

W. W. Tscherdyncew, UdSSR, bestimmt das absolute Alter der im Quartär fossilisierten Knochen durch die Anwendung von Isotopen schwerer Elemente. Um eine absolute chronologische Skala des Quartärs zu erreichen, braucht man eine Methode, mit der man Daten bis zu 1 Million Jahren bestimmen kann, was bisher der Radiokarbonmethode und der klassischen Geochronologie unmöglich war. Das absolute Alter der fossilen Knochen wird aus deren Mineralisation, der Anhäufung von Pro-

dukten des Uranzerfalls bestimmt. Dadurch ist eine Altersbestimmung bis zu 1 Mill. Jahren möglich. Am besten ist die Variantenmethode, die auf der Bestimmung der entsprechenden Isotopen des Thoriums beruht. Das Alter des Jungpaläolithikums wurde mit 15 000 - 20 000 Jahren, des mittleren Paläolithikums mit 65 000 - 180 000 Jahren, des Acheuléen mit 210 000 Jahren bestimmt.

W. Broecker, USA, behandelt die  $U_{238}$ -Ungleichgewichtsmethode für die Datierung mariner Muscheln. Es sind Altersbestimmungen bis zu 240 000 Jahren an fossilen Korallen möglich, indem man den Grad des **zwischen**  $Th_{230}$  und  $U_{238}$  wieder hergestellten Gleichgewichtes bestimmt. Mit dieser Methode wurde das Alter von Prä-wisconsin-Meeresspiegelständen untersucht.