

# Isotopenmessungen in der Hydrogeographie als Hilfsmittel zur Untersuchung der Klimaschwankungen in der Spät- und Nacheiszeit

Von Josef ZÖTL

Mit 2 Tabellen (im Text)

Eingelangt am 22. März 1971

Klimakundliche Untersuchungen gehören seit altersher zu den Forschungsarbeiten des Geographischen Institutes der Universität Graz. H. PASCHINGER selbst hat diese Tradition vor allem durch Studien der Gletscherschwankungen und der spätpleistozänen Schneegrenzen fortgesetzt.

Der folgende Beitrag zur Festschrift für H. PASCHINGER soll nicht zuletzt den Dank ausdrücken für die weitblickende Förderung der Hydrogeographie am Geographischen Institut der Universität Graz, und mögliche Verbindungen dieser Disziplin zu paläoklimatischen Problemen aufzeigen.

## 1. Einige Probleme der Klimaschwankungen der Spät- und Nacheiszeit

Grundsätzlich gilt wohl, daß die Klimaschwankungen umso besser zeitlich fixiert sind, je jüngeren Datums sich ihr Ablauf vollzog.

Klimaschwankungen der historischen Zeit sind eben zum Teil nicht nur durch Indizien sondern bereits durch direkte Beobachtungen (Gletscherveränderungen, Seespiegelschwankungen) und Messungen belegt. Ein Beispiel älteren historischen Datums hiefür wäre etwa der um die Mitte des 16. Jahrhunderts einsetzende Gletschervorstoß, der sich sowohl in den Alpen als auch in Skandinavien, Island und Alaska vollzog. Er erreichte um 1605 derartige Ausmaße, „daß Siedlungen von Gletschern überströmt wurden, die seit Urzeiten bewohnt waren“ (J. BLÜTHGEN 1964, S. 444).

Im folgenden seien die Klimaabschnitte der letzten 1000 Jahre in Anlehnung an H. FLOHN (1959) gekürzt zusammengestellt (Tab. 1).

Die rezente Klimamilderung hat sich insbesondere in Form einer merklichen Zunahme der Wintertemperaturen bemerkbar gemacht, was zu einer starken Verzögerung der Eisbedeckung in den polaren Randmeeren und einer wesentlichen Verbesserung des Seeweges in der Sowjetunion nach Sibirien bzw. zwischen Murmansk und Spitzbergen führte. In den letzten 1½ Jahrzehnten sind allerdings Anzeichen einer Rückläufigkeit erkennbar.

Der letzte Abschnitt der Klimaänderung seit 1880 ist für unsere Fragestellung insofern von Bedeutung, als uns absolute Meßwerte zur Verfügung stehen, die eine Erfassung der Größenordnung der Veränderungen ermöglichen. So betrug nach H. FLOHN die globale Temperaturzunahme seit 1880  $0,01^{\circ}\text{C}$  pro Jahr und das Ansteigen des Meeresspiegels 1 mm pro Jahr. Es sei vorweggenommen, daß diese Größenordnungen, bezogen auf kurze Zeiträume, von den

in diesem Rahmen zu behandelnden Isotopenmessungen vorläufig nicht erfaßbar sind.

Es muß weiters festgestellt werden, daß keineswegs für alle in Tabelle 1 angeführten Klimaabschnitte Mitteleuropas in historischer Zeit sichergestellt ist, wie weit es sich um globale Klimaschwankungen oder nur lokale Oszillationen handelt; J. BLÜTHGEN (1964, S. 448) betont, daß die seit vielen Jahrhunderten vorliegenden Aufzeichnungen über die Periodizität des Zufrierens des Suwasees in Mitteljapan zu manchen mitteleuropäischen Befunden invers verlaufen. Diese Fragen sind aber durchaus mit konventionellen Mitteln zu lösen.

Tab. 1: Klimaabschnitte Mitteleuropas in den letzten 1000 Jahren (gekürzt nach H. FLOHN 1959).

|                    |                                                                                                                                    |
|--------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 1000—1250          | relativ mild und trocken;                                                                                                          |
| 1280—1380          | Höhepunkt der hochmittelalterlichen Wärmezeit;                                                                                     |
| 1429—1469          | kalte Winter, kühle Sommer, Mißernten;                                                                                             |
| 1. Hälfte 16. Jhd. | Klimabesserung;                                                                                                                    |
| ab 1550            | Klimaverschlechterung;                                                                                                             |
| 1590—1610          | große Gletschervorstöße in den Alpen (auch in Nordeuropa und Alaska);                                                              |
| 1680—1730          | Klimabesserung, warme Sommer und milde Winter in West- und Mitteleuropa;                                                           |
| ab 1739/40         | strenge Winter, Gletschervorstöße;                                                                                                 |
| 1775—1811          | sommerheiße Periode, Jahrestemperatur wie gegenwärtig;                                                                             |
| um 1850            | kühle Periode mit Gletschervorstößen;                                                                                              |
| seit 1880          | fortgesetzter Gletscherrückgang bei globaler Temperaturzunahme, Abnahme des arktischen Meereises und Ansteigen des Meeresspiegels. |

Auch über den Klimaablauf des prähistorischen Postglazials liegen so viele zuverlässige Indizien vor, daß die Kenntnis der großen Züge ebenso wie ihr zeitlicher Rahmen heute als gesichert gelten.

Untrennbar verbunden mit dem Studium der Klimaschwankungen dieser Zeit sind die faszinierenden Forschungsergebnisse über die Phasen der Entwicklung der Ostsee (vgl. P. WOLDSTEDT 1958, S. 164).

Während wir das Alleröd stadium noch als eine Klimaschwankung der Späteiszeit betrachten können, deren Temperaturen unsere derzeitigen nicht erreichten, setzte mit dem Ende der Eiszeit eine fortschreitende Erwärmung ein, die im sogenannten postglazialen Klimaoptimum gipfelte, dessen Jahresmittelwerte der Temperaturen etwa 2° über den heutigen lagen. Die Baumgrenzen reichten damals bis zu 300 m höher als heute und aus Vegetationsfunden in Spitzbergen wird der Schluß gezogen, daß das Polarmeer weitgehend eisfrei gewesen sein müsse. Es war das Litorinastadium der Ostsee, das sogenannte „Steinzeitmeer“, zu dessen Zeit der Mensch rings um die Ostsee zu siedeln begann (J. BLÜTHGEN 1964, S. 443). Die zeitliche Abgrenzung des postglazialen Klimaoptimums wird heute ziemlich einhellig mit 5000 bis 7000 Jahren vor der Gegenwart getroffen. Es handelt sich offenbar um eine globale Erscheinung, deren Auswirkung auch die an den Mittelmeerküsten verbreitete „Tapes“- oder „Nizza“-Strandterrasse (heute durchschnittlich 3 bis 5 m über dem Meeresspiegel) bezeugt.

Besteht über die zeitliche Stellung der letzten Interstadiale (Alleröd- und

Bölling-Interstadial) noch einigermaßen Einhelligkeit, so beginnen ab dem Zeitraum von 15.000 Jahren vor der Gegenwart beachtliche Differenzierungen in den Meinungen der mit diesen Fragen befaßten Forscher. Besonders markante Beispiele waren das sogenannte „Göttweiger Interstadial“ bzw. „Paudorfer Interstadial“.

P. WOLDSTEDT (1958) und H. GROSS (1958) vertraten eine Gliederung der Würmeiszeit, in der das sogenannte „Göttweiger Interstadial“ (ca. 30.000 bis 40.000 Jahre vor der Gegenwart) eine dominierende Stellung einnahm. Das sogenannte „Paudorfer Interstadial“ war laut dieser Auffassung nur eine untergeordnete Klimaschwankung (vor ca. 25.000 Jahren).

Nach der Auffassung anderer Autoren, vor allem J. FINK (1961, 1965; vgl. auch B. FRENZEL 1967) war das „Göttweiger Interstadial“ nicht existent und nahm das „Paudorfer Interstadial“ die beherrschende Stellung vor dem Hochglazial B ein.

Diese Meinungsverschiedenheiten berührten letztlich die gesamte Frage der Gliederung der letzten Eiszeit, für die sich in Mitteleuropa seit W. SOERGEL (1919) eine Dreiteilung eingebürgert hatte.

J. FINK (1965) befürwortet nunmehr eine Zweiteilung der Würmeiszeit, die Grenze zwischen Würm I und Würm II stellt das markante „Paudorfer Interstadial“ dar, wobei für die Vor-Paudorf-Zeit (Würm I) ein kalt-humides, für die Nach-Paudorf-Zeit (Würm II) mit der Maximalvergletscherung ein kalt-trockenes Klima angenommen wird (J. FINK 1965, p. 196).

Obwohl vieles für die Annahme von J. FINK spricht, sind noch manche Fragen offen. So sind zwar vom Murgletscher nur zwei würmzeitliche Endmoränenstände beschrieben (H. SPREITZER, 1953) und auch die würmeiszeitlichen Flußterrassen im Grazer und Leibnitzer Feld zeigen nur eine Zweigliederung (H. FLÜGEL 1960; J. ZÖTL 1968), doch wurden andererseits vom Salzach-Gletscher drei würmzeitliche Endmoränenstände ausgeschieden (L. WEINBERGER 1955). Untersuchungen in Norditalien durch O. FRÄNZLE (1960) sprechen ebenfalls für eine Dreiteilung der Würmeiszeit im Sinne von P. WOLDSTEDT. Eine erste <sup>14</sup>C-Datierung eines zeitlichen Äquivalents des Paudorf-Interstadials am Alpensüdrand ergab ein Alter von etwa 29.000 Jahren (F. FUCHS 1969).

Tabelle 2 gibt die Unterteilung des Spät- und Nachpleistozäns nach B. FRENZEL (1967) u. a. Autoren wieder.

Es ändert nichts an der grundsätzlichen Frage nach der wirklichen zeitlichen Stellung der eiszeitlichen Klimaschwankungen, wenn P. WOLDSTEDT in seinem jüngsten Werk „Quartär“ (1969, S. 60) sagt, daß der Ausdruck „Göttweiger Verlehmungszone“ am besten vermieden werde, damit letztlich einer Bestrebung von J. FINK folgend, die Ortsnamen in der Stadialbezeichnung durch allgemeine Termini zu ersetzen.

Weiters ist, abgesehen von der zeitlichen Fixierung für die meisten Klimaabschnitte, die Festlegung der damals herrschenden Temperaturen noch recht schwierig. Eine treffende Illustration der Schwierigkeiten und widersprechenden Auffassungen gibt J. BÜDEL (1960, S. 20-26).

Die Frage nach den Gründen der Unsicherheiten in der Datierung der letzteiszeitlichen Klimaschwankungen führt uns zu den *Forschungsmethoden*.

An der Spitze stehen wohl die geologische, palynologische (Pollenanalyse) und prähistorische Forschung.

Die geologischen Klimaindizien wie Geschiebe und Moränen werden durch fossile periglaziale Bodenstrukturen wie Eiskeile, Kryoturbationen,

T a b. 2: Gliederung der Spät- und Nacheiszeit in Mitteleuropa  
(nach B. FRENZEL 1967, u. a.).

| Jahre vor der Gegenwart |                                                 | ° C $\pm$ zum gegw. Jahresmittel |
|-------------------------|-------------------------------------------------|----------------------------------|
| 3.000—4.000             | Subboreal                                       |                                  |
| 5.000—7.000             | Atlantikum — Klimaoptimum                       | + 2                              |
| 8.000—9.000             | Boreal                                          |                                  |
| ca. 10.000              | Jüngere Tundrenzeit                             | — 5 ?                            |
| ca. 11.000              | Alleröd Interstadial                            | — 3 bis —4                       |
| ca. 12.000              | Ältere Tundrenzeit                              | — 5 (6) ?                        |
| ca. 13.000              | Bölling Interstadial                            | — 4 ?                            |
| ca. 14.000              |                                                 |                                  |
| bis 16.000              | Älteste Dryas-Periode                           | — 6 ?                            |
| ca. 17.000              | Lascaux — Ula — Interstadial                    | — 4 ?                            |
| ca. 18.000              |                                                 |                                  |
| bis 22.000              | Hochglazial B (mit interstadialen Schwankungen) | — 12 ?                           |
| ca. 30.000              | Paudorf — (Stillfried B) — Interstadial         | 0 bis — 1                        |
| ca. 40.000              |                                                 | — 11 bis                         |
| bis 50.000              | Hochglazial A (mit interstadialen Schwankungen) | — 13                             |
| ca. 53.000              |                                                 |                                  |
| bis 59.000              | Brørup-Interstadial                             | — 2 ?                            |
| ca. 60.000              | Kaltzeit                                        | — 11 ?                           |
| ca. 64.000              | Amersfoort-Interstadial                         | — 3 ?                            |
|                         | Frühglaziale Kaltzeit                           | — 8 ?                            |
| 70.000                  | Riß-Würm-Interglazial                           |                                  |

Strukturböden bzw. durch die Ergebnisse der Lößforschung ergänzt. Berühmt wurde die von dem Ehepaar G. u. E. de GEER zur exakten Geochronologie ausgebauten Warvenzählung, die exakte Datierungen bis über 15.000 Jahre zurück ermöglichte.  $^{14}\text{C}$ -Datierungen organischer Stoffe und die Oxygen-18-Analyse mariner Foraminiferen erlaubten Zeit- bzw. Paläowassertemperaturbestimmungen. Mit wenigen Ausnahmen aber hängen alle Methoden von der Pollenanalyse und Moorforschung über die Auswertung der prähistorischen Funde und Deutung der geologischen Indizien an den Bedingungen der Stratigraphie. Sind die Lagerungsverhältnisse nicht eindeutig — und das ist häufig der Fall — so bleiben offene Fragen und widersprechende Deutungen. Ein Beispiel dafür ist das „Göttweiger Interstadial“, wobei die Streitfrage letztlich darum ging, ob eine zur  $^{14}\text{C}$ -Bestimmung herangezogene Holzkohle von der Oberkante (J. FINK u. a.) der Göttweiger Verlehmungszone oder aus der Zone unterhalb stammte (H. GROSS 1961).

Diese Unsicherheit in der stratigraphischen Einordnung ist nur eines der Beispiele für die z. T. durch Rutschungen, solifluidale Umlagerungen oder zwischenzeitlich erodierte Horizonte in der stratigraphischen Zuordnung begründeten Unsicherheiten. Diese ziehen schließlich die Suche nach ergänzenden, von der Stratigraphie unabhängigen Methoden zur Untersuchung der Klimaschwankungen nach sich. Dies umso mehr als neben dem Problem der zeitlichen Fixierung der Klimaabschnitte auch das Ausmaß der Temperaturveränderungen vielfach noch ungeklärt ist.

## 2. Die Möglichkeit der Ergänzung der Methoden zur Untersuchung der Klimaschwankungen der Spät- und Nacheiszeit durch Isotopenmessungen in der Hydrogeographie

Die ersten Hinweise auf derartige Möglichkeiten kamen durch Untersuchungen mit völlig anderer Zielrichtung. Ein langfristiges Forschungsprogramm des Verfassers zielt auf eine Klärung des Wasserhaushaltes der artesischen Tiefengrundwässer im Steirischen Becken. Die hier vorliegende tertiäre Sedimentfolge (vgl. K. KOLLMANN 1964, H. FLÜGEL & H. HERITSCH 1968) weist eine komplizierte Wechsellagerung durchlässiger, wasserführender (Sande, Schotter, Kalke) und minderdurchlässiger, wasserstauender Schichten (hpts. Tone) auf, woraus eine Anzahl von Horizonten gespannten Tiefengrundwassers resultiert. Dieses wird durch etwa 1500 artesische Brunnen genutzt, wobei Einzugsgebiet und Ergiebigkeit der Horizonte derzeit völlig ungeklärt sind. Die systematische Bearbeitung des Wasserhaushaltes dieser artesischen Wässer verlangt eine Einbeziehung der Oberflächenwässer, Quellen und seichtliegenden ungespannten Grundwässer sowohl des Tertiärlandes als auch des angrenzenden Grundgebirgsrahmens und wird so zur echten hydrogeographischen Fragestellung. Die Untersuchungen laufen als ein Forschungsprojekt der Vereinigung für hydrogeologische Forschungen in Graz<sup>1)</sup> in Kooperation mit der International Atomic Energy Agency (IAEA) in Wien und dem Institut für Radiohydrometrie in München.

Die ersten Carbon-14-Untersuchungen der IAEA ergaben zunächst einen Überblick über die Altersstellung der Tiefengrundwässer im Steirischen Becken und Hinweise auf eine Gliederung des Raumes in hydrologisch selbständige Teilbereiche. Es war ein vorerst wenig beachtetes Nebenergebnis der <sup>14</sup>C-Untersuchungen, daß alle Wässer mit einem Alter von mehr als 13.600 Jahren einen Deuteriumgehalt von weniger als  $-70 \delta \text{‰}$  aufwiesen (G. H. DAVIS, G. L. MEYER & C. K. YEN 1968).

Die Überlegung, daß die Messung der stabilen schweren Wasserstoffisotope (Deuterium) ein Mittel zur Klimaklassifikation ergeben könnte, war erst die Folge einer systematischen Untersuchung von etwa zweihundert Proben artesischer Wässer und Quellwässer aus den Flußgebieten der Feistritz, Safen und Lafnitz sowie des umgebenden Grundgebirgsrahmens. Die Messungen wurden am Institut für Radiohydrometrie in München (Prof. Dr. H. MOSER) durchgeführt.

Über Jahresfrist monatlich gezogene Proben ergaben einen gleichbleibenden Deuterium-Gehalt bei artesischen Wässern und eine von den hydrogeologischen Verhältnissen abhängige Jahreskurve bei den Quellen. Darüber hinaus ist der Deuteriumgehalt der Quellwässer von der Höhenlage des Quellaustrittes bzw. Einzugsgebietes abhängig. Zwei Beispiele mögen dies erläutern:

| Quelle<br>Nr. | Seehöhe<br>in m ü. A. | mittlere Temp.<br>des Quellwassers 1969/70 | mittlerer<br>Deuteriumgehalt 1969/70 |
|---------------|-----------------------|--------------------------------------------|--------------------------------------|
| S 38          | 410                   | 9,5 ° C                                    | $-61,8 \delta \text{‰}$              |
| St 19         | 890                   | 7,5 ° C                                    | $-67,8 \delta \text{‰}$              |

Bekanntlich erfährt der Deuteriumgehalt des Wassers sowohl im Zuge der Verdunstung als auch der Kondensation und des Niederschlages eine Fraktionierung, deren Ausmaß von der dabei herrschenden Temperatur beeinflusst wird.

<sup>1)</sup> Gefördert vom Forschungsförderungsfonds der gewerblichen Wirtschaft, dem auch an dieser Stelle gedankt sei.

Der Deuteriumgehalt wird als Relativwert zu einem Standard, dem SMOW, angegeben. Infolge der Temperaturabnahme mit der Höhe zeigen in größerer Höhe fallende Niederschläge einen niedrigeren Deuteriumgehalt als Niederschläge in tieferen Lagen. Man spricht vom sogenannten Temperatur- bzw. Höheneffekt. Dieser Höheneffekt kommt auch im Deuteriumgehalt der Quellwässer deutlich zum Ausdruck.

Bei den angeführten Quellgruppen S 38 und St 19 zeigt auch die mittlere Quellwassertemperatur den Einfluß der Höhenlage, wobei unter Berücksichtigung einer gewissen Überschneidung der Höhenlagen der Einzugsgebiete die Abnahme der mittleren Wassertemperatur um  $1^{\circ}\text{C}$  etwa einer Höhenstufe von 200 m entspricht. Dies steht im Einklang mit der Höhenstufung des Jahresmittels der Lufttemperatur ( $8^{\circ}$  Jahresisotherme bei ca. 400 m Sh.).

Was die artesischen Wässer betrifft, so zeigt der Deuteriumgehalt zwar keine jahreszeitlichen Veränderungen, jedoch eine überaus große Streuung der Werte: Die Meßwerte lagen zwischen  $-57$  und  $-84,6 \delta \text{‰}$ !

Der Wert von  $-85 \delta \text{‰}$  entspricht heute dem Deuteriumgehalt von Quellwässern im zentralalpinen Bereich um 2000 m Seehöhe. Die  $0^{\circ}$ -Jahresisotherme liegt dort etwa bei 2200 m. Nehmen wir für das Oststeirische Becken eine durchschnittliche Seehöhe von 300–400 m und ein durchschnittliches Jahresmittel der Lufttemperatur von  $9^{\circ}\text{C}$  an, so entsprechen auch diese Unterschiede einer durchschnittlichen Abnahme der Lufttemperatur von  $1^{\circ}\text{C}$  auf 200 m. Im groben Durchschnitt würde dies eine Abnahme des Deuteriumgehaltes um 2 bis 3  $\text{‰}$  pro Temperaturabnahme von  $1^{\circ}\text{C}$  bedeuten, was wiederum auch den Gegebenheiten bei den Quellen S 38 und St 19 im Steirischen Randgebirge entspricht.

Da im Steirischen Becken seit dem Spätpleistozän keine wesentlichen topographischen Veränderungen vor sich gingen, die maximalen Höhenunterschiede ca. 200 m betragen und die Einzugsgebiete der gespannten Grundwasserhorizonte gleich geblieben sind, ist anzunehmen, daß die Differenzen in den Deuteriumwerten der Tiefengrundwässer die mittleren Temperaturen zur Zeit der Infiltration dieser Wässer widerspiegeln.

Dies bedeutet, daß bei den Deuteriumwerten der artesischen Wässer im Steirischen Becken der Temperatureffekt keinen Höheneffekt, sondern einen Zeiteffekt darstellt!

In unserem Fall wäre also anzunehmen, daß Wässer mit einem Deuteriumgehalt unter  $-80 \delta \text{‰}$  bei Temperaturverhältnissen zur Infiltration gelangten, die jenen im Hochglazial entsprechen ( $8$  bis  $10^{\circ}\text{C}$  tieferes Jahresmittel als gegenwärtig). Die Ergebnisse der ersten Messungen ermutigen uns, die Kombination von Deuterium- und  $^{14}\text{C}$ -Messungen an gespannten Tiefengrundwässern als ein geeignetes Mittel zur Ergänzung der Methoden zur Untersuchung der Klimaschwankungen der letzten 50.000 Jahre zur Diskussion zu stellen. Besonders die  $^{14}\text{C}$ -Messungen an Wässern mit einem höheren Deuteriumgehalt als die offenen Quellwässer heute besitzen (z. B.  $-57 \delta \text{‰}$  gegen  $-61$  bis  $-65 \delta \text{‰}$  der rezenten Grundwässer je nach Höhenlage) bestätigten die Brauchbarkeit der Methode, da für diese Wässer die  $^{14}\text{C}$ -Messungen durchwegs ein Alter von 5.000 bis 7.000 Jahren ergaben. Das entspricht genau dem Klimaoptimum der postglazialen Wärmezeit, ebenso wie die Differenz von 4 bis 6  $\text{‰}$  zu der für diese Zeit angenommenen Temperaturerhöhung von etwa  $2^{\circ}\text{C}$  paßt.

Sicherlich werden der Anwendung dieser Methode für die Klimaklassifikation der letzten 50.000 Jahre Schwierigkeiten entgegenstehen. Solche sind schon

in der Tatsache begründet, daß die Altersbestimmung an Wässern durch  $^{14}\text{C}$ -Messungen selbst noch mit Unsicherheiten belastet ist, während die Deuteriummessungen heute routinemäßig mit einer Genauigkeit von  $\pm 2\text{‰}$  durchgeführt werden. Im Steirischen Becken ergeben sich weitere Schwierigkeiten durch die vielfach gegebene Vermischung von Wässern aus verschiedenen Horizonten. Nichtsdestotrotz zeigen die Grenzwerte (insbesondere die zu hohen Deuteriumwerte!), daß auch unvermischte Wässer vorliegen. Durch das weltweite Vorkommen gespannter Grundwässer und deren heute meist intensiven Bearbeitung würde aber ein Austausch der Untersuchungsergebnisse einerseits deren Korrektur erleichtern und andererseits die Prüfung der Gleichzeitigkeit der Klimaschwankungen erlauben. Von Bedeutung wäre auch eine genauere Bestimmung der in den einzelnen Klimaabschnitten tatsächlich gegebenen Temperaturen. Abschließend darf vermerkt werden, daß — wie schon die einschränkenden Bemerkungen zeigen — keineswegs die Meinung vertreten wird, die methodischen Probleme zur Klärung der zeitlichen Fixierung der späteiszeitlichen Klimaschwankungen seien nunmehr gelöst. Es handelt sich vor allem um einen Hinweis auf Ergebnisse und Daten, die durch von der Stratigraphie unabhängige Messungen gewonnen wurden. Die Brauchbarkeit der Methode werden erst zukünftige Untersuchungen in verschiedenen Gebieten erweisen. Stets wird es sich aber hauptsächlich um eine Ergänzung bereits eingespielter Untersuchungsmethoden handeln.

#### Literatur

- ANDERSEN S. Th. 1965. Interglacialer og interstadialer i Danmarks kvartaer. Meddeler fra Dansk Geol. Foren., 15.
- BLÜTHGEN J. 1964. Allgemeine Klimageographie. Berlin.
- BÜDEL J. 1950. Die Klimaphasen der Würmeiszeit. Die Naturwiss., 37.  
— 1960. Die Gliederung der Würmkaltzeit. Würzburger Geographische Arbeiten, 8. Würzburg.
- DAVIS G. H., MEYER G. L. & YEN C. K. 1968. Isotope Hydrology of the Artesian Aquifers of the Styrian Basin, Austria. Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 20. Graz.
- FINK J. 1961. Die Gliederung des Jungpleistozäns in Österreich. Mitt. Geol. Ges. Wien, 54.  
— 1965. The Pleistocene in Eastern Austria. Geological Society of America, Paper 84. Intern. Studies on the Quaternary, Papers Prepared on the Occasion of the VII Congress of the International Association for Quaternary Research, Boulder, Colorado.
- FLINT R. F. 1963. Status of the Pleistocene Wisconsin Stage in Central North America. Science, 139.
- FLOHN H. 1959. Klimaschwankungen der letzten 1000 Jahre und ihre geophysikalischen Ursachen. Dt. Geogr. Tag Würzburg 1957. Tag.-Ber. u. wiss. Abh., Wiesbaden.
- FLÜGEL H. 1960. Die jungquartäre Entwicklung des Grazer Feldes (Steiermark). Mitt. Österr. Geogr. Ges., 102 (1).
- FLÜGEL H. & HERITSCH H. 1968. Das Steirische Tertiär-Becken. Sammlung Geol. Führer, 47, Berlin-Stuttgart.
- FRÄNZLE O. 1960. Interglaziale Bodenbildungen in oberitalienischen Würmlössen. Eiszeitalter u. Gegenwart, 11.
- FRENZEL B. 1967. Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Braunschweig.

- FUCHS F. 1969. Eine erste  $^{14}\text{C}$ -Datierung für das Paudorf-Interstadial am Alpen-südstrand. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 20.
- GROSS H. 1958. Die bisherigen Ergebnisse von  $^{14}\text{C}$ -Messungen und paläontologischen Untersuchungen für die Gliederung und Chronologie des Jungpleistozäns in Mitteleuropa und in den Nachbargebieten. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 9.
- 1959, 1961. Zur Frage der Gliederung und Chronologie der letzten Eiszeit. *Forsch. u. Fortschritte*, 33 (1).
- KOLLMANN K. 1964. Jungtertiär im Steirischen Becken. *Mitt. Geol. Ges. Wien*, 57.
- SPREITZER H. 1953. Eiszeitstand und glaziale Abtragungsformen im Bereich des eiszeitlichen Murgletschers. *Geol. Bavarica*, 19.
- WEINBERGER L. 1955. Exkursion durch das österr. Salzachgletschergebiet. *Verh. Geol. B. A. Wien, D.*
- WOLDSTEDT P. 1958—1965. *Das Eiszeitalter*. 3 Bde., Stuttgart.
- 1969. Quartär. *Handbuch der stratigraphischen Geologie*, 2. Stuttgart.
- WRIGHT H. E. 1961. Late Pleistocene Climate of Europe. *Geol. Soc. America. Bull.*, 72.
- ZÖTL J. 1968. Das Grundwasser im Leibnitzer Feld. *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, 20. Graz.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dr. Josef ZÖTL, Universität Graz, Geographisches Institut, Universitätsplatz 2, A-8010 G r a z.