

## **Isotopenverhältnisse – die Fingerabdrücke des Wassers**

**von Dieter Rank, Wien**

Die Isotopenverhältnisse im Wassermolekül mit ihren örtlichen und zeitlichen Schwankungen bedeuten eine weltweite Markierung der Wässer des natürlichen Kreislaufes. Sie sind Spuren von Umweltvorgängen, Indikatoren für die Herkunft und die Geschichte von Wässern. Solche Indikatoren, die sich zur Untersuchung und objektiven Beschreibung von Wechselwirkungen in der Natur eignen, gewinnen mit der veränderten Einstellung des Menschen zu seiner Umwelt zunehmend an Bedeutung. Sie ermöglichen es, „Umweltauseinandersetzungen“ auf der Grundlage meßbarer Größen auszutragen. Bei allen Umweltvorgängen, an denen Wässer beteiligt sind, bieten sich dabei die Isotopenverhältnisse des Wasserstoffs und des Sauerstoffs als Indikatoren an. Sie stellen selbst keine Schadstoffe dar – dies gilt auch für  $^3\text{H}$  in Umweltkonzentrationen –, ihre Untersuchung ermöglicht es aber, das Verhalten von Schadstoffen in der Umwelt vorherzusagen. In manchen Fällen kann

auch aus in der Natur festgeschriebenen Chronologien – z. B. bei Gletschern und Bäumen – der zeitliche Ablauf von Umweltvorgängen nachvollzogen und auf zukünftige Entwicklungen geschlossen werden.

### **Isotope**

Per definitionem sind Isotope Atomarten – Nuklide – ein und desselben Elementes, die sich nur durch die Anzahl der Neutronen im Kern und damit durch ihre Massenzahl unterscheiden. Bei weitgehendem Gleichbleiben jener Eigenschaften, die von der Elektronenhülle abhängen, ist ein physikalisch verschiedenes Verhalten von Isotopen des gleichen Elements in allen den Eigenschaften zu erwarten, bei denen die Atommasse eine merkliche Rolle spielt. Das Ausmaß dieser Unterschiede hängt von der relativen Massendifferenz der Isotope ab.

Ist das Neutronen-Protonen-Verhältnis des Kernes einer Atomart energetisch instabil, unterliegt das Nuklid einer spontanen Kernumwandlung, die vom Aussenden von Kernstrahlung begleitet wird (Radionuklid, Radioisotop). Diese Eigenschaft wird als Radioaktivität bezeichnet. Die Umwandlung erfolgt unabhängig von äußeren Einflüssen nach dem statistischen Gesetz des radioaktiven Zerfalls:

$$N(t) = N(0) \cdot e^{-1n2.t/T}$$

$N(0)$  Anzahl der radioaktiven Atome zur Zeit  $t'=0$

$N(t)$  Anzahl der radioaktiven Atome zur Zeit  $t'=t$

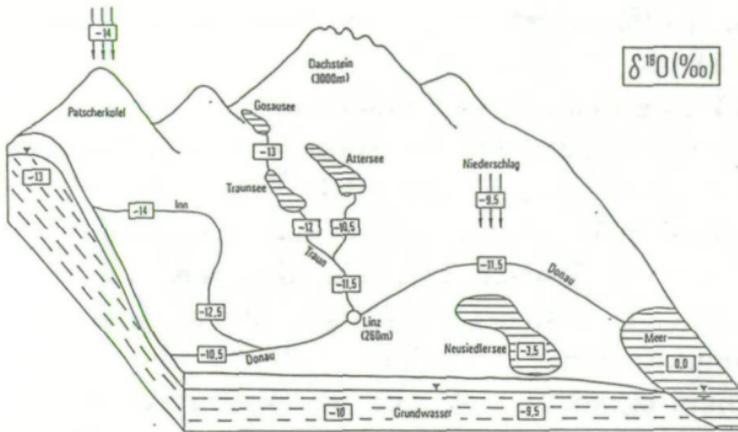
$T$  Halbwertszeit, definiert durch  $N(T)=N(0)/2$

## **Die Isotopenverhältnisse im natürlichen Wasserkreislauf**

### **(a) Deuterium ( $^2\text{H}$ ) und Sauerstoff -18 ( $^{18}\text{O}$ )**

Neben dem „leichten“ Wassermolekül  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$  tragen die „schweren“ Moleküle  $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$  und  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$  mit ungefähr 0,32 bzw. 2,0 ‰ zur Zusammensetzung der natürlichen Wässer bei. Da das aus schweren Molekülen bestehende Wasser einen geringeren Dampfdruck hat als leichtes Wasser, sind Isotopentrennprozesse überall dort im Wasserkreislauf zu erwarten, wo Phasenumwandlungen – Schmelzen, Erstarren, Verdampfen usw. – stattfinden. Beispielsweise kommt es beim Verdampfen und Kondensieren zu einer Anreicherung der schweren Moleküle in der flüssigen und zu einer Abreicherung in der gasförmigen Phase. Das Ausmaß der Isotopenfraktionierung ist dabei umso größer, je niedriger die Temperatur bei der Phasenumwandlung ist. Tatsächlich findet man in natürlichen Wässern für das  $^1\text{H}^2\text{H}^{16}\text{O}$ -Molekül eine Schwankungsbreite von 0,18 bis 0,34 ‰ und für  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$  eine solche von 1,88 bis 2,01 ‰.

Als Konsequenz der Isotopenfraktionierung ist der von freien Wasserflächen aufsteigende Wasserdampf ärmer an schweren Molekülen als die Oberflächenwässer (Abb. 1). Beim Transport feuchter Luftmassen landeinwärts hat der zuerst fallende Niederschlag den höchsten Gehalt an schweren Molekülen, die verbleibende Luftfeuchtigkeit wird durch Ausregnen immer leichter (Kontinentaleffekt). Eine ähnliche



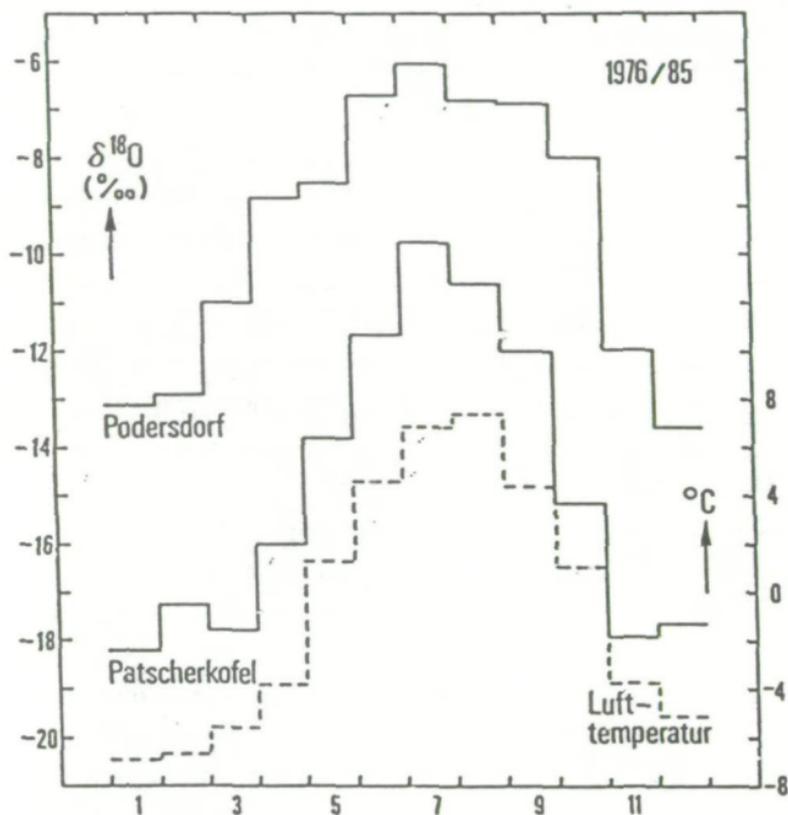
**Abb. 1:** Schwankung des  $^{18}\text{O}$ -Gehaltes im Wasserkreislauf; Auswirkung des Höheneffektes im Verlauf des  $^{18}\text{O}$ -Gehaltes innerhalb eines Flußsystems; schematische Darstellung.\*

\*) Der  $^{18}\text{O}$ -Gehalt wird als Relativwert zu einem Standard (V-SMOW, mittleres Meereswasser) angegeben:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} \cdot 1000 (\text{‰})$$

$R_{\text{Probe}}$  und  $R_{\text{Standard}}$  sind darin die Isotopenverhältnisse [ $^{18}\text{O}$ ]/[ $^{16}\text{O}$ ] in Probe und Standard.

Erscheinung tritt auch mit zunehmender Regenmenge auf (Mengeneffekt). Die Temperaturabhängigkeit der Isotopenfraktionierung führt zu einer Abhängigkeit des Isotopengehaltes im Niederschlag von der geographischen Breite und von der Jahreszeit (Breiten- und Temperatureffekt). Der Jahresgang der Monatsmittelwerte zeigt im allgemeinen ein Minimum im Winter und ein Maximum im Sommer (Abb. 2). Die Isotopengehalte der Einzelniederschläge können



**Abb. 2:** Jahrgang der  $\delta^{18}\text{O}$ -Monatsmittel des Niederschlages bei den Beobachtungsstationen Podersdorf (120 m ü.A.) und Patscherkofel (2245 m ü.A.), Mittelwerte 1976/85; mittlere monatliche Lufttemperatur am Patscherkofel, Mittelwert 1971/80.

davon stark abweichen, bedingt durch den jeweiligen klimatischen Zustand während des Niederschlagsereignisses. Ein Vergleich der  $^{18}\text{O}$ -Werte der Beobachtungsstationen Podersdorf (120 m ü.A.) und Patscherkofel (2245 m ü.A.) weist auf den Einfluß

von orographischen Erhebungen auf die Isotopenzusammensetzung im Niederschlag hin (Höheneffekt, Abb. 2). Hiefür können drei Faktoren verantwortlich sein: die Temperaturabnahme mit zunehmender Höhe, das Ausregnen der schweren Moleküle beim Aufsteigen von feuchten Luftmassen an einem Hang und die teilweise Verdunstung der fallenden Tropfen, die mit zunehmender Fallhöhe zur Anreicherung an schweren Molekülen führt. Im Flußsystem der Traun beispielsweise, deren Einzugsgebiet einen Höhenbereich von 250 bis 3000 m umfaßt, wirkt sich der Höheneffekt deutlich aus (Abb. 1.).

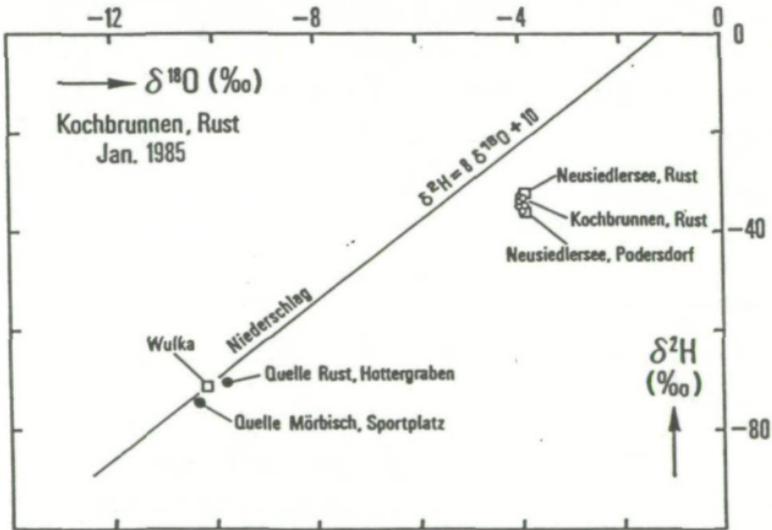
Als Folge des charakteristischen Jahresganges im Niederschlagswasser zeigen auch Oberflächen- und Grundwässer mehr oder weniger ausgeprägte Schwankungen der Isotopenverhältnisse. Während der Verlauf des Isotopengehaltes von Flachlandflüssen mit entsprechender Dämpfung dem jahreszeitlichen Gang in den Niederschlägen folgt, weisen Flüsse mit hochgelegenen Einzugsgebieten als Folge der Schneeschmelze ein ausgeprägtes Minimum im Frühsommer auf. Im Vergleich dazu zeigen Grundwässer, bei denen kein unmittelbarer Einfluß des Niederschlags vorliegt, keine jahreszeitlichen Schwankungen im Isotopengehalt; ähnliches gilt auch für die Abflüsse aus größeren Seen. Bei stehenden Oberflächengewässern mit geringen Wassertiefen kommt es durch den Verdunstungsprozeß zu einer deutlichen Anreicherung der schweren Isotope, beispielsweise ist das Isotop  $^{18}\text{O}$  im Wasser des

Neusiedlersees gegenüber dem  $^{18}\text{O}$ -Mittel im Niederschlag um ungefähr 6 ‰ angereichert (Abb. 1.).

Zwischen  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalt der Niederschläge besteht die lineare Beziehung

$$\delta^2\text{H} = 8 \cdot \delta^{18}\text{O} + t,$$

wobei für Mitteleuropa  $t \sim 10$  gilt. Abweichungen von dieser Beziehung treten auf, wenn eine Phasenumwandlung nicht unter Gleichgewichtsbedingungen abläuft – beispielsweise liegt bei starker Verdunstung über Seeoberflächen der Gehalt an  $^{18}\text{O}$  im See über dem aus dem  $^2\text{H}$ -Gehalt errechneten Wert. Dies gilt zum Beispiel für den Neusiedlersee und die „Lacken“ im Seewinkel (Abb. 3). – Abweichungen von der



**Abb. 3:**  $\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Beziehung für Oberflächen- und Grundwässer im Neusiedlersee-Gebiet. Die Werte der „Kochbrunnen“ im Neusiedlersee bei Rust schließen einen unterseeischen Grundwasserzutritt zum See an diesen Stellen aus.

$\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$ -Beziehung im Niederschlag können auch auftreten, wenn in Ausnahmefällen ein Isotopenaustausch zwischen Grundwasser und im Grundwasserleiter chemisch oder physikalisch gebundenen Wassermolekülen stattfindet (z.B. mit zwischen den Gitterschichten adsorbiertem Wasser bei Montmorillonit). Der verschieden starke und temperaturabhängige Isotopenaustausch bietet auch die Möglichkeit, die Herkunft von Salzwässern zu klären und zu unterscheiden, ob es sich um fossile Tiefenwässer, Formationswässer mariner Sedimente, Meereswasser, Abwässer oder Wasser von Salzseen handelt.

#### **(b) Tritium ( $^3\text{H}$ )**

In sehr geringen Konzentrationen tritt in natürlichen Wässern ein anderes schweres Molekül auf,  $^1\text{H}^3\text{HO}$ . Das Verhältnis  $[^3\text{H}]/[\text{H}]$  schwankt zwischen 0 und  $1 \cdot 10^{-17}$  bzw.  $1 \cdot 10^{-14}$  unter Einbeziehung des Kernwaffentritiums.  $^3\text{H}$  ist ein radioaktives Isotop des Wasserstoffes, das mit einer Halbwertszeit von 12,43 Jahren zerfällt. Es wird in der oberen Atmosphäre durch die Einwirkung der kosmischen Strahlung erzeugt und oxidiert bald nach seiner Entstehung zu Wasser. Als Teil des Wassermoleküls macht es den Wasserkreislauf mit (Abb. 4). Seit 1952 wird der  $^3\text{H}$ -Gehalt der Niederschläge durch die bei den Kernwaffenversuchen freigesetzten  $^3\text{H}$ -Mengen bestimmt. Die  $^3\text{H}$ -Konzentration stieg dadurch im Jahr 1963 bis auf das 1000-fache des natürlichen  $^3\text{H}$ -Gehaltes an und liegt derzeit (1988) noch etwa um den Faktor 2-3 über dem natürlichen Gehalt (Abb. 5).

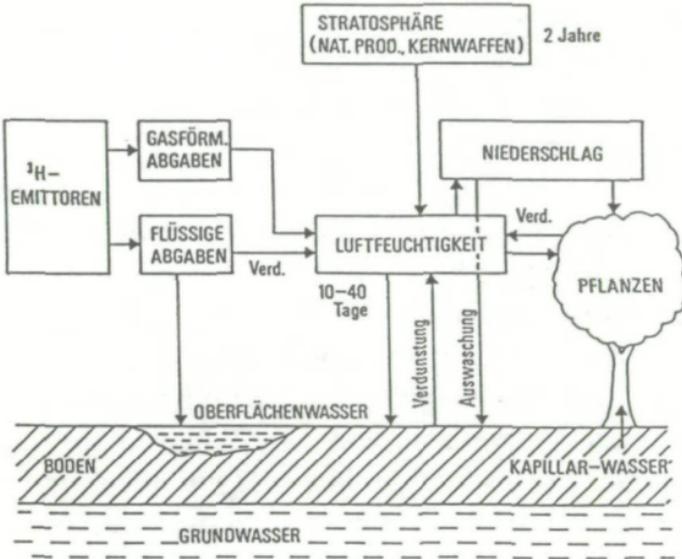


Abb. 4: Transport von  $^3\text{H}$  in der Umwelt.

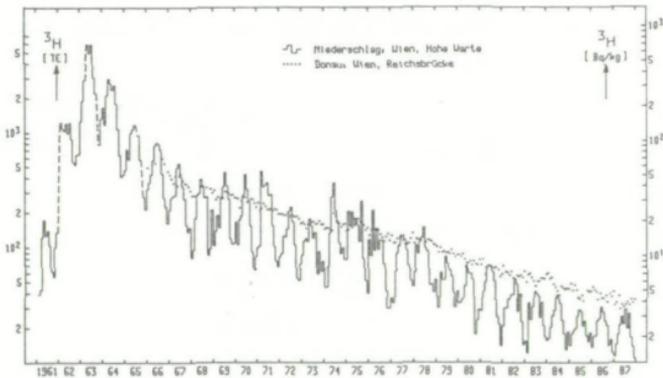


Abb. 5: Langfristiger Verlauf der  $^3\text{H}$ -Konzentration im Niederschlag (Monatsmittel) und im Oberflächenwasser (monatliche Stichproben).\*\*

\*\*\*) 1 TE (Tritiumeinheit, TU) entspricht einer Konzentration von einem  $^3\text{H}$ -Atom in  $10^{18}$  Wasserstoffatomen bzw. 0,118 Bq/kg für Wasser.

Die Freisetzung von  $^3\text{H}$  durch die Industrie (Kernkraftwerke, Wiederaufarbeitungsanlagen, Uhren- und Leuchtfarbenindustrie) hat zur Zeit nur lokale Bedeutung.

Auch der  $^3\text{H}$ -Gehalt der Niederschläge zeigt jahreszeitliche Schwankungen. Diese sind im wesentlichen nicht wie bei  $^2\text{H}$  und  $^{18}\text{O}$  auf Isotopenfraktionierungseffekte, sondern auf den jahreszeitlich unterschiedlichen Luftmassenaustausch zwischen Stratosphäre und Troposphäre zurückzuführen. Nach einer mittleren Verweilzeit von ca. 2 Jahren im stratosphärischen Reservoir gelangt  $^3\text{H}$  vor allem im Frühling in mittleren Breiten in die Troposphäre, von wo es nach einer mittleren Verweilzeit von wenigen Wochen ausgeregnet wird. Der Jahresgang der Monatsmittel weist ein Maximum im späten Frühjahr und ein Minimum im Spätherbst auf. Die Werte der Einzelniederschläge können davon erheblich abweichen. Eine gewisse Rolle spielt dabei die unterschiedliche Herkunft der feuchten Luftmassen, beispielsweise führt der Einfluß mediterraner Luftmassen dazu, daß der  $^3\text{H}$ -Gehalt der Niederschläge bei der Beobachtungsstation Villacher Alpe um etwa ein Drittel unter jenem der meisten anderen Stationen im Bundesgebiet liegt (Kontinentaleffekt).

Die Oberflächen- und Grundwässer zeigen einen im Vergleich zum Niederschlag stark gedämpften  $^3\text{H}$ -Jahresgang (abhängig von der Verweilzeit des Wassers im Einzugsgebiet), allerdings können als Folge z. B. von Starkniederschlägen oder des

Abschmelzens einer Schneedecke ausgeprägte Maxima oder Minima auftreten.

Der  $^3\text{H}$ -Gehalt des Niederschlagswassers nimmt nach dem Gesetz des radioaktiven Zerfalls ab; es können somit aus dem  $^3\text{H}$ -Gehalt von Grundwässern bei Kenntnis der Aktivität des infiltrierenden Niederschlags Rückschlüsse auf die Verweilzeit des Wassers im Untergrund gezogen werden. Der Aussagezeitraum reicht von wenigen Monaten bis zu annähernd 50 Jahren, mit Hilfe von Modellrechnungen kann der Zeitraum auf etwa 100 Jahre ausgedehnt werden.

Natürliche oder künstliche Speicher – Seen, Stau-becken, Gletscher, große Grundwasserspeicher – im Einzugsgebiet eines Flusses und die damit verbundene größere Verweilzeit des Wassers können zu großen Unterschieden im  $^3\text{H}$ -Gehalt innerhalb des Flußsystems führen. Bei einem Vergleich der zeitlichen Verläufe des  $^3\text{H}$ -Gehaltes einiger Salzkammergut-Seen weist der Attersee infolge der längeren mittleren Verweilzeit des Wassers – ungefähr sieben Jahre – die höchsten  $^3\text{H}$ -Konzentrationen auf, während der  $^3\text{H}$ -Gehalt der Seen mit geringerer Speicherwirkung entsprechend rascher dem Verlauf des  $^3\text{H}$ -Gehaltes im Niederschlag folgt (Abb. 6). Der Neusiedlersee, bei dem das gesamte Seevolumen innerhalb eines Jahres umgesetzt wird, weist im  $^3\text{H}$ -Gehalt nur geringe Unterschiede zum Niederschlag auf. Die gleichen Überlegungen gelten für Karst- und Grundwässer und damit auch für die Trinkwasserversorgungen.

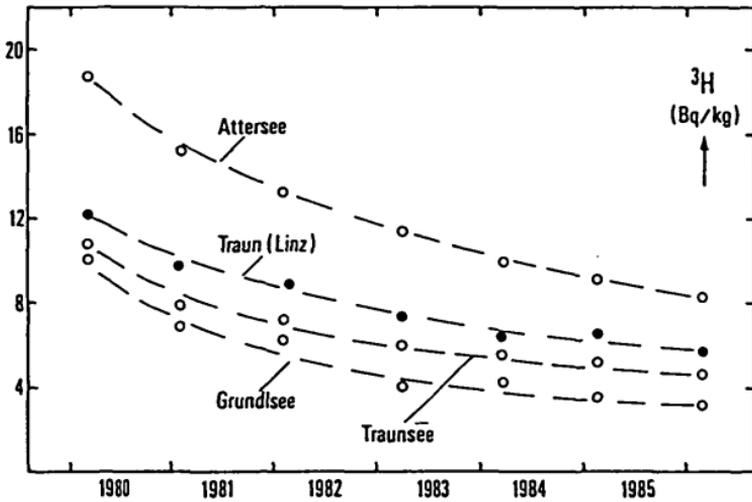


Abb. 6: Zeitlicher Verlauf des  $^3\text{H}$ -Gehaltes einiger Salzkammergut-Seen und der Traun in Linz.

### Altersbestimmung von Grundwässern mit der Radiokohlenstoffmethode

Obwohl nicht Teil des Wassermoleküls und daher mit allen Interpretationsproblemen für gelöste Stoffe behaftet, sei hier wegen seiner Bedeutung für hydrologische Untersuchungen auch noch Radiokohlenstoff –  $^{14}\text{C}$  – kurz erwähnt.  $^{14}\text{C}$  mit einer Halbwertszeit von 5730 Jahren entsteht wie  $^3\text{H}$  in der Atmosphäre durch die Einwirkung der kosmischen Strahlung und verbindet sich rasch mit Sauerstoff zu Kohlendioxid  $^{14}\text{CO}_2$ , das sich am natürlichen Kohlendioxidkreislauf beteiligt. Über die Photosynthese wird  $^{14}\text{C}$  von den Pflanzen aufgenommen, ihre  $^{14}\text{C}$ -Konzentration wird als „100 % modern“ bezeichnet. Der als  $\text{CO}_2$  oder Bikarbonat im Grund-

wasser gelöste Kohlenstoff stammt zum Teil vom  $\text{CO}_2$  der Wurzelzone – annähernd 100 % modern – und zum anderen Teil vom Bodenkalk, der im allgemeinen als fossil anzusehen ist, mit einem  $^{14}\text{C}$ -Gehalt von 0 % modern. Neugebildetes Grundwasser in sedimentbedeckten Gebieten liefert Werte um 85 % modern. Die  $^{14}\text{C}$ -Aktivität des gelösten Kohlenstoffes nimmt nach der Abtrennung vom austauschfähigen Reservoir entsprechend dem Gesetz des radioaktiven Zerfalls exponentiell ab, wodurch eine Altersdatierung bis zu rund 40.000 Jahren möglich ist. Isotopenfraktionierungen – etwa als Folge einer Beteiligung von  $\text{CO}_2$  vulkanischen Ursprungs – können durch parallele Bestimmung des stabilen Kohlenstoffisotops  $^{13}\text{C}$  erkannt werden.

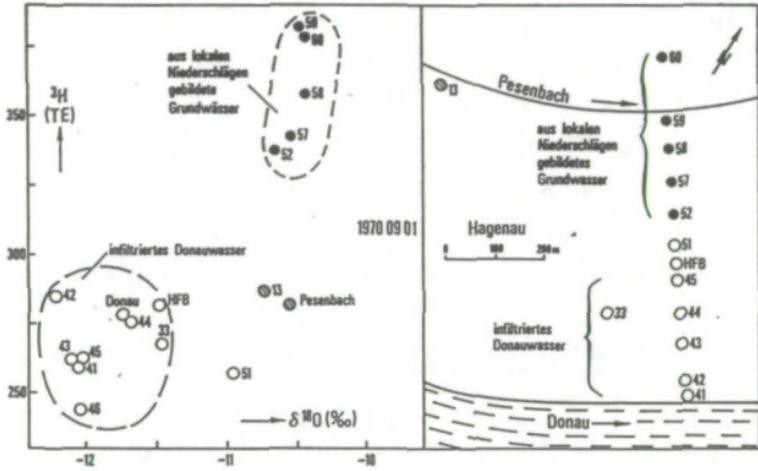
### **Zur Anwendung von Isotopenmessungen**

Die Isotopenverhältnisse mit ihren örtlichen und zeitlichen Schwankungen bedeuten eine weltweite Markierung der Wässer des natürlichen Kreislaufes. Die Isotopenzusammensetzung in Grund- und Oberflächenwässern ist durch die Werte der Niederschläge in ihren Einzugsgebieten und deren Modifikation durch Mischungsvorgänge und Isotopenfraktionierung – bei  $^3\text{H}$  auch durch den radioaktiven Zerfall – auf dem Weg des Wassers vom Einzugsgebiet bis zur Meßstelle gegeben. Die Isotopenverhältnisse werden dabei vom durchflossenen Material im allgemeinen nicht verändert. Während die Wasserchemie bei Grundwässern im wesentlichen Aussagen über den

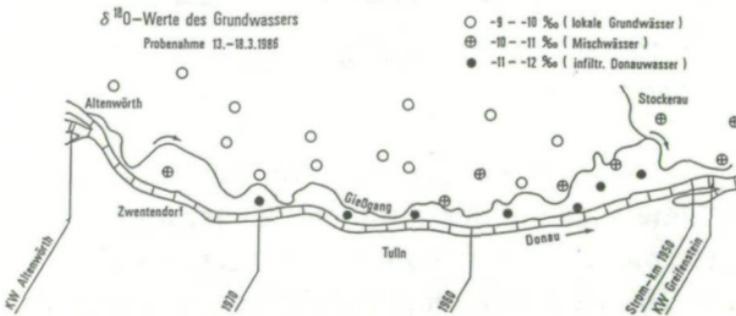
vom Wasser durchflossenen Grundwasserleiter liefert, geben die Isotopendaten Auskunft über das Wasser selbst, über seine Herkunft und seinen Weg. Aus dem  $^3\text{H}$ -Gehalt können zusätzlich Rückschlüsse auf das Alter von Wässern gezogen werden.

#### **a) Unterscheidung von Wässern bzw. Wasserkörpern**

Die Anwendung von Isotopenmessungen ist zunächst überall dort hilfreich, wo es um die Abgrenzung von Wasserkörpern oder die Untersuchung von Mischungsvorgängen geht. Voraussetzung ist dabei, daß sich die beteiligten Wässer in zumindest einem der Isotopenverhältnisse unterscheiden. Beispielsweise unterscheidet sich in den Grundwasserleiter infiltrierendes Donauwasser wegen seiner Herkunft aus einem höhergelegenen Einzugsgebiet deutlich in seiner Isotopenzusammensetzung von den aus lokalen Niederschlägen gebildeten Grundwässern. So konnten bei Beweissicherungsarbeiten vor dem Bau des Donaukraftwerkes Ottensheim deutlich die vom Donauwasser beeinflussten Grundwasserbereiche abgegrenzt und der Nachweis geführt werden, daß beim damaligen Wasserstand der Donau der Horizontalfilterbrunnen II in Goldwörth/Hagenau fast ausschließlich Uferfiltrat förderte (Abb. 7). Auf gleiche Weise ist es auch möglich, mit Isotopenuntersuchungen die Auswirkung von Gießgängen bei Donaukraftwerken (Abb. 8) oder des geplanten Marchfeldkanals für die Dotierung des Grundwassers über längere Zeiträume zu verfolgen.

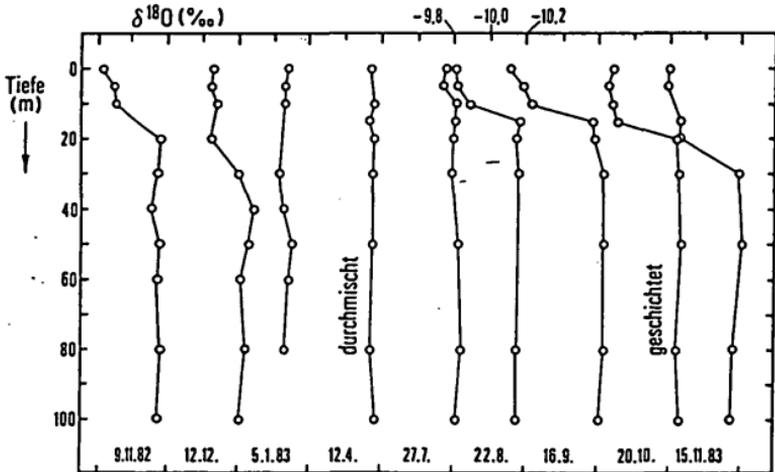


**Abb. 7:** Beispiel für Beweissicherung beim Bau von Flußkraftwerken: Herkunft des Wassers im Horizontalfilterbrunnen 2 in Goldwörth/Hagenau (Wasserversorgung der Stadt Linz). Unterscheidung zwischen infiltriertem Donauwasser und aus lokalen Niederschlägen gebildetem Grundwasser mit Hilfe von Isotopenmessungen.



**Abb. 8:** Bestimmung der Herkunft des Grundwassers im Bereich des Gießganges beim Donaustau Greifenstein mit Hilfe von  $^{18}\text{O}$ -Messungen.

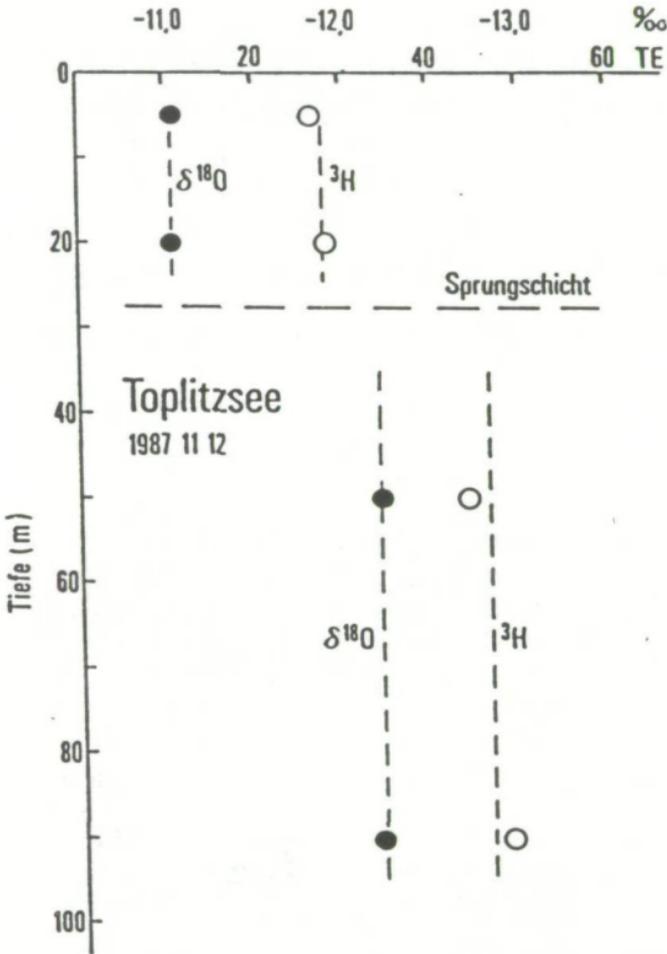
Eine andere Anwendung ist die Verfolgung von Schichtungsprozessen in Seen. Beim Attersee ist beispielsweise aus dem Verlauf des  $^{18}\text{O}$ -Gehaltes in Abhängigkeit von der Wassertiefe deutlich eine Schichtungsabildung im Sommer und die Rückkehr zur vollständigen Durchmischung im Winter zu erkennen (Abb. 9). Bei den Forschungsarbeiten im



**Abb. 9:** Hinweise aus  $^{18}\text{O}$ -Messungen auf die Ausbildung von Schichtungen im Attersee.

Toplitzsee unter Einsatz eines Tauchbootes wurden zur Untersuchung der „uralten“ Tiefenwässer auch Wasserproben für Isotopenmessungen entnommen (Abb. 10). Zum Zeitpunkt der Probenahme liegt eine ausgeprägte Schichtung des Seewassers vor – folgt sowohl aus  $^3\text{H}$ - als auch aus  $^{18}\text{O}$ -Werten –, aus dem  $^3\text{H}$ -Gehalt des Tiefenwassers läßt sich eine mittlere

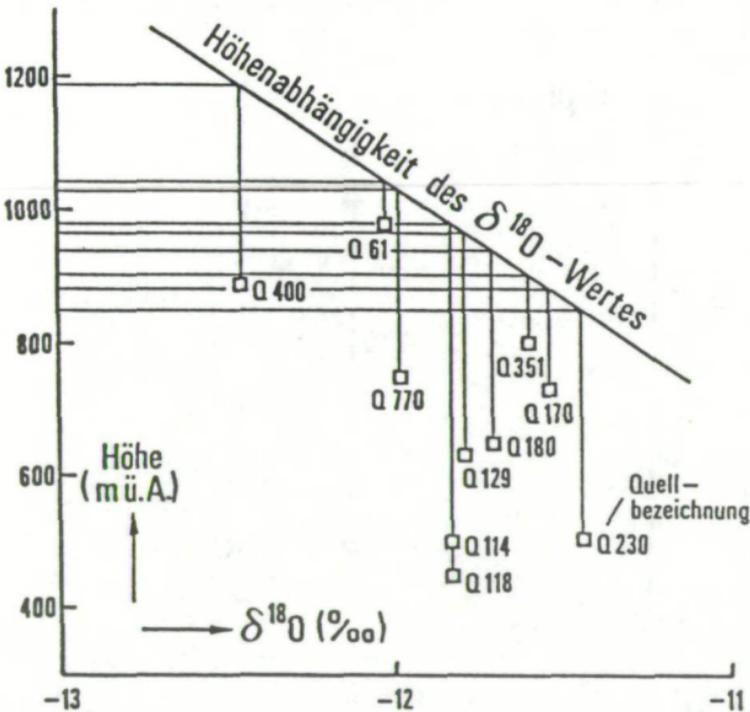
Verweilzeit von nicht mehr als ungefähr 8 Jahren abschätzen.



**Abb. 10:** Schichtung im Topfritzsee am 27. 11. 1987; aus dem  $^3H$ -Gehalt des Tiefenwassers läßt sich auf eine mittlere Verweilzeit von ungefähr 7 - 9 Jahren schließen.

### b) Bestimmung der Herkunft von Wässern

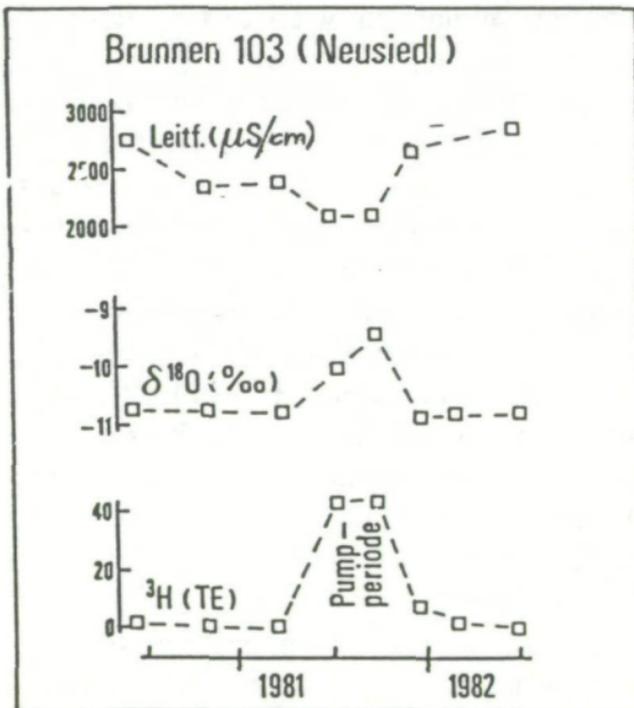
Mitverantwortlich für den Aufschwung, den der Einsatz von Isotopenmethoden in den letzten Jahren genommen hat, ist wohl, daß aus dem  $^2\text{H}$ - bzw.  $^{18}\text{O}$ -Gehalt von Quellwässern auf die mittlere Höhe der Einzugsgebiete der Quellen geschlossen werden kann (Abb. 11). Voraussetzung dafür ist die Kenntnis des Höheneffektes im Untersuchungsgebiet, d.h. die Abnahme des  $^2\text{H}$ - bzw.  $^{18}\text{O}$ -Gehaltes des Niederschlagswassers mit zunehmender orographischer



**Abb. 11:** Herkunft von Quellwässern: Bestimmung der mittleren Höhe der Einzugsgebiete von Quellen aus dem  $\delta^{18}\text{O}$ -Jahresmittel am Beispiel des Erlaufgebietes (Q 400 = Erlaufursprung).

Höhe. Unter Einbeziehung des zeitlichen Verlaufes der Isotopengehalte in Quellwässern und der Altersinformation aus dem  $^3\text{H}$ -Gehalt sind zusätzlich Rückschlüsse auf die geologische Herkunft der Wasser möglich.

Eine häufige Fragestellung in der wasserwirtschaftlichen Praxis ist die nach der Herkunft von Brunnenwässern. Die Leistungsfähigkeit von Isotopenmessungen hierbei sei am Beispiel eines Brunnens in Neusiedl gezeigt (Abb. 12). Bei diesem Brunnen, in dem

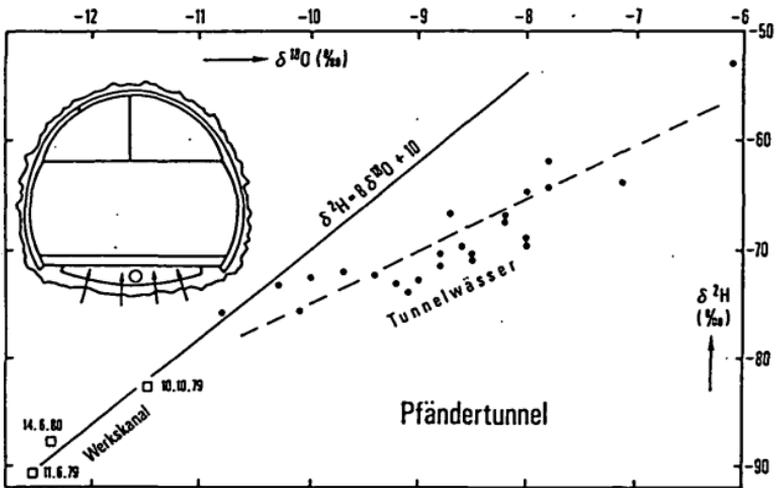


**Abb. 12:** Herkunft von Brunnenwässern: zeitliche Änderung von Leitfähigkeit,  $^3\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalt im Brunnen 103 (Neusiedl) während einer länger andauernden Wasserentnahme.

normalerweise altes,  $^3\text{H}$ -freies Wasser gefördert wird, kam es während einer länger andauernden Wasserentnahme zu einer Veränderung der Isotopenverhältnisse und der Leitfähigkeit. Mit zunehmender Entnahmemenge bzw. Entnahmedauer wird dort neben altem Wasser auch oberflächennahes Wasser gefördert, was einerseits für eine geringe Ergiebigkeit des tieferen Horizontes spricht und andererseits auf mögliche Umweltbeeinflussungen der Wasserqualität hinweist. Nach Beendigung der Wasserentnahme stellten sich allmählich wieder die ursprünglichen Werte ein.

Beim Bau des Pfändertunnels trat die Frage nach der Herkunft von Wässern im Sohlbereich auf. Es war dabei zwischen Betriebswasser und autochthonen Bergwässern zu unterscheiden. Das Betriebswasser war aus einem Seitenkanal der Bregenzer Ach entnommen worden, deren Wasser aus einem höher gelegenen Einzugsgebiet stammt. Somit waren unter anderem Unterschiede im  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalt zu erwarten. Die Untersuchungsergebnisse schlossen eine Herkunft der Tunnelwässer aus dem verwendeten Betriebswasser aus (Abb. 13). Diese Schlußfolgerung wurde zudem durch Unterschiede im  $^3\text{H}$ -Gehalt bestätigt.

Die sogenannten „Kochbrunnen“ im Neusiedlersee bei Rust werden in der Literatur als unterseeische Gas- und Wasseraustritte beschrieben, die auch bei geschlossener Eisdecke nicht zufrieren. Die Ergebnisse von Isotopenmessungen schließen ein Aus-



**Abb. 13:**  $^2\text{H}$ - und  $^{18}\text{O}$ -Gehalte von Betriebswasser (Werkskanal) und Tunnelwässern beim Bau des Pfändertunnels.

treten von Grundwasser an diesen Stellen aus (Abb. 3), offensichtlich reichen die Temperatur des austretenden Gases und die durch die aufsteigenden Gasblasen erzeugte Turbulenz aus, diese Stellen eisfrei zu halten.

### c) Bestimmung des Alters von Wässern

Ein breites Anwendungsgebiet für Isotopenmessungen ist die Bestimmung von Verweilzeiten – „Wasseraltern“ – bei Grundwässern. Unter „Alter“ ist dabei jene Zeitspanne zu verstehen, die seit dem Auftreffen des Niederschlagswassers auf der Erdoberfläche verstrichen ist. Die Verweilzeiten geben unter anderem Auskunft über Grundwassererneuerung, hydraulische Eigenschaften des Grundwasserleiters,

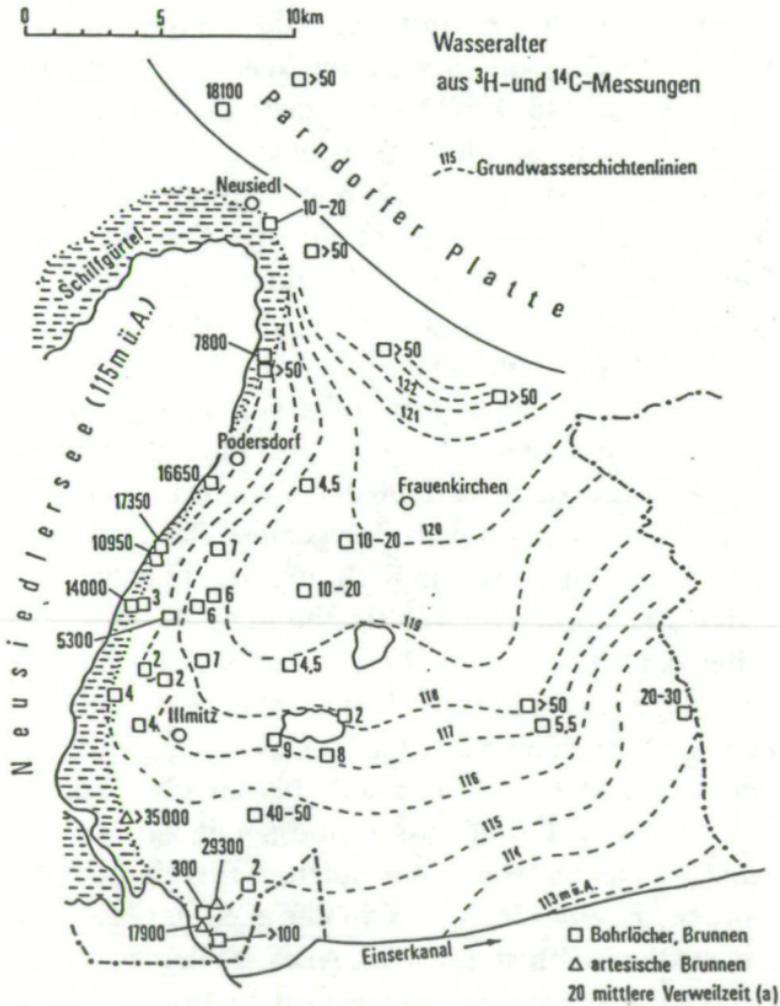
Umweltsicherheit von Wasservorkommen, Herkunft und zu erwartende Qualität von Wässern.

Zur Bestimmung von Wasseraltern kann zunächst die jahreszeitliche Schwankung der Isotopenverhältnisse im Niederschlag als Eingangssignal verwendet werden (Abb. 2 und 5), solange – bei nicht zu hohen Verweilzeiten – im Grundwasserleiter ein entsprechendes Ausgangssignal nachweisbar ist. Unmittelbare Altersinformation können  $^3\text{H}$ -Messungen liefern, beispielsweise enthalten  $^3\text{H}$ -freie Grundwässer keine jungen Anteile, d.h. kein Wasser, das aus Niederschlägen seit Beginn der Wasserstoffbombenversuche – seit 1952 – stammt.  $^3\text{H}$ -Zeitreihen von Grundwässern über mehrere Jahre können neben Hinweisen auf die mittlere Verweilzeit des Wassers zusätzlich Einblick in das hydraulische Geschehen geben (Modellrechnungen). Voraussetzung hierfür ist die Kenntnis des  $^3\text{H}$ -Gehaltes der Niederschläge über einen längeren Zeitraum (Abb. 5). Bei höheren Wasseraltern wird zur Datierung die Radiokohlenstoff ( $^{14}\text{C}$ )-Methode eingesetzt.

Unter besonderen Verhältnissen – wie z. B. im Seewinkel im Burgenland – ist auch bis zu einem gewissen Grad eine indirekte Datierung alter Wässer über den  $^{18}\text{O}$ - bzw.  $^2\text{H}$ -Gehalt möglich. Im Seewinkel wird dies durch die geringen Höhenunterschiede ermöglicht, als deren Folge Höheneffekte für die Isotopenverhältnisse der Niederschläge keine Rolle spielen. Somit hängt der  $^{18}\text{O}$ -Gehalt der Niederschläge und der aus ihnen gebildeten Grundwässer im

wesentlichen von der mittleren Jahrestemperatur ab. In den  $^{18}\text{O}$ -Gehalten der älteren Wässer müssen sich demnach die starken Klimaschwankungen an der Wende Pleistozän-Holozän widerspiegeln. So liegt beispielsweise das alte  $^3\text{H}$ -freie – Brunnenwasser in Abb. 12 deutlich niedriger in seinem  $^{18}\text{O}$ -Gehalt.

Der Seewinkel ist ein Beispiel dafür, wie das Ergebnis von Isotopenuntersuchungen ein bis dahin allgemein akzeptiertes – offenbar ungenaues – Bild von Grundwasserverhältnissen völlig verändern und der Wirklichkeit näherbringen kann. Ging man früher entsprechend dem Verlauf der Grundwasserschichtenlinien von einer mehr oder weniger gleichmäßigen Grundwasserströmung in Richtung Neusiedlersee aus (Abb. 14), so brachte die Bestimmung der Verweilzeiten der Grundwässer Hinweise auf außerordentlich inhomogene Verhältnisse. Außerdem weist ein Teil der oberflächennahen Grundwässer in Seenähe überraschend hohe Alter auf, bis zu über 30.000 Jahren. Diese Grundwässer sind somit aus Niederschlägen gegen Ende der letzten Eiszeit gebildet worden, zu einer Zeit also, in der auch der moderne Neusiedlersee entstanden ist. Alles in allem ist dieses Ergebnis ein Hinweis auf ungünstige Voraussetzungen für größere Wasserentnahmen aus dem Grundwasserkörper und eine Warnung, daß jeder Eingriff ins Grundwasser in diesem Gebiet wegen der Langzeitauswirkungen besonders gut überlegt werden sollte. Andererseits bedeuten diese Ergebnisse, daß der Grundwasserzufluß aus dem Seewinkel zum



**Abb. 14:** Mittlere Verweilzeit der Grundwässer im Seewinkel (Burgenland), abgeschätzt aus  $^3\text{H}$ -Zeitreihen und  $^{14}\text{C}$ -Bestimmungen.

Neusiedlersee – und damit auch der Nähr- und Schadstoffeintrag über das Grundwasser – sehr gering ist. Aus den Isotopendaten läßt sich schließlich auch

ein hydrogeologisches Modell für das Ostufer des Neusiedlersees ableiten (Abb. 15).

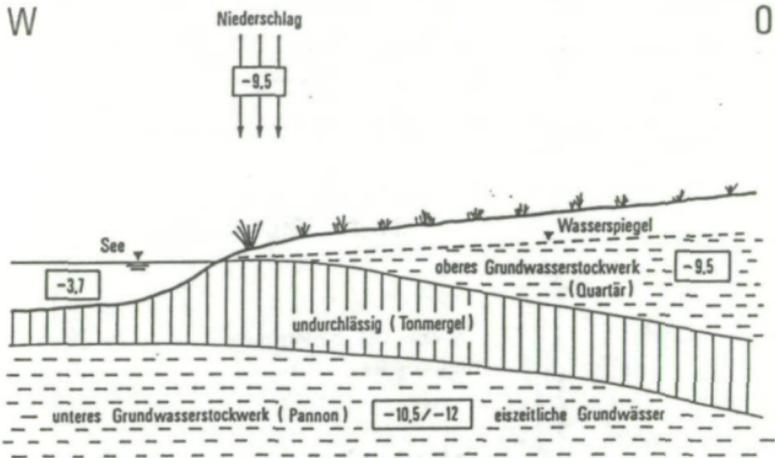


Abb. 15: Generalisierte Modellvorstellung über die hydrogeologischen Verhältnisse am Ostufer des Neusiedlersees mit Angabe der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der verschiedenen Wässer.

### d) Retrospektive Untersuchungen

In Sonderfällen erlauben Isotopenmessungen auch die retrospektive Untersuchung von Umwelteignissen. So kam es beispielsweise in den Ostalpen in den Niederschlägen vom Mai 1974 zu einer regional begrenzten, starken Anhebung des  $^3\text{H}$ -Gehaltes. Aus der Überlegung heraus, daß sich dieser  $^3\text{H}$ -Anstieg im betroffenen Gebiet in den Jahresringen der Bäume abgezeichnet haben müßte, wurde Zellulose – unterliegt mit Ausnahme der OH-Gruppen keinem nachträglichen Isotopenaustausch – aus den entsprechenden Jahresringen isoliert und untersucht. Für

das betroffene Gebiet wurde ein deutlich höherer  $^3\text{H}$ -Gehalt im Jahresring 1974 festgestellt als für die nicht betroffene Umgebung, und im langjährigen  $^3\text{H}$ -Verlauf zeichnet sich das Ereignis als deutliches Maximum ab (Abb. 16). Somit könnte dieses

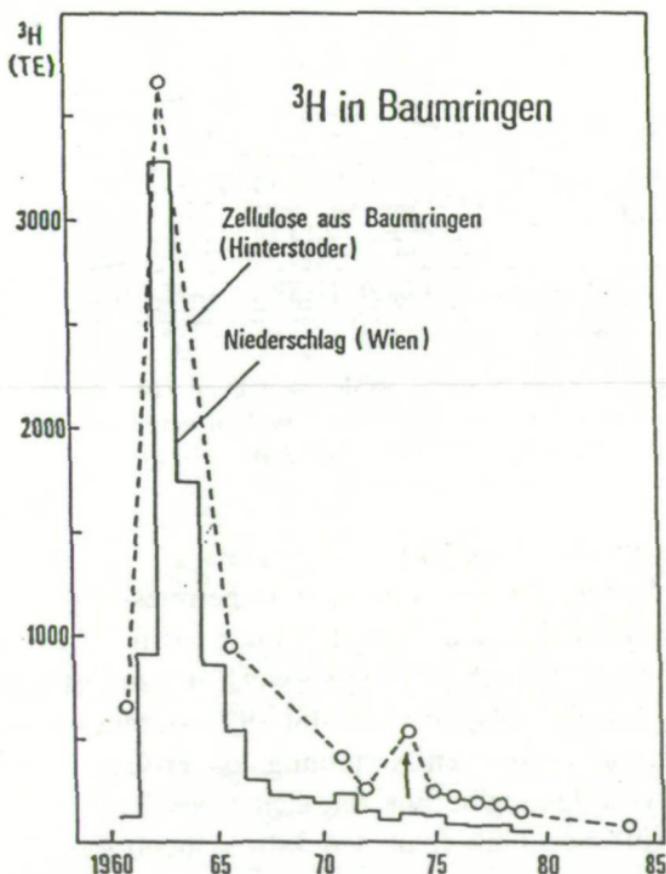
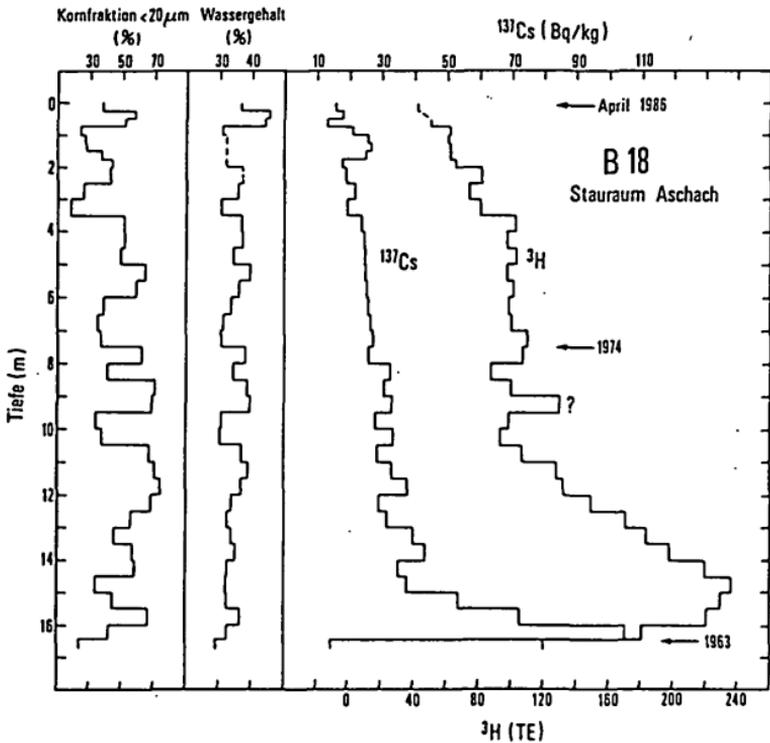


Abb. 16:  $^3\text{H}$ -Chronologie in Bäumen: Verlauf des  $^3\text{H}$ -Gehaltes in der Zellulose von Baumringen für Hinterstoder; Nachweis des erhöhten  $^3\text{H}$ -Gehaltes im Niederschlag von Hinterstoder im Mai 1974.

Verfahren als Kontrollmethode für  $^3\text{H}$ -Abgaben der Kernindustrie an die Umwelt eingesetzt werden. Im Porenwasser aus einer oberhalb des Donaukraftwerkes Aschach durch 17 m mächtige Stauraumsedimente abgeteufte Bohrung wurde die vollständige „Geschichte“ der  $^3\text{H}$ -Konzentration in der Umwelt gefunden (Abb. 17). In diesen mit einer



**Abb. 17:** Stauraum Aschach, Bohrung B 18 (22. 4. 1986): Kornfraktionsanteil  $< 20 \mu\text{m}$ , Wassergehalt (in % des Feuchtgewichtes),  $^{137}\text{Cs}$ -Aktivität der Kornfraktion  $< 20 \mu\text{m}$  und  $^3\text{H}$ -Gehalt des Porenwassers in Abhängigkeit von der Bohrlochtiefe.

mittleren Sedimentationsrate von ungefähr  $3/4$  m pro Jahr abgelagerten Feinsedimenten wird das beim Absetzvorgang eingeschlossene Wasser offensichtlich später nicht mehr ausgetauscht, sodaß im Stauraum Aschach, wo die Donau um die Jahreswende 1963/64 aufgestaut worden ist, in den untersten Schichten der Stauraumsedimente nach wie vor Donauwasser mit hohem  $^3\text{H}$ -Gehalt aus den sechziger Jahren angetroffen werden kann. Der  $^3\text{H}$ -Gehalt des Porenwassers kann somit zur Datierung der Stauraumsedimente benützt werden. Sedimentationslücken – und damit Erosionsvorgänge – können aus Unstetigkeiten im Verlauf des  $^3\text{H}$ -Gehaltes im Sedimentprofil erkannt werden, aus dem  $^{18}\text{O}$ -Gehalt des Porenwassers kann auf die Jahreszeit der Sedimentbildung geschlossen werden.

Die breiteste Anwendung haben retrospektive Isotopenuntersuchungen wohl in der Paläoklimatologie gefunden. So wurde durch  $^{18}\text{O}$ -Untersuchungen am Eis der nichttemperierten Gletscher Grönlands der genaue Temperaturverlauf während der letzten 100.000 Jahre ermittelt. Noch wesentlich größere Zeiträume lassen sich mit  $^{18}\text{O}$ -Untersuchungen an Fossilien überstreichen. Das Sauerstoffisotopenverhältnis gibt dabei Hinweise auf die Temperatur des Wassers, in dem der Organismus gelebt hat.

### **Schlußbemerkung**

Schon seit geraumer Zeit hat sich die Erkenntnis durchgesetzt, daß für die Verteilung des Rohstoffes

Wasser nicht allein der Pumpversuch – der die technisch förderbare Wassermenge angibt – die Grundlage bilden darf, sondern daß der Nachweis der auf Dauer gewinnbaren Wassermenge gleichbleibender Qualität zur Grundlage der Verteilung gemacht werden muß. Voraussetzung für eine solche Bewirtschaftung ist eine „Inventarisierung“ der Wasservorkommen, das heißt eine möglichst genaue Erfassung des Wasserdargebotes und aller Faktoren, die darauf Einfluß haben, sowie die Beobachtung der Auswirkungen von Eingriffen in den Wasserhaushalt. Dabei können Isotopenmethoden einen wichtigen Beitrag leisten. Zum einen haben sie eine Reihe von Parametern, die zuvor eher spekulativ abgeschätzt worden waren, in den Bereich des Meßbaren gerückt, zum andern kann ihre Anwendung in vielen Fällen langdauernde und kostspielige „klassische“ Untersuchungen ersetzen. Die Entwicklung der Isotopenmeßtechnik im letzten Jahrzehnt hat es ermöglicht, daß Isotopenmessungen heute in großem Maßstab für hydrologische Untersuchungen eingesetzt werden können. Einen zusätzlichen Auftrieb hat die Anwendung von Isotopenmessungen in jüngerer Zeit dadurch erfahren, daß sich diese Methode hervorragend zur Untersuchung von Wechselwirkungen in der Umwelt eignet, sei es bei der Wasserversorgung, in der Energiewirtschaft, im Tiefbau oder beim Schutz der Wasserumwelt.

**Anschrift des Verfassers:**

**Dr. Dieter Rank**

**Bundesversuchs- und Forschungsanstalt Arsenal**

**Faradaygasse 3, Objekt 299**

**1030 Wien**

# ZOBODAT - [www.zobodat.at](http://www.zobodat.at)

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Schriften des Vereins zur Verbreitung naturwissenschaftlicher Kenntnisse Wien](#)

Jahr/Year: 1989

Band/Volume: [127-128](#)

Autor(en)/Author(s): Rank Dieter

Artikel/Article: [Isotopenverhältnisse - die Fingerabdrücke des Wassers. 147-176](#)