

Tracer Signal

- Künstliche Tracer (Artificial Tracer)

„Wissenschaftliches Experiment“



Punkt, Linien-, Flächenauftrag

Puls, Kontinuierliche, Dirac'sche Einspeisung

„Anthropogenic“ Exp.

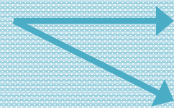


Immissionen (^3H ..)

Boden Immissionen (Dünger)

- Natürliche Tracer (Environmental Tracer)

Isotope



Herkunftsraum

Zeit (Verweilzeit, Altersdatierung)

Natürliche Tracer: „Nutzung“

- Vorteile
 - Flächenhafte, kontinuierliche Markierung über den Niederschlag
 - Große Skalen in Raum und Zeit möglich
 - Geeignet für Einzugsgebietsuntersuchungen
- Nachteile
 - Räumlich-zeitliche Variabilität des Inputs und im System nur schwer erfassbar
 - Inputsignal oft relativ schwach



Anwendungsgebiete stabile Umweltisotope

- Abflusskomponententrennung mit Ganglinienseparation
- Bestimmung von Verweilzeiten
- Grundwasserneubildung
- Interaktion Oberflächen- Grundwasser
- Rekonstruktion von Paläoklimaten

Isotope

Stabile Isotope

Kein Zerfall, stabil
Examples: ^{18}O , ^2H , ^{13}C

Radioactive Isotope

Alpha, Beta oder Gamma
Zerfall
 ^3H (Tritium), ^{14}C

Definition Isotope

- Isotope sind Nuklide mit gleicher Ordnungszahl, aber unterschiedlicher Massenzahl
- Isotope stehen am gleichen Ort (griech. ισοτόπος – gleicher Ort) im Periodensystem
- Isotope eines Elements bezeichnen also Atome, die eine gleiche Anzahl von Protonen und eine unterschiedliche Anzahl von Neutronen im Atomkern haben

Was ist ein Isotop?



Z = Anzahl der Protonen (or atomic number)

N = Anzahl der Neutronen

N+Z = Masse

Natürliche Isotopenhäufigkeit von wichtigen stabilen Isotopen

Element	Isotopes	Z	N	Atomic Mass	Abundance [%]
Wasserstoff	1H	1	0	1.0078	99.984
	2H	1	1	2.0141	0.0156
Kohlenstoff	12C	6	6	12.0000	98.892
	13C	6	7	13.0034	1.108
Stickstoff	14N	7	7	14.0031	99.635
	15N	7	8	15.0001	0.365
Sauerstoff	16O	8	8	15.9949	99.759
	17O	8	9	16.9991	0.037
	18O	8	10	17.9992	0.204
Schwefel	32S	16	16	31.9721	95.02
	33S	16	17	32.9714	0.76
	34S	16	18	33.9676	4.22
	36S	16	20	35.9671	0.014

Messung von stabilen Isotopen

- Messung der absoluten Isotopenhäufigkeit ist schwierig
- Deshalb werden die unterschiedlichen Isotopenverhältnisse gemessen bezüglich eines Referenzmaterials
- Dadurch kann die höchste Genauigkeit erreicht werden

$$\delta_{\text{Probe}} = \left(\frac{R_{\text{Probe}} - R_{\text{Standard}}}{R_{\text{Standard}}} \right) \cdot 1000 \quad [‰]$$

$$\text{mit : } R = \frac{{}^{18}\text{O}}{{}^{16}\text{O}} \quad \text{bzw.} \quad \frac{{}^2\text{H}}{{}^1\text{H}}$$

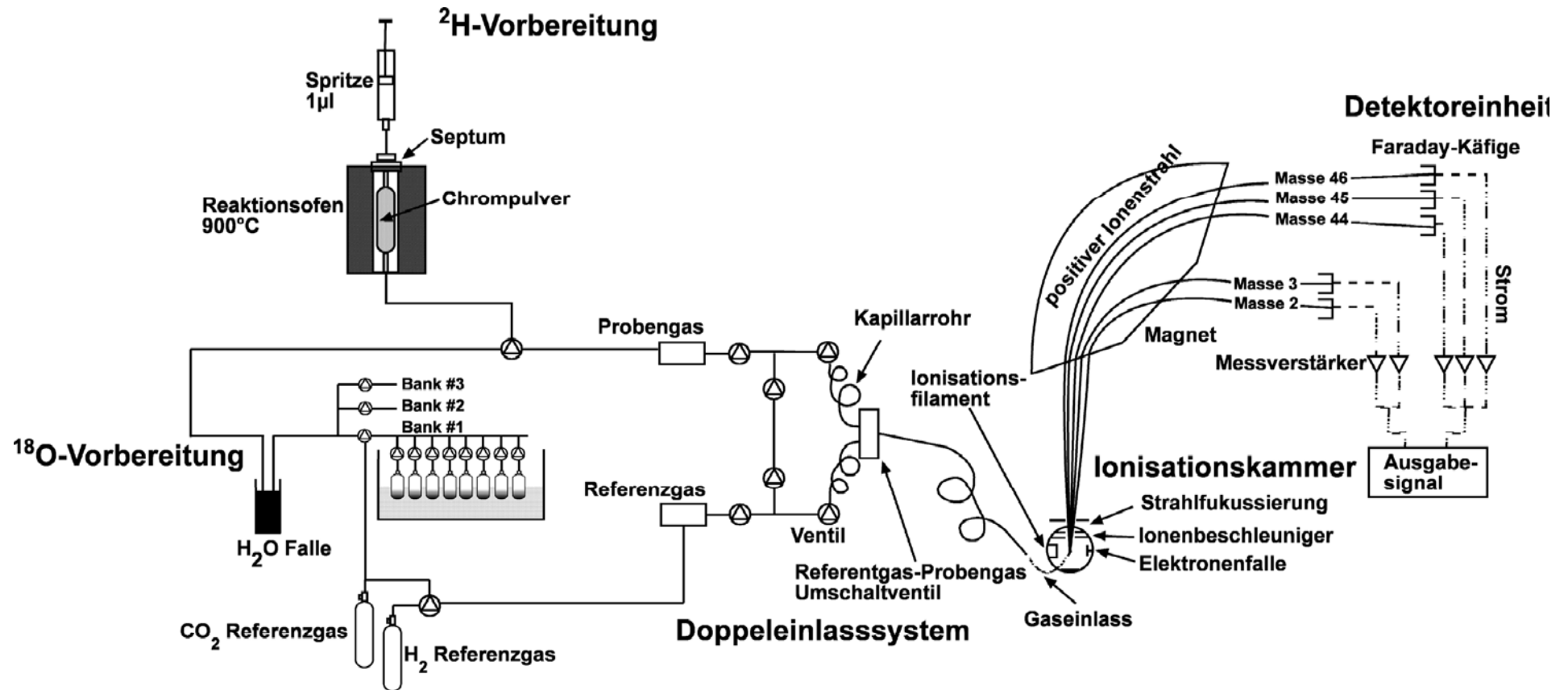
δ -Werte = relative Werte [‰]

- keine Konzentration, könnte aber ausgerechnet werden
wenn bezogen auf internationale Standards, dann:
[‰ bzgl. V-SMOW]

Messmethoden

- Radiometry (decay counting, radioisotopes):
 - Proportional Gas Counters (PGC): gases
 - Liquid Scintillation Counters (LSC): liquids
- Mass spectrometry (mass separation, stable isotopes)
 - Isotope Ratio Mass Spec. (IRMS): stable isotopes
 - Accelerator Mass Spec. (AMS): rare radioisotopes
- Cavity Ring Down Spectroscopy
 - Isotope Water Vapor Analyser

Messprinzip IRMS



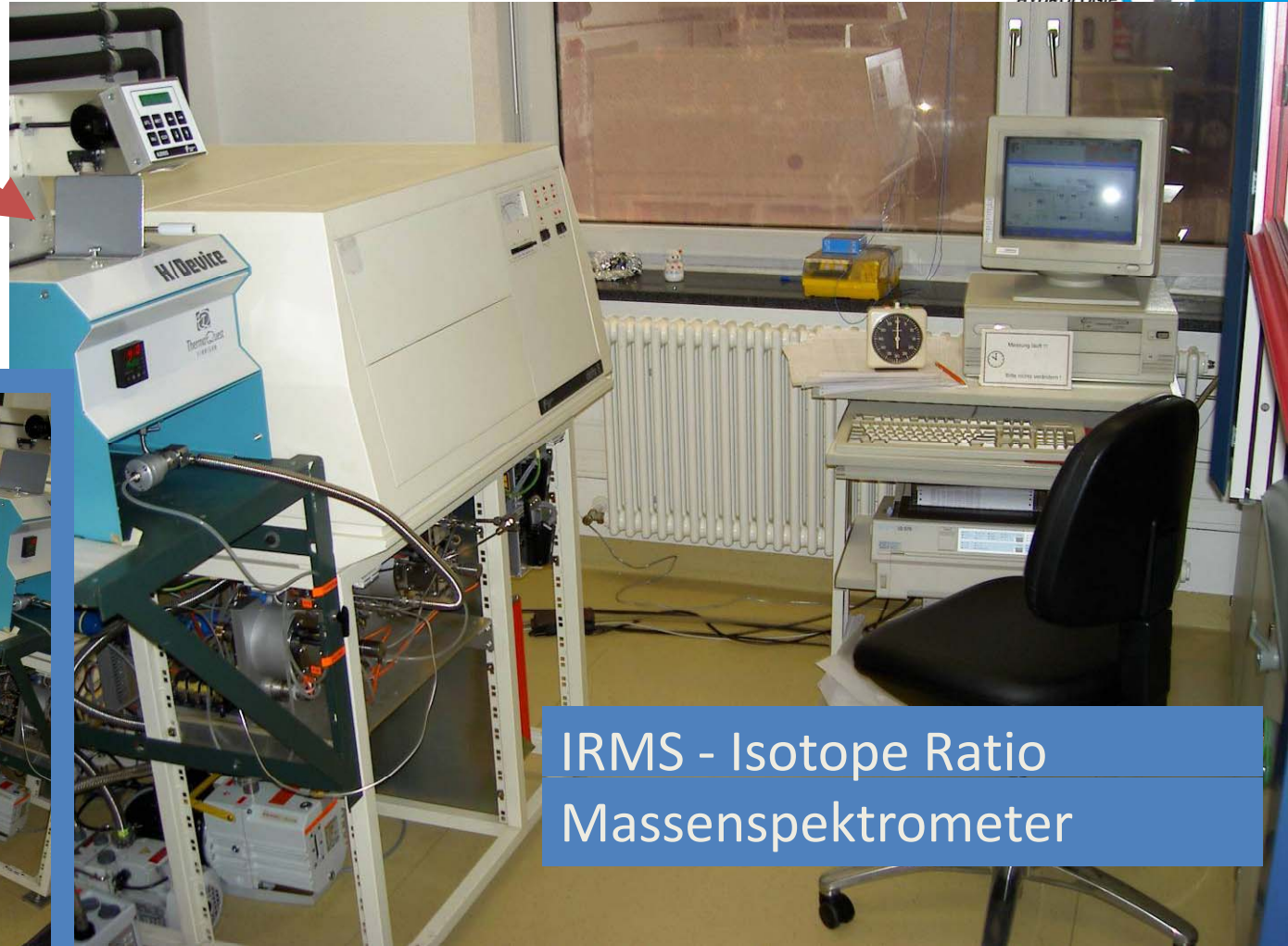
Zur Messung der Isotopenverhältnisse

- Nutzung der untersch. Isotopenverhältnisse
- Massenspektrometrisch
- Messung im Hochvakuum in Gasform

- Trägergas für O-18: CO_2
- Trägergas für D: H_2

Labor

H-Device



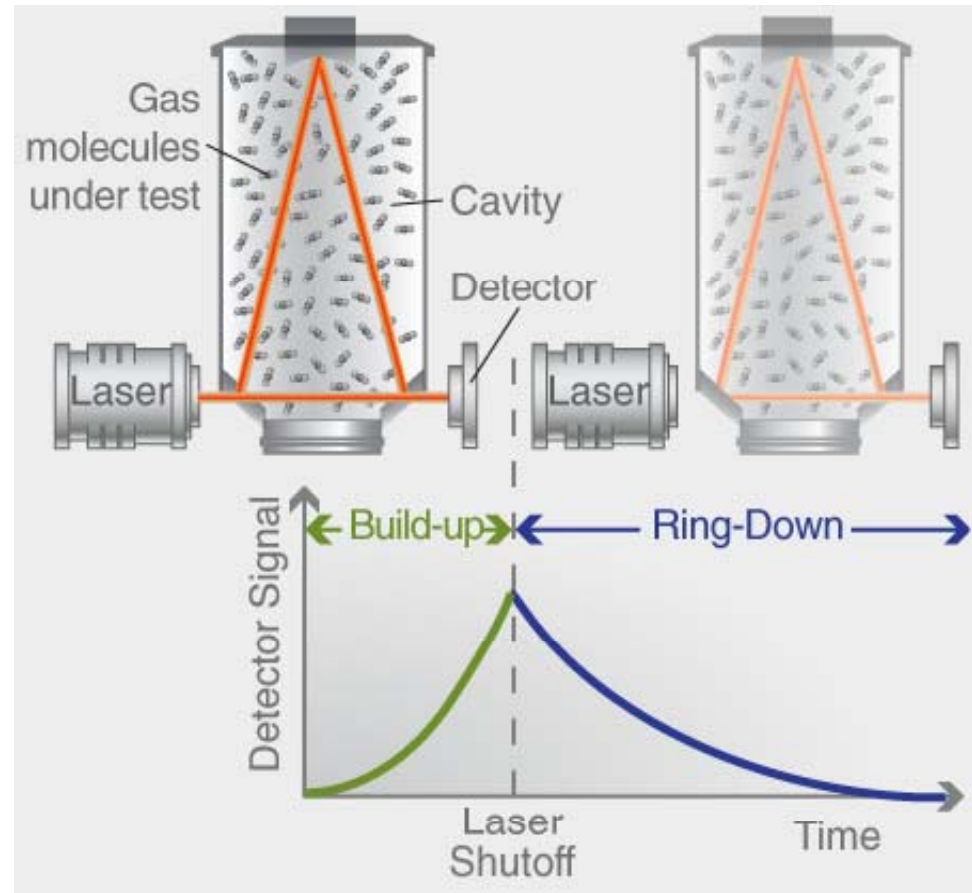
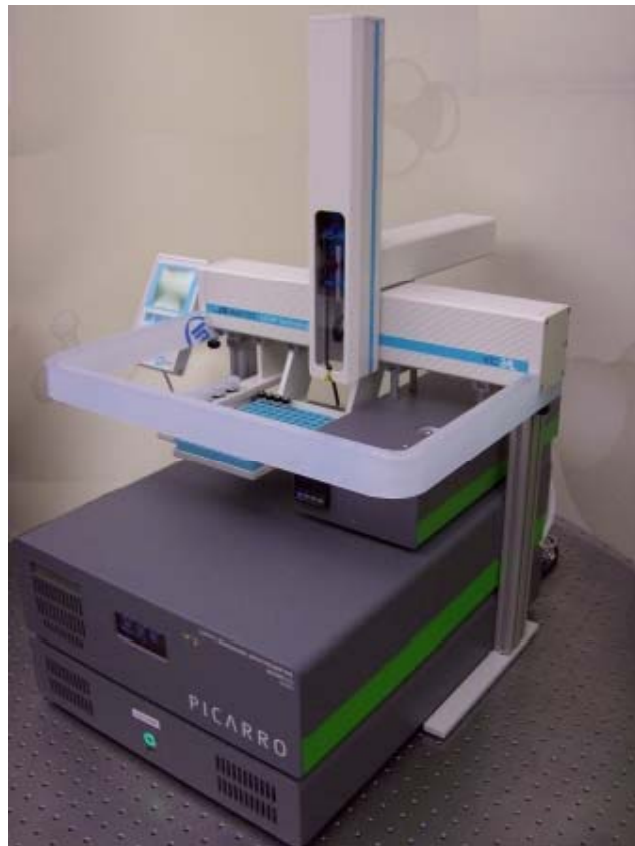
IRMS - Isotope Ratio
Massenspektrometer



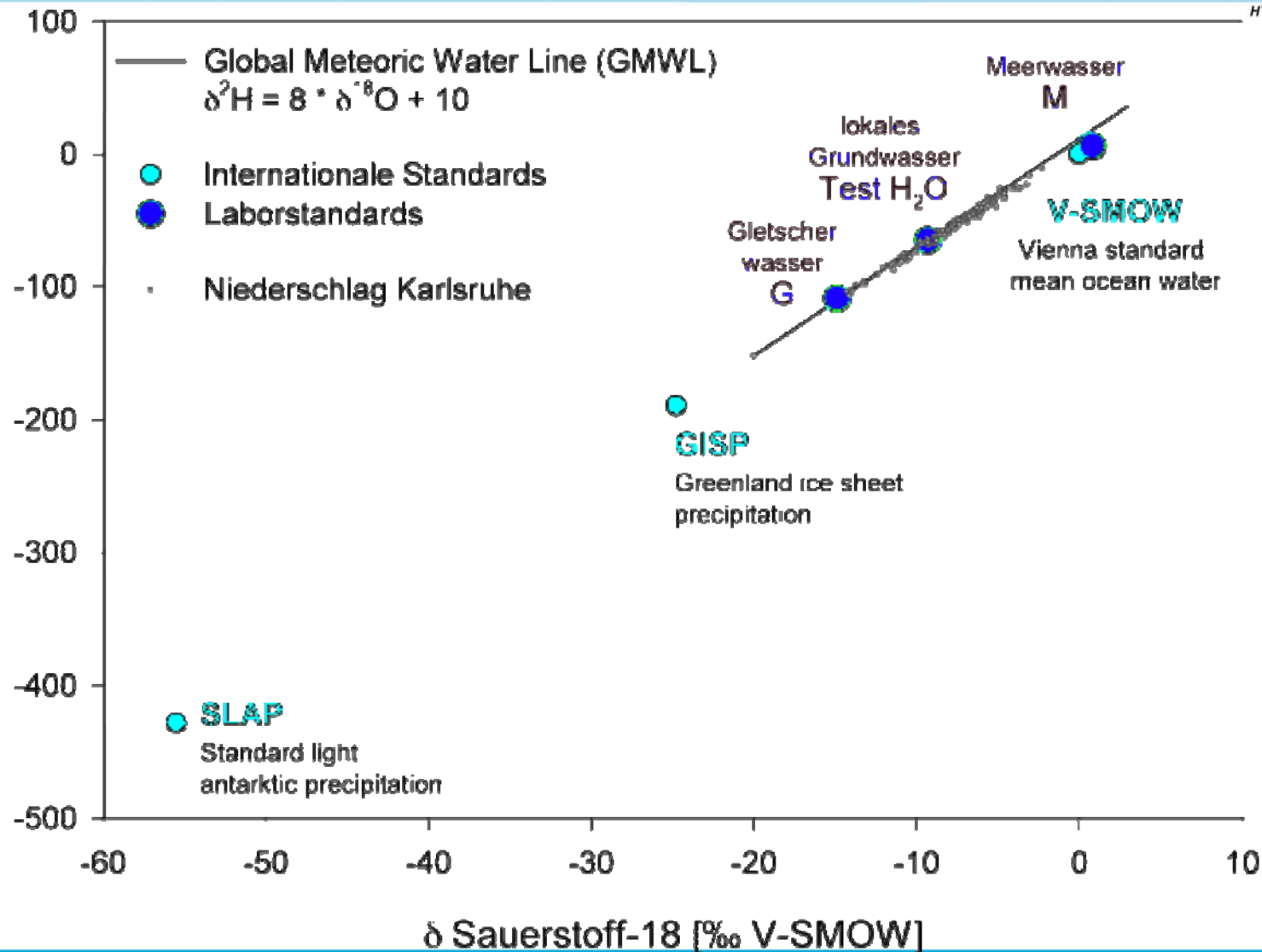
CO₂ Equilibriereinheit

Isotope Water Vapor Analyser

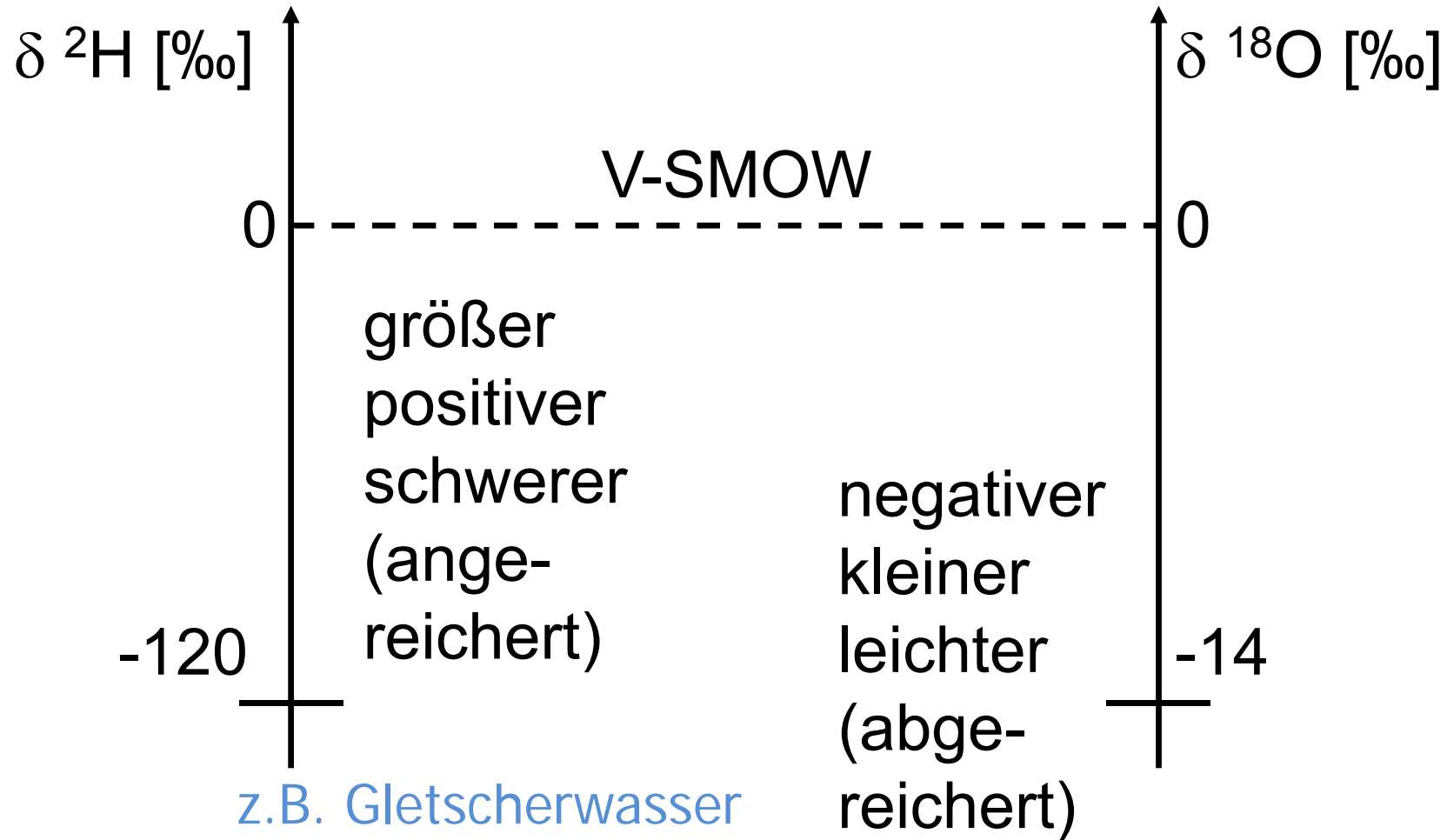
- Cavity Ring Down Spectroscopy



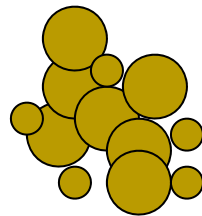
Standards



Begriffe

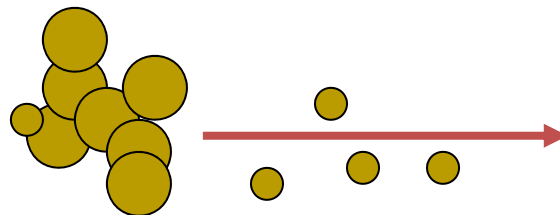


Isotopenfraktionierung



● ^{16}O (leichtes Element)

● ^{18}O (schweres Element)



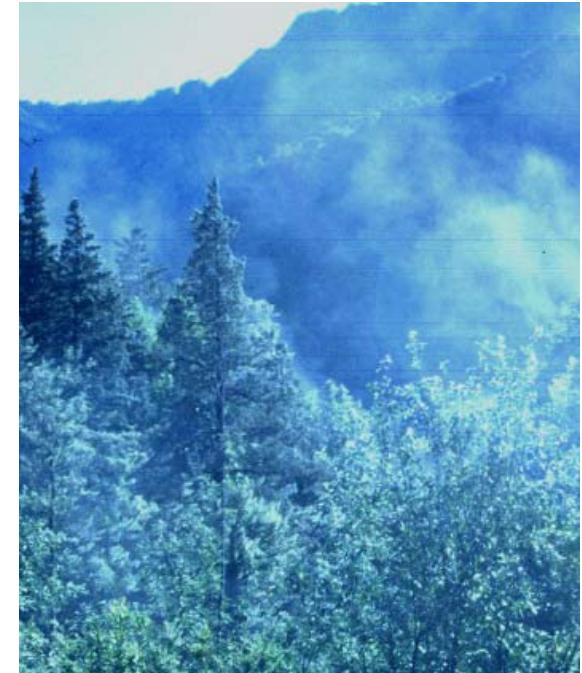
Fractionierung

Chemical and biological processes can sort the light elements from the heavy elements

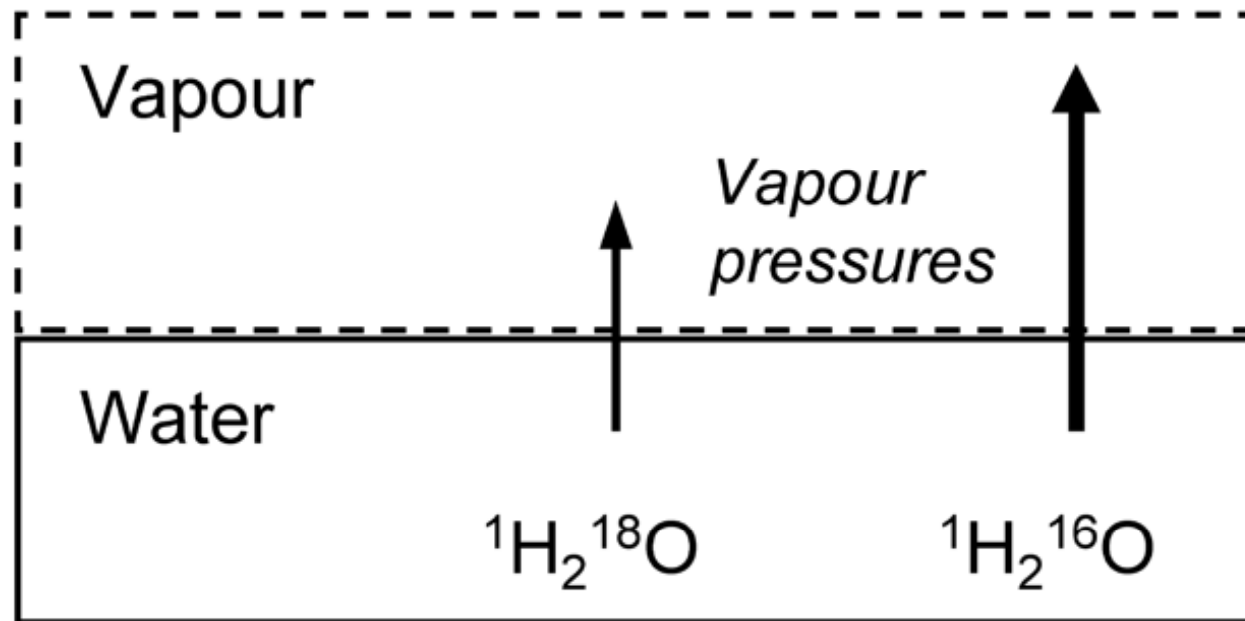
Änderung des δ - Wertes

Isotopenfraktionierung

- Physikalische Unterschiede - Masse
 - H^2HO (Masse 19)
 - HH^{18}O (Masse 20)
 - H^3HO (Masse 20)
- in Dampfdruck und Schmelzpunkt führt bei Phasenübergängen (z.B. Verdunstung, Kondensation ...) zu unterschiedlicher Verteilung



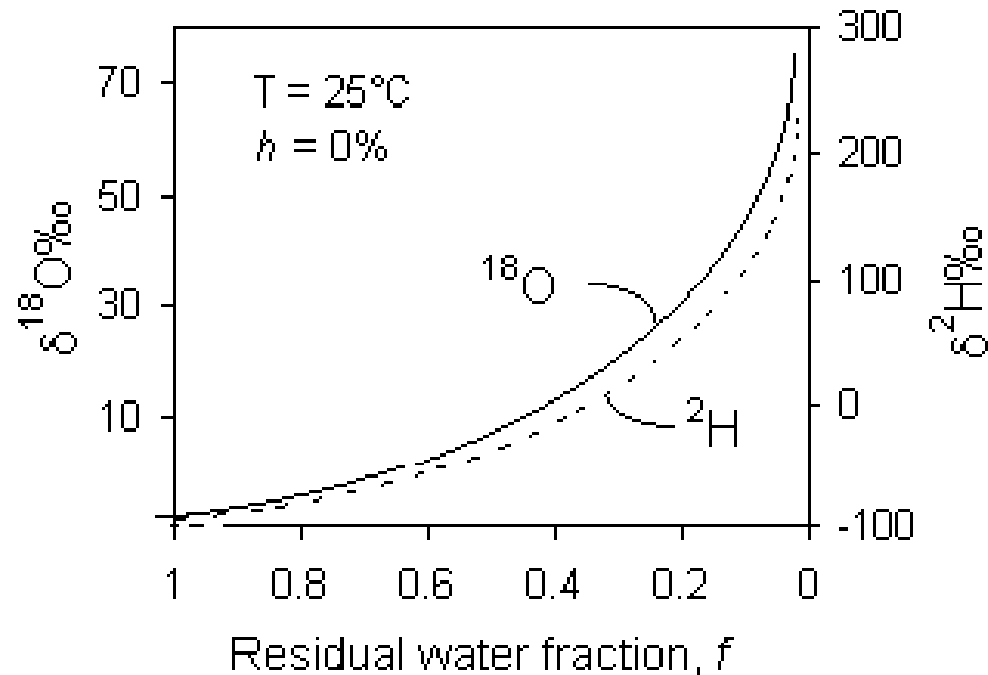
Gleichgewichtsfraktionierung



Fractionation Effects

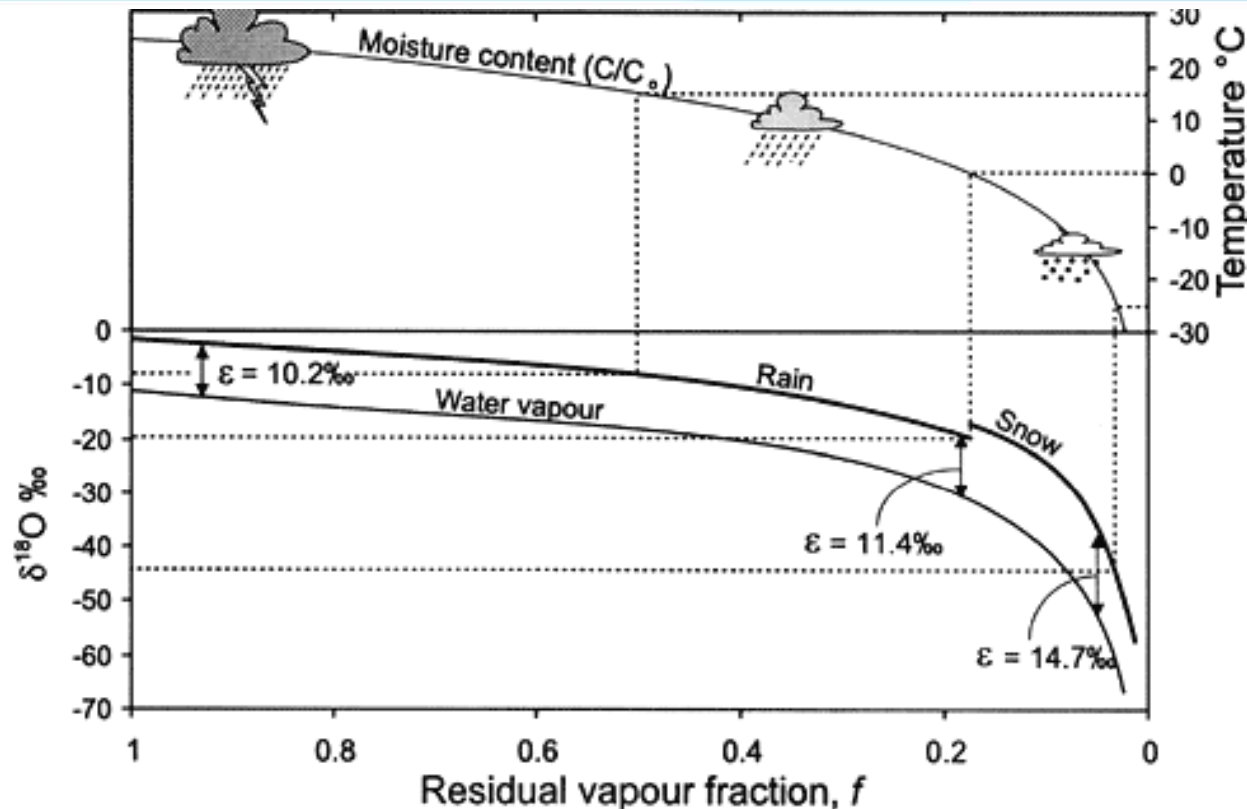
- **Equilibrium fractionation** – vapor pressure of water containing light isotopes > water containing heavy isotopes, therefore vapor is enriched in light isotopes
 - Equilibrium isotope effects
- **Kinetic fractionation** – rapid phase changes increase fractionation because light isotopes diffuse more rapidly than heavy ones
 - Non-equilibrium isotope effects

Humidity and kinetic (nonequilibrium) evaporation



Enrichment of ^{18}O and ^2H in distilled water during evaporation of water under controlled conditions. Humidity h is 0% and temperature is 25°C . As the fraction of water remaining approaches 0, a Rayleigh distillation causes an exponential increase in the heavy isotopes. Under conditions of increasing humidity, exchange with the vapour phase reduces the exponential enrichment. Under conditions of high humidity, a steady state value is reached due to complete exchange with the vapour mass.

Rayleigh distillation



Change in the ^{18}O content of rainfall according to a Rayleigh distillation, starting with $d^{18}\text{O}_{\text{vapor}} = -11\text{‰}$, temp. = 25°C , and final temp. of -30°C . Note that at 0°C , fractionation between snow and water vapor replaces rain-vapor fractionation. The fraction remaining has been calculated from the decrease in moisture carrying capacity of air at lower temperatures, starting at 25°C . Dashed lines link $d^{18}\text{O}$ of precipitation with temperature of condensation. (Clark and Fritz 1997, p.48)

Rules of Thumb: Equilibrium Isotope Effects

- Equilibrium isotope effects and hence α are temperature (T) dependent with larger effects at lower temperatures.

Rules of Thumb: Kinetic Isotope Effects

- Kinetic isotope effects are dependent on
 - reaction pathway
 - reaction rate
 - masses of isotopes and their vibration energies
- Typical processes, which give rise to non-equilibrium isotope effects are:
 - Many biological reactions involving enzymes

Stabile Isotope im hydrologischen Kreislauf

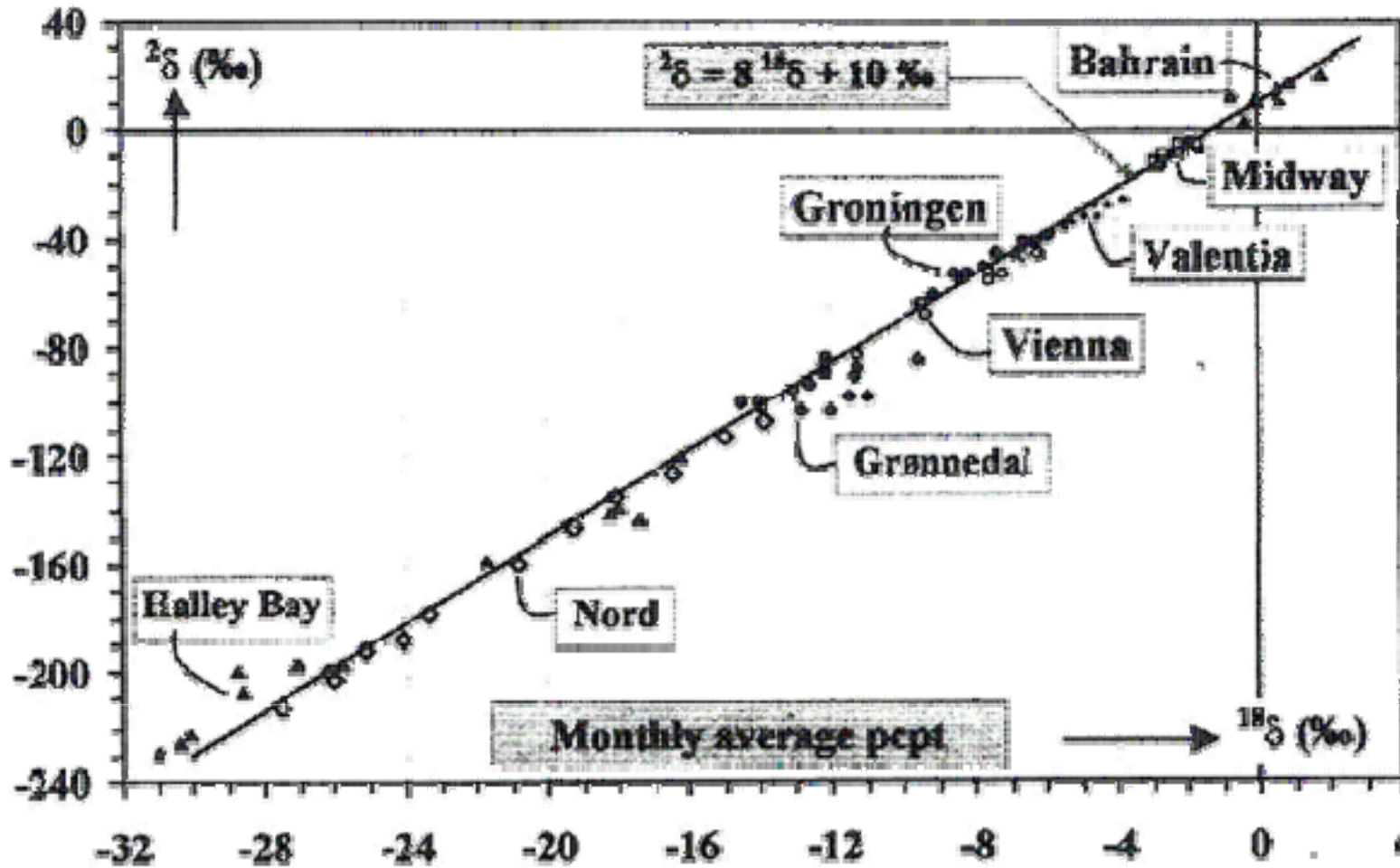
- Wasser im Ozean (heute): $\delta^{18}\text{O} \sim 0\text{‰}$, $\delta^2\text{H} \sim 0\text{‰}$
- Global Meteoric Water Line (**GMWL**)

Isotope des weltweiten Niederschlags sind korreliert wenn $\delta^2\text{H}$ gegen $\delta^{18}\text{O}$ aufgetragen wird mit der Gleichung:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰} \quad (\text{Craig, 1961})$$

- Die Steigung von 8 ist ähnlich wie das Verhältnis bei der Gleichgewichtsfraktionierung
- Der Schnittpunkt mit der y-Achse bei 10‰ wird als Deuterium excess bezeichnet

GMWL und Temperatur

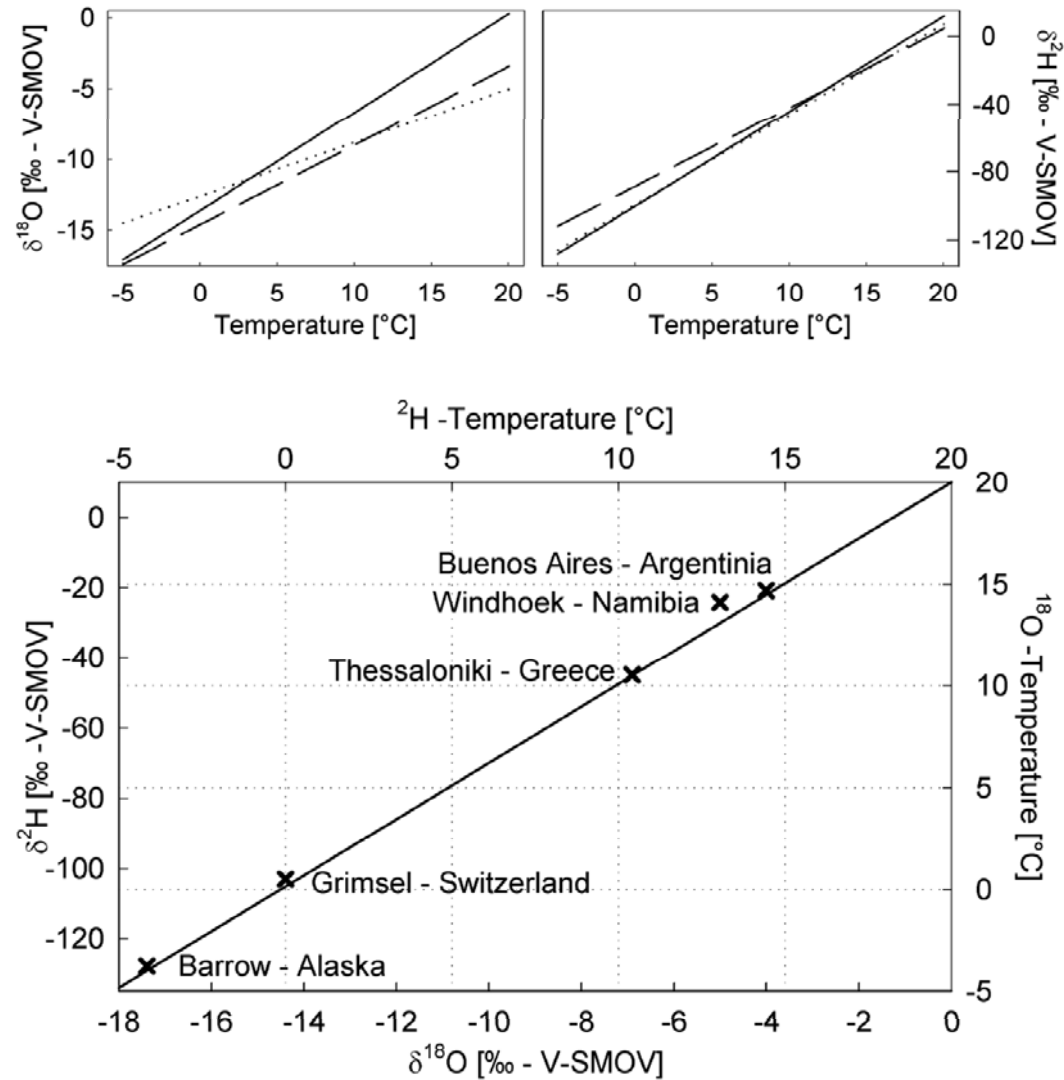


Source: IAEA

Temperatur-Effekt

- Abnahme der Kondensationstemperatur:
 - Abreicherung der schweren Isotope im Niederschlag (negativere delta-Werte)
- Saisonale Schwankungen von ^{18}O und D im Niederschlag

Temperatureffekt



Fraktionierungseffekte

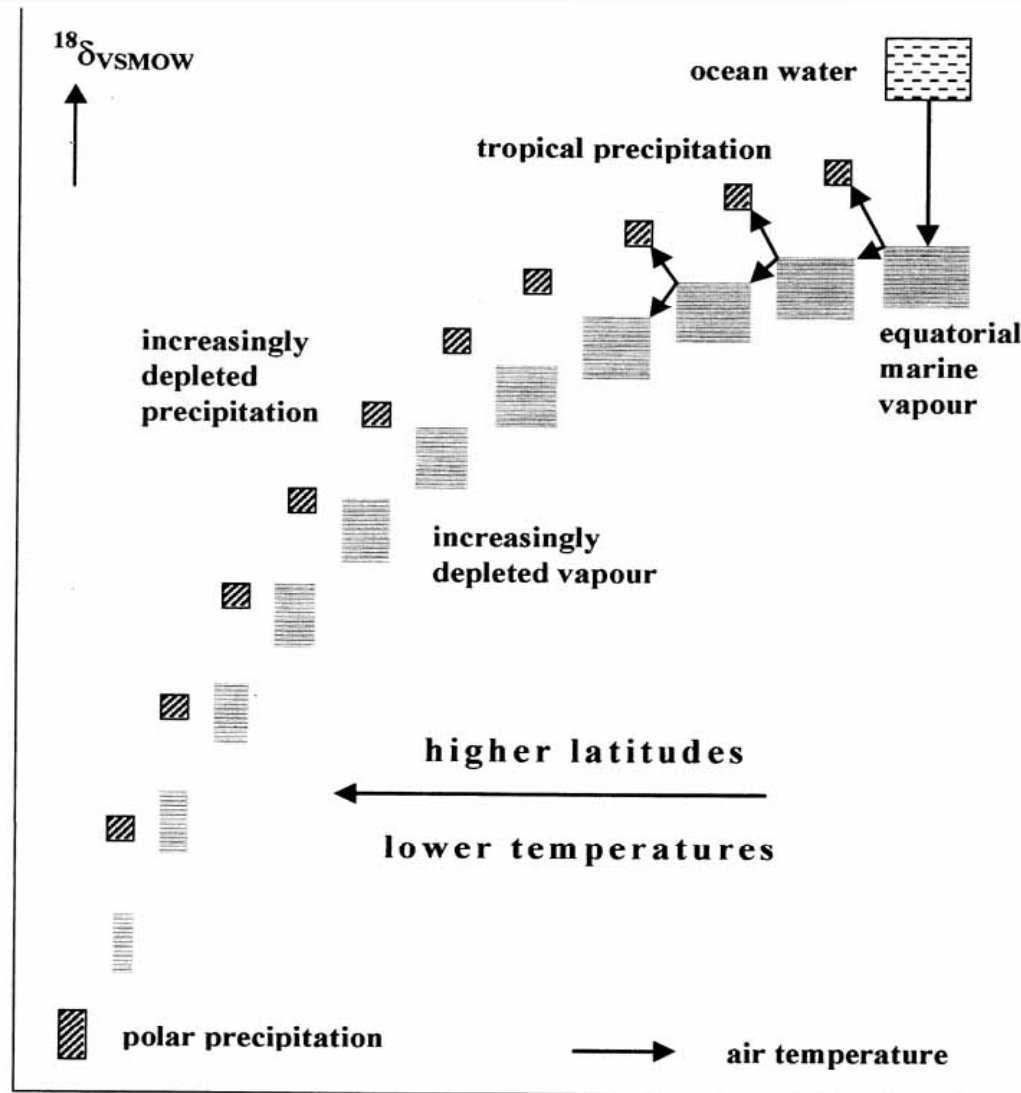
- Breiteneffekt
- Mengeneffekt
- Kontinentaleffekt
- Höheneffekt
- Jahreszeiteffekt



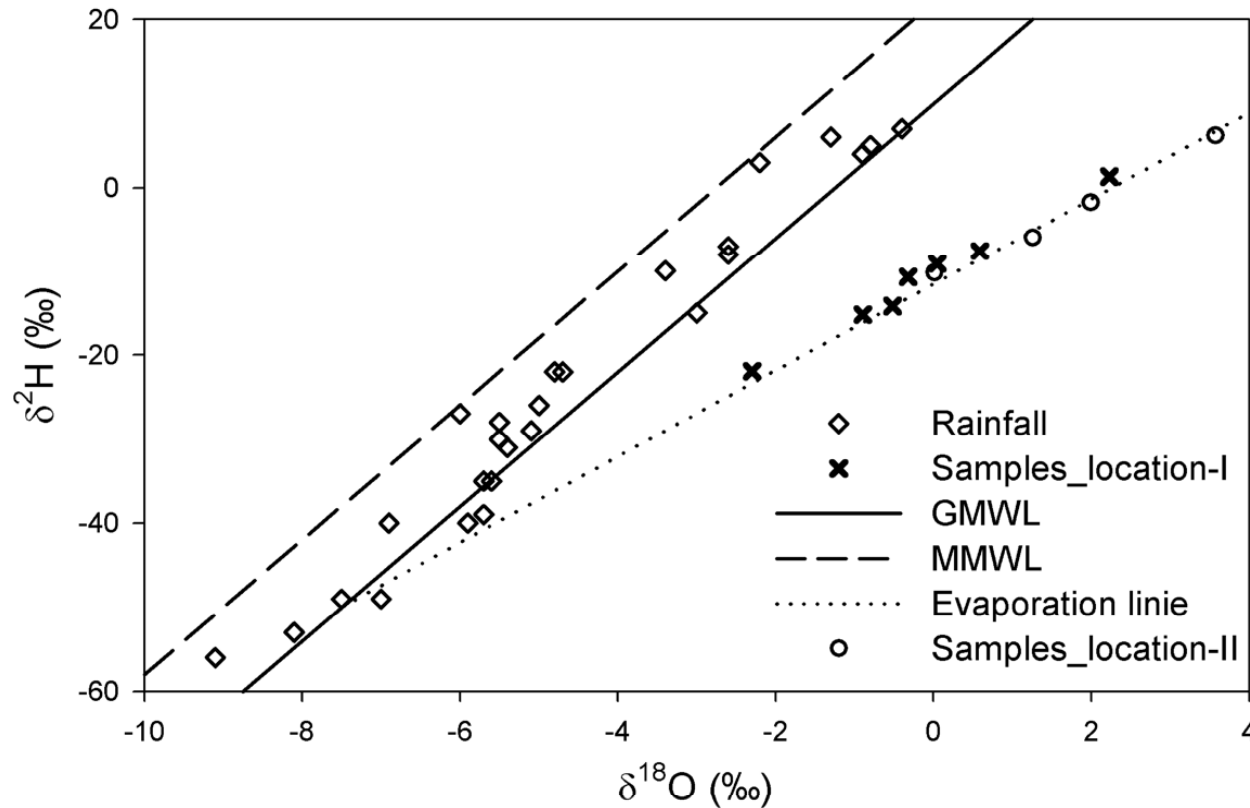
Breiteneffekt

- Temperaturabhängig
- Abreicherung der schweren Isotope mit wachsender geographischer Breite infolge abnehmender Jahrestemperatur
- Pol-Äquator-Gefälle aufgrund des Temperaturunterschiedes
Bildung von isotopisch schwererem Niederschlag am Äquator
- $^{18}\text{O} = - 0,6 \text{ ‰} / \text{ Breitengrad}$ für Nordamerika und Europa
(CLARK & FRITZ 1997)

Breiteneffekt



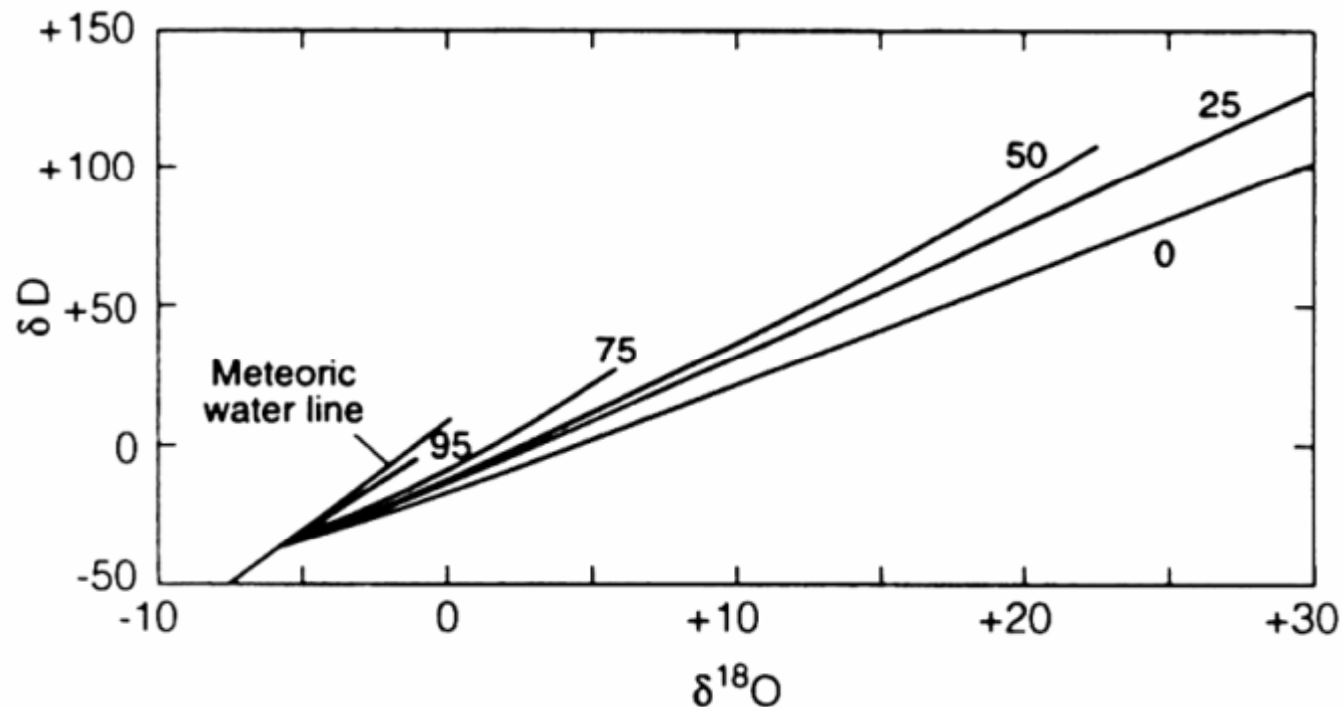
Evaporation



Evaporation from open surface water, example from Brazil/Pantanal with local rainfall (squares), and two water bodies with different degrees of evaporation

Evaporation

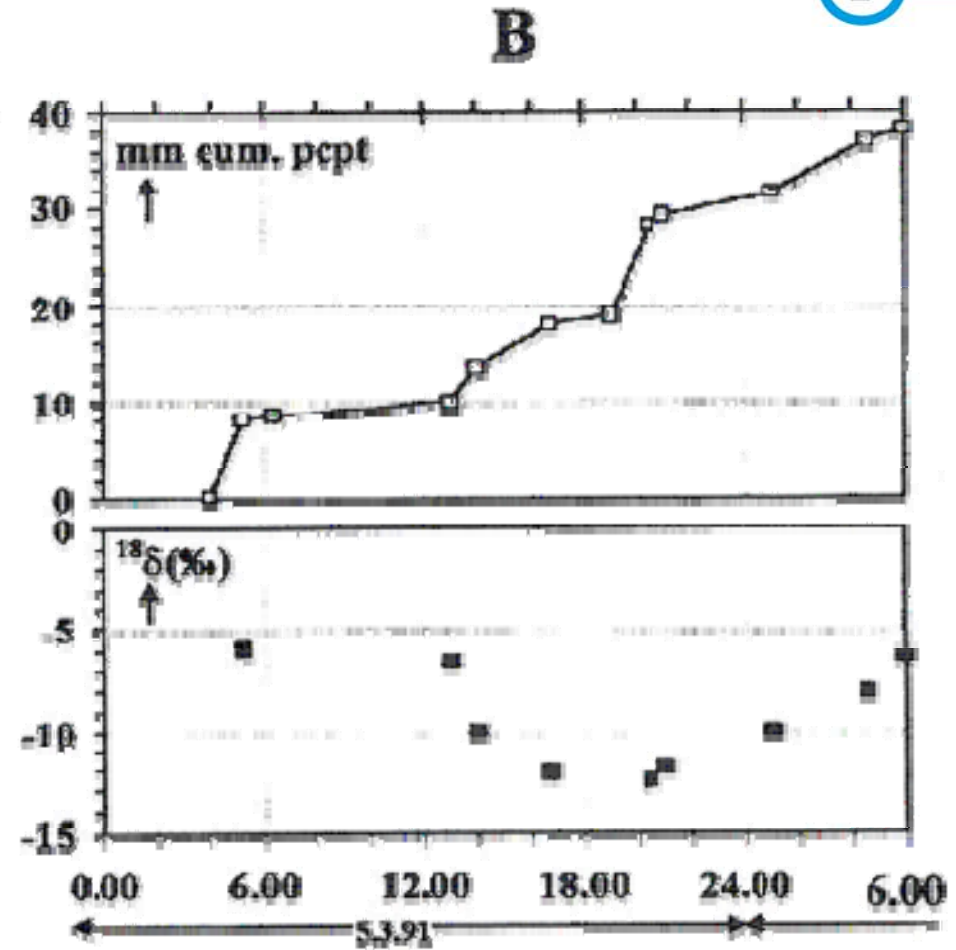
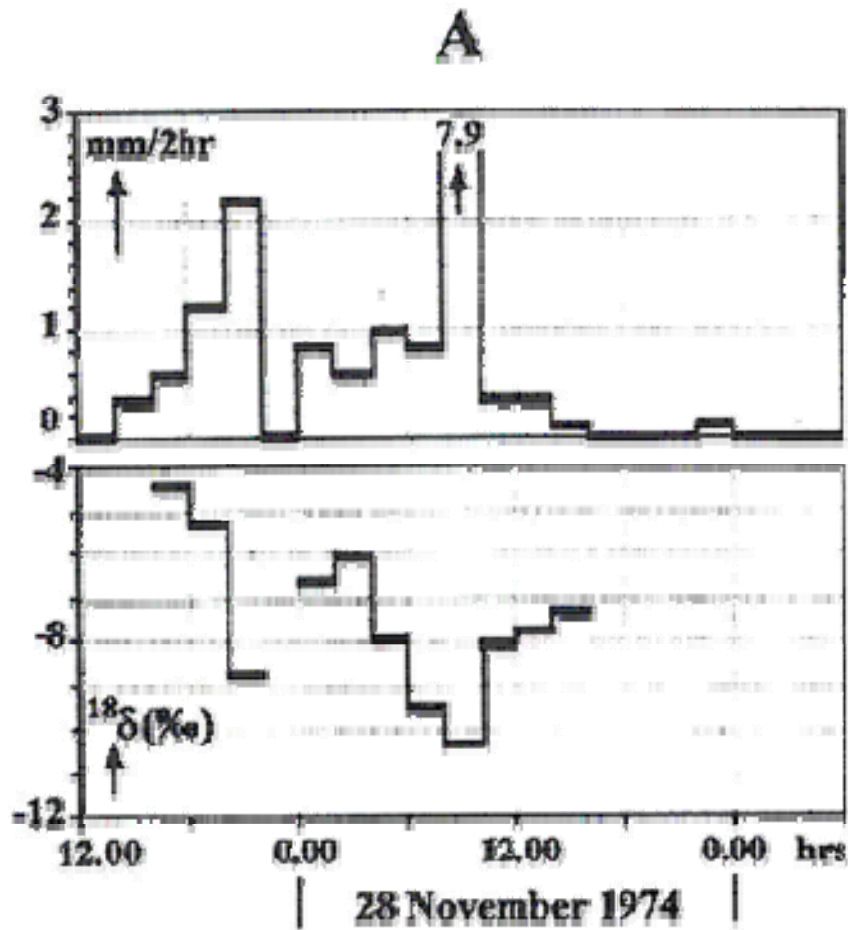
- Evaporation von einer Wasseroberfläche führt zur Fraktionierung von ^{18}O and D, die von verschiedenen Umweltfaktoren abhängt:
 - Je höher die Luftfeuchte, desto geringer die Abweichung der GMWL und desto größer die Steigung



Mengeneffekt

- Schwerere Moleküle kondensieren / regnen zuerst aus (dampfdruckabhängig)
 - Verminderung (Abreicherung) des ^{18}O -Gehaltes im Niederschlag mit zunehmender Menge
 - Negativere Delta-Werte
- „Mengengradient“:
 - $\delta^{18}\text{O} = -1 \text{ bis } -1,5 \text{ ‰} / 100\text{mm monatlicher Niederschlagshöhe}$

Mengeneffekt während eines Ereignis

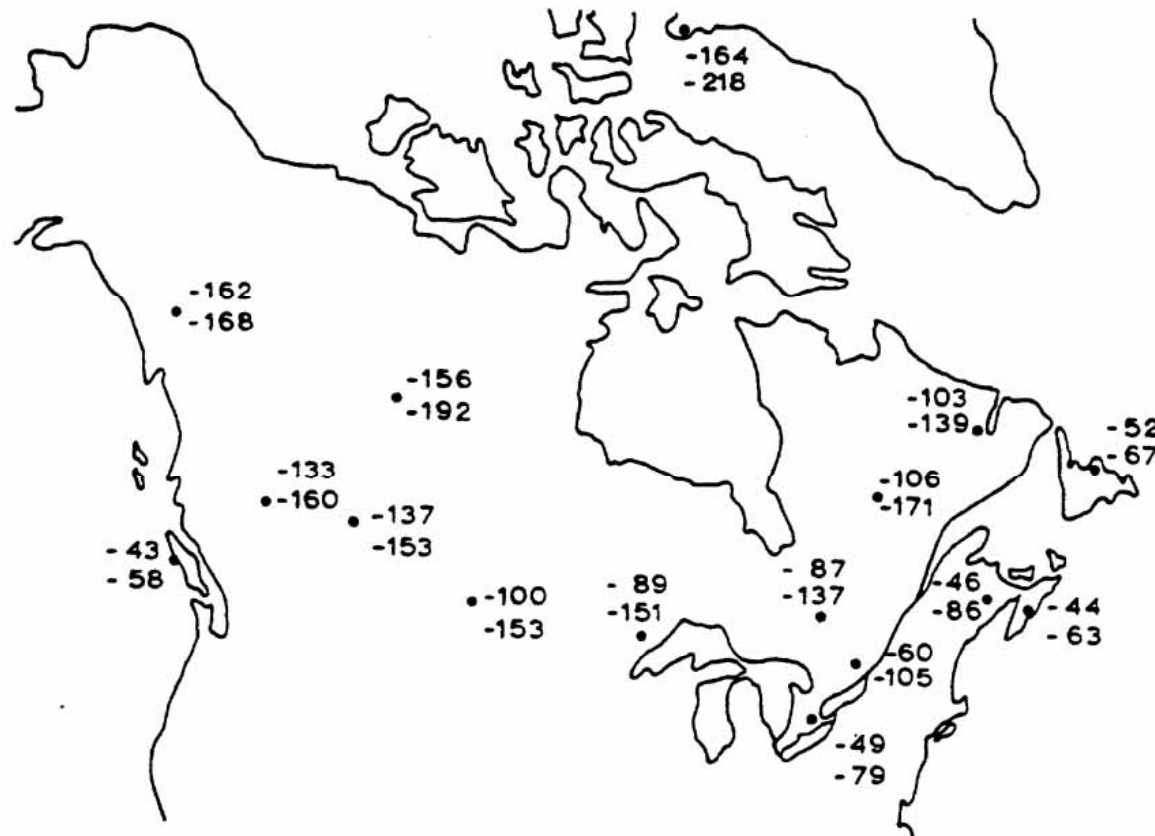


Source: IAEA

Kontinentaleffekt

- bevorzugte Kondensation und Ausregnen schwerer ^{18}O -Moleküle in den Wolken
- laufende Abreicherung von ^2H und ^{18}O in den feuchten Luftmassen während des Ausregnens verursacht Verringerung des ^2H und ^{18}O mit zunehmendem Abstand von der Küste
- Für Europa und Nordafrika gilt:
 $^2\text{H} = -2,5 \text{ ‰} / 100\text{km Distanz von Küste}$
 $^{18}\text{O} = -0,3 \text{ ‰} / 100\text{km Distanz von Küste}$

Kontinentaleffekt



Kontinental- und Temperatureffekt: Geographische und jahreszeitliche Verteilung des Deuteriumgehaltes der Niederschläge in Kanada (1967—1968) (BROWN 1970).

Obere Zahl: Sommermittelwert (April—September)

Untere Zahl: Wintermittelwert (Oktober—März)

(δD -Werte in ‰)

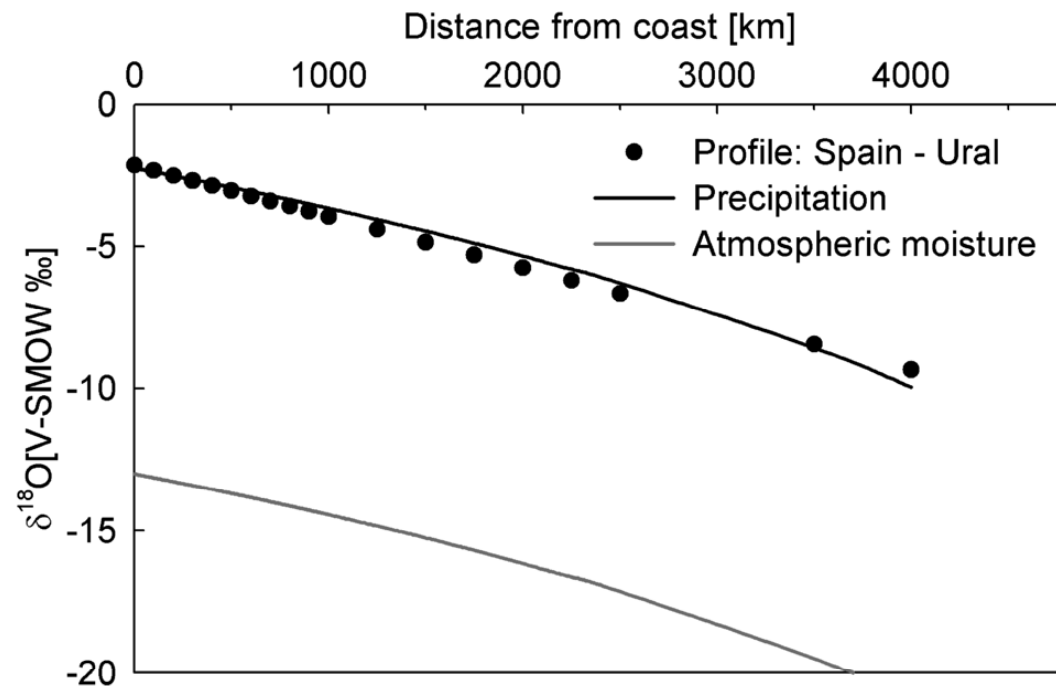
Kontinentaleffekt

- Kontinente erzwingen Mengeneffekt und Temperatureffekt
 - isotopic depletion with increasing continentality
 - isotopic depletion with decreasing temperature;

Kontinentaleffekt

$$R = R_o f^{(\alpha-1)} \quad \text{with} \quad f = \frac{Q_a - \int (P(\tau)dt) + \int E(\tau)dt}{Q_a}$$

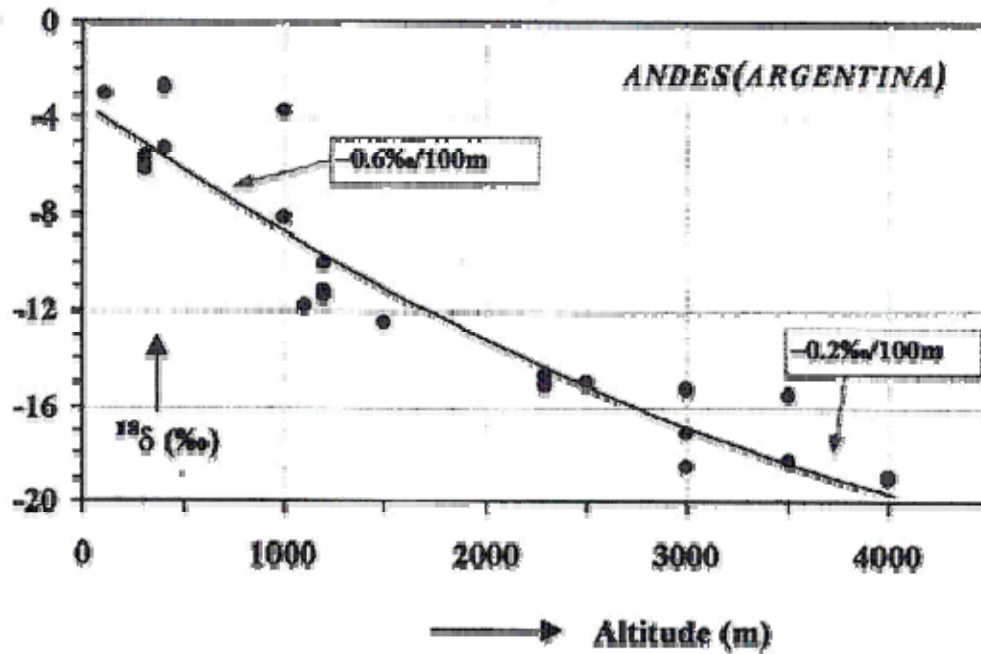
With R and Ro isotope ratios, f remaining fraction of water and a temperature dependent fractionation factor. The fraction f is derived from a hydrological balance involving the inflow of moisture from the ocean Qa and the hydrological balance P(t) – E(t) that are here given as a function of trajectory length t.



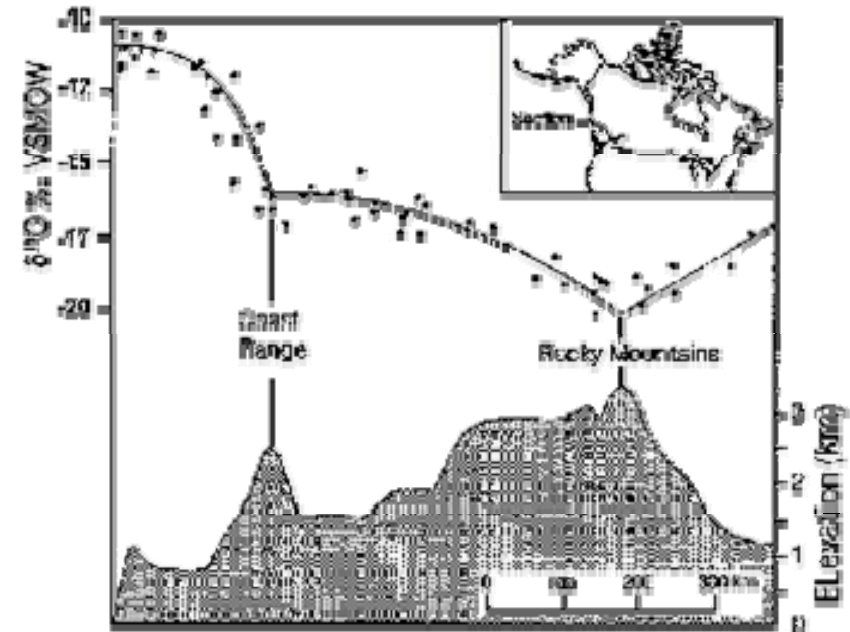
Höheneffekt

- Abnahme der schweren Isotope bei orographischen Niederschlägen (Temperatur!)
- Abreicherung der Niederschläge mit der Höhe
 - dt. Mittelgebirge $\delta ^2\text{H} = - 3 \text{ ‰} / 100 \text{ m}$
 - Mont Blanc $\delta ^2\text{H} = - 4 \text{ ‰} / 100 \text{ m}$
 - $\delta ^{18}\text{O} = - 0,1 \text{ bis } -0,4 \text{ ‰} / 100 \text{ m}$

Höheneffekt

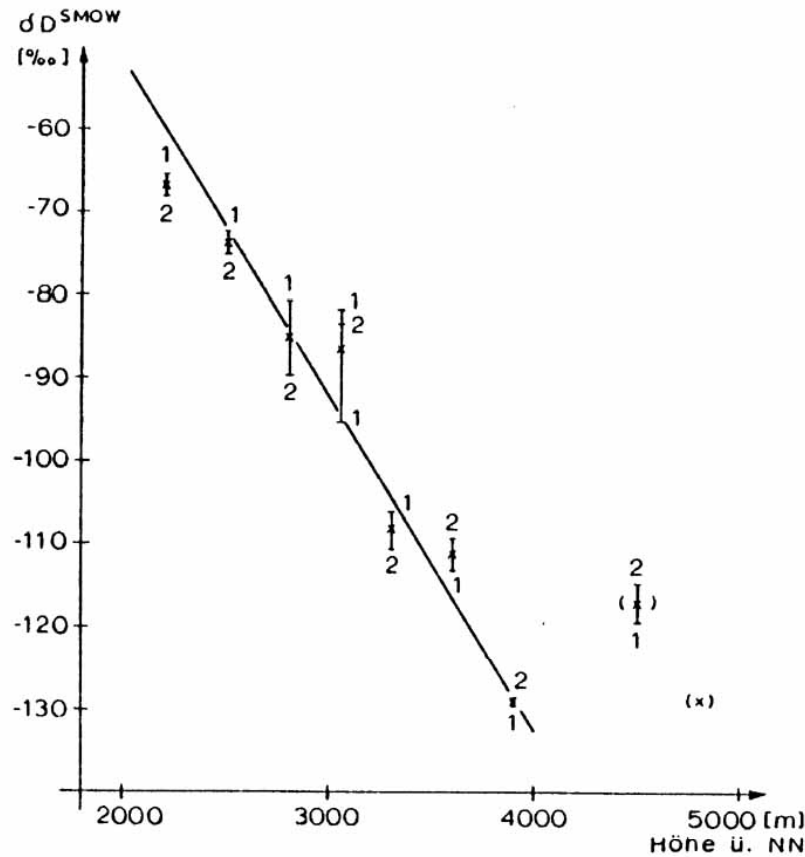


Source: IAEA



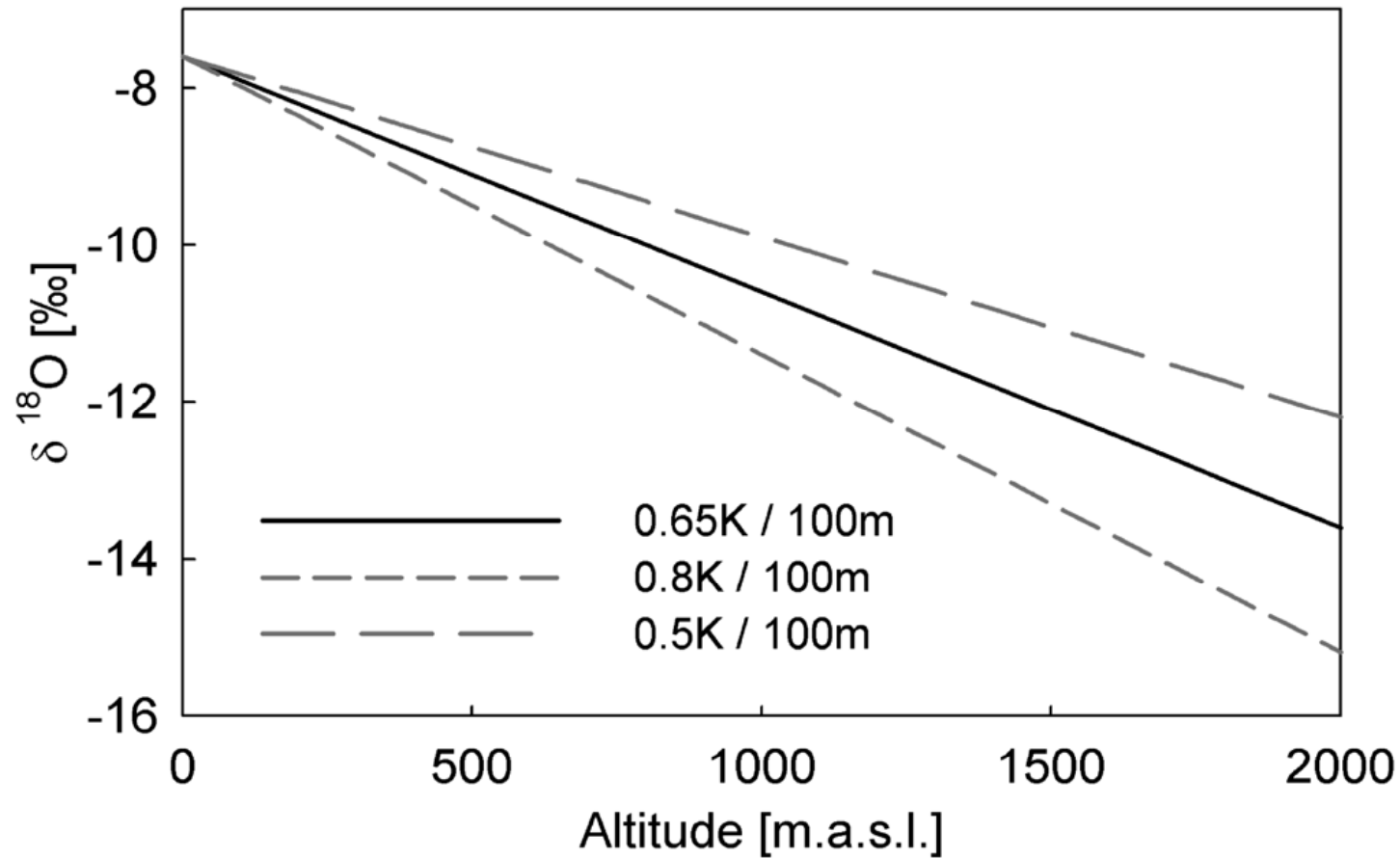
Evolution of $\delta^{18}O$ values of rainwater across the Canadian Cordillera (from Clark & Fritz, 1997).

Höheneffekt Mt. Blanc



Höheneffekt: δD -Werte von Neuschneeproben aus dem Mont Blanc-Gebiet (MOSER u. STICHLER 1970). Die mit 1 und 2 bezeichneten Meßwerte entstammen zwei Probenreihen, die in gleicher Höhe in einer Horizontalentfernung von etwa 30 m genommen wurden. x = Mittelwert. () = stärker abweichende Proben, die bei der Auswertung nicht berücksichtigt wurden. Änderung des Deuteriumgehaltes $\Delta\delta D = (-4,0 \pm 0,9) \text{ ‰ pro } 100 \text{ m Höhenzunahme}$.

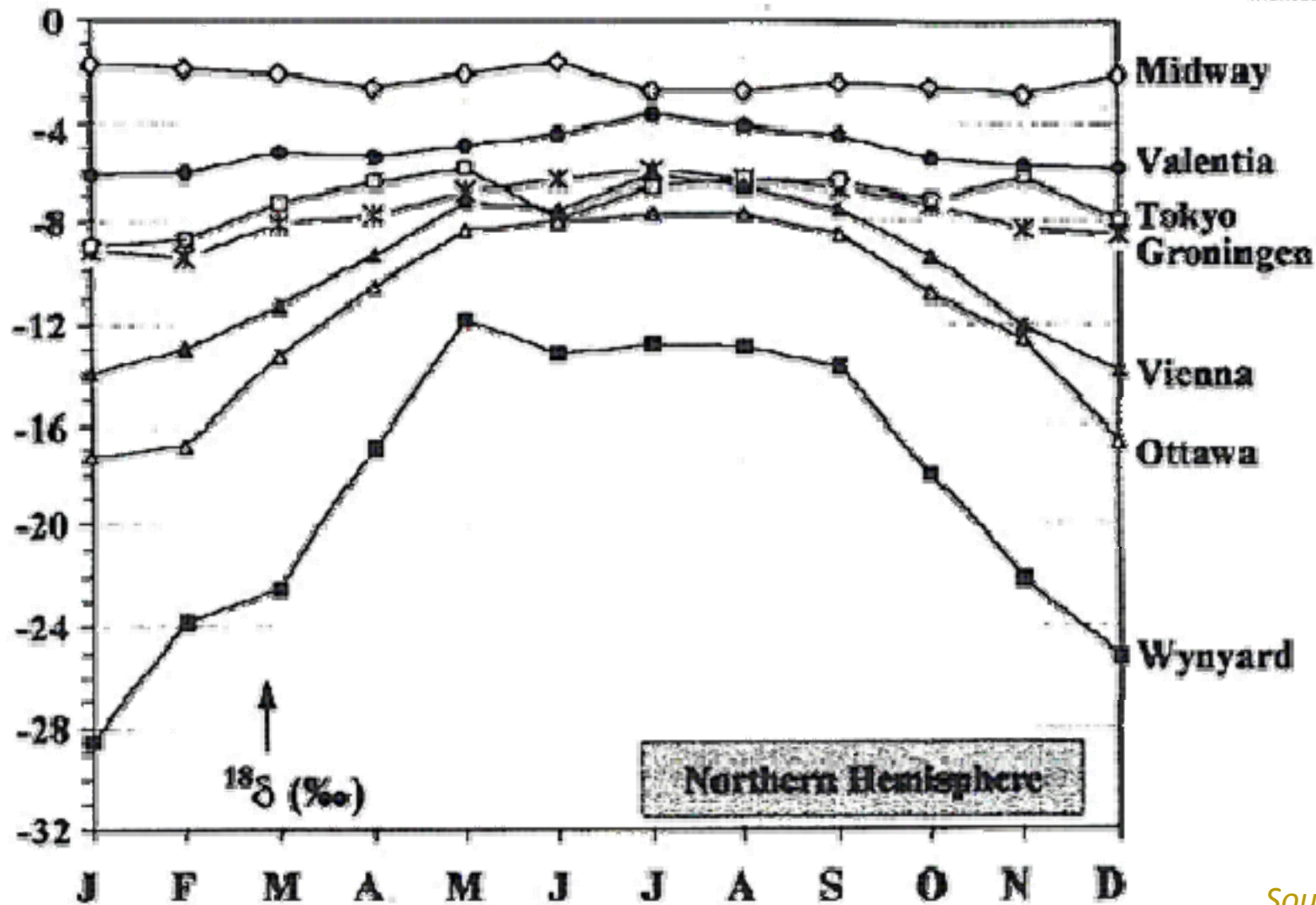
Höheneffekt - Modellierung



Jahreszeiteffekt

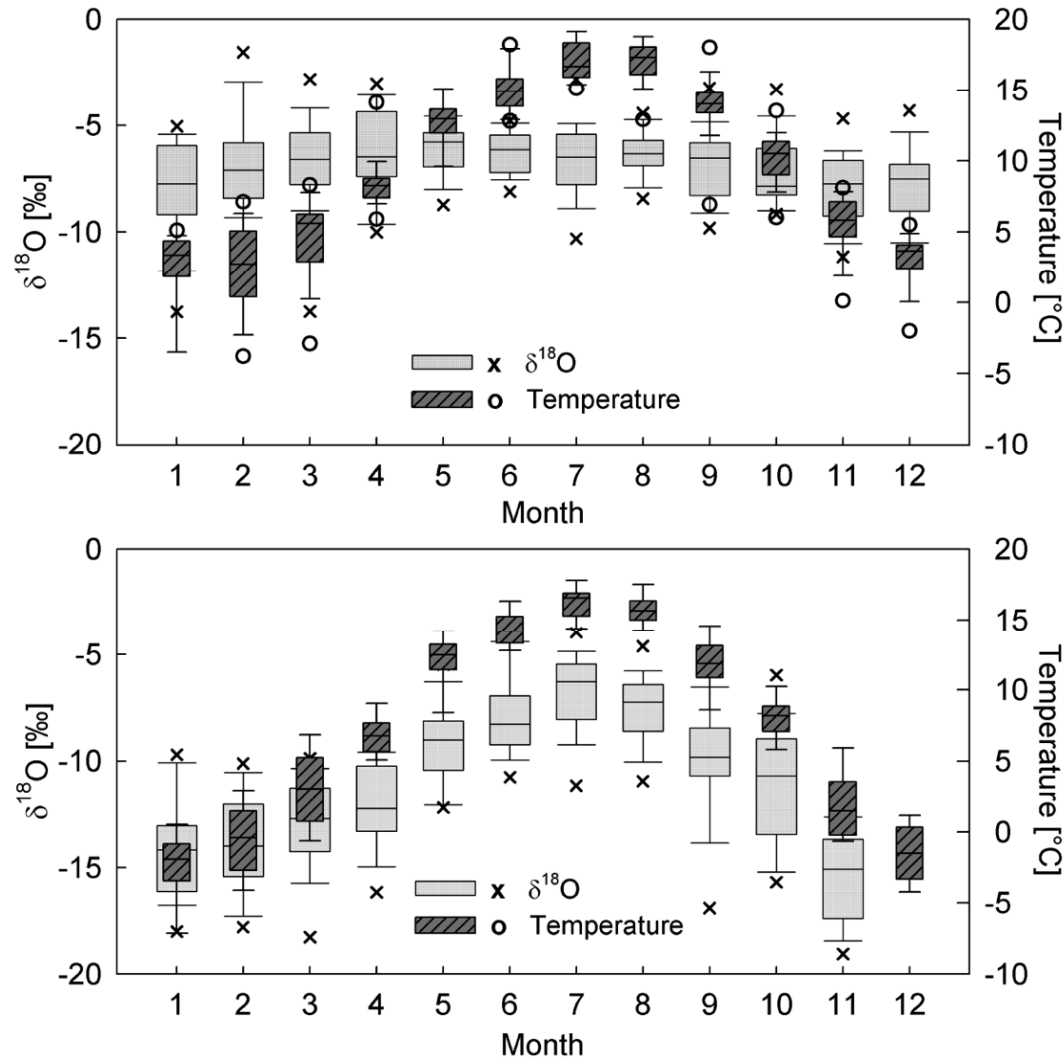
- aus Temperaturabhängigkeit:
 - Winterniederschläge sind leichter
 - Sommerniederschläge sind schwerer
- Temperatur-Jahresamplitude ist ausschlaggebend
 - Gering in Ozeanischen Klimaten:
 $\Delta \delta^{18}\text{O} \sim 5 - 10 \text{ ‰}$
 - Gross in kontinentalen Klimaten
 $\Delta \delta^{18}\text{O} \sim 10 - 20 \text{ ‰}$
 - Sehr gross in der Antartik
 $\Delta \delta^{18}\text{O} \sim 15 - 30 \text{ ‰}$

Jahreszeiteneffekt



Source: IAEA

Jahreszeiteffekt

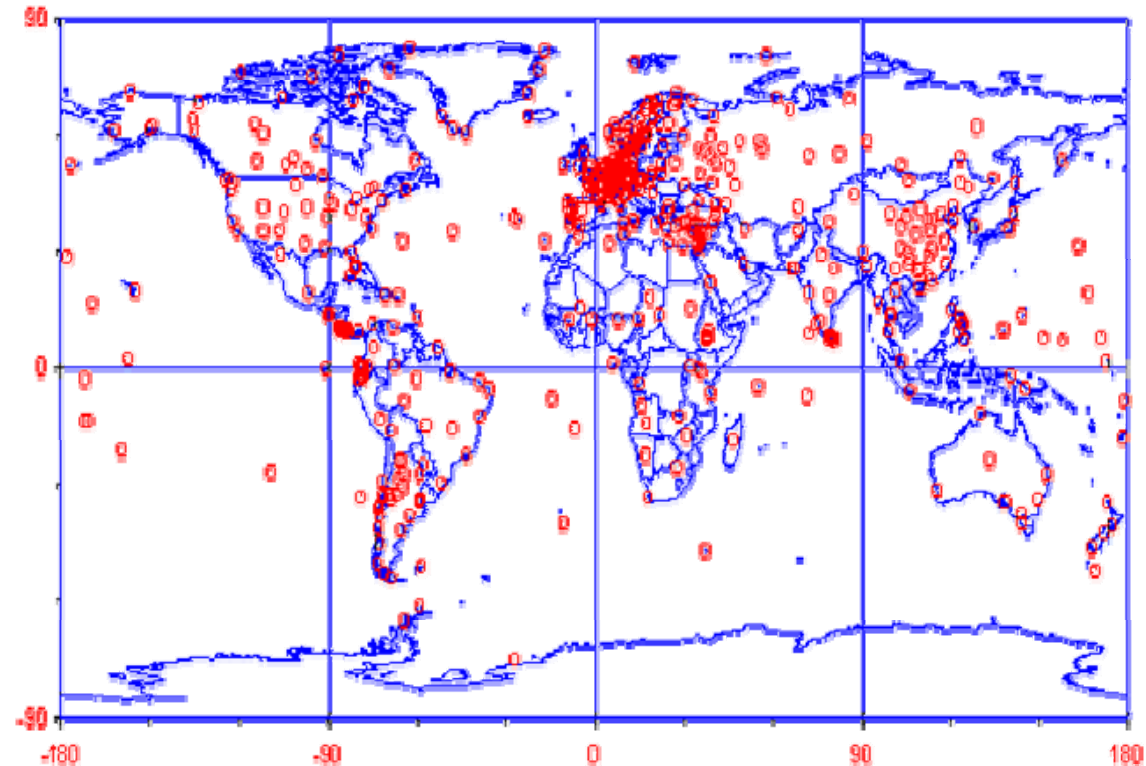


Seasonal effect –
 data isotopes in
 rainfall of
 Germany
 (Cuxhaven
 (above) –
 Garmisch
 (below): 1978-
 2002;
 Temperature in
 ° C: 1984-2002)

$\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ im Niederschlag

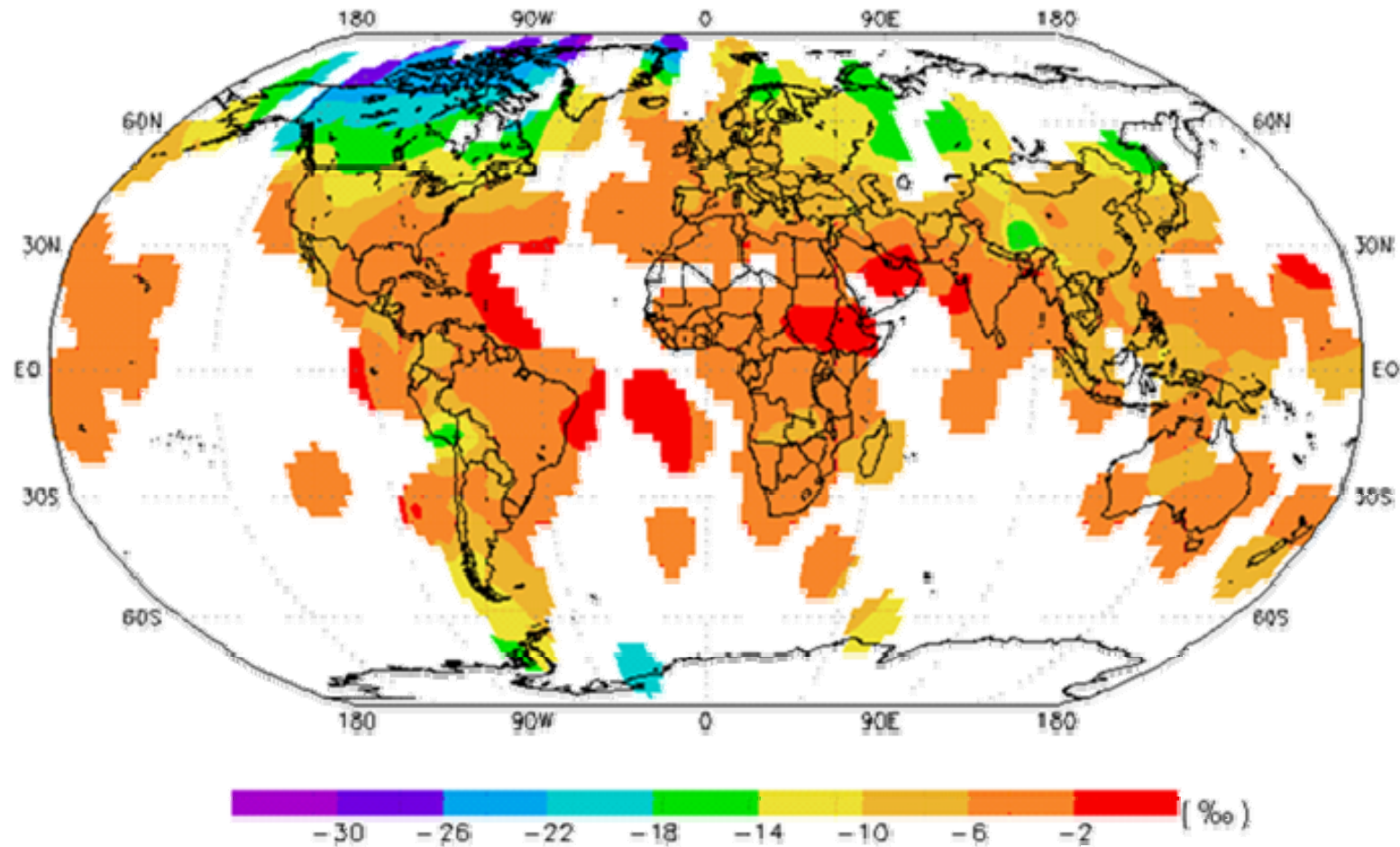
- Temperatureffekt
- Breiteneffekt
- Mengeneffekt
- Kontinentaleffekt
- Höheneffekt
- Jahreszeiteffekt

IAEA Stationen in GNIP

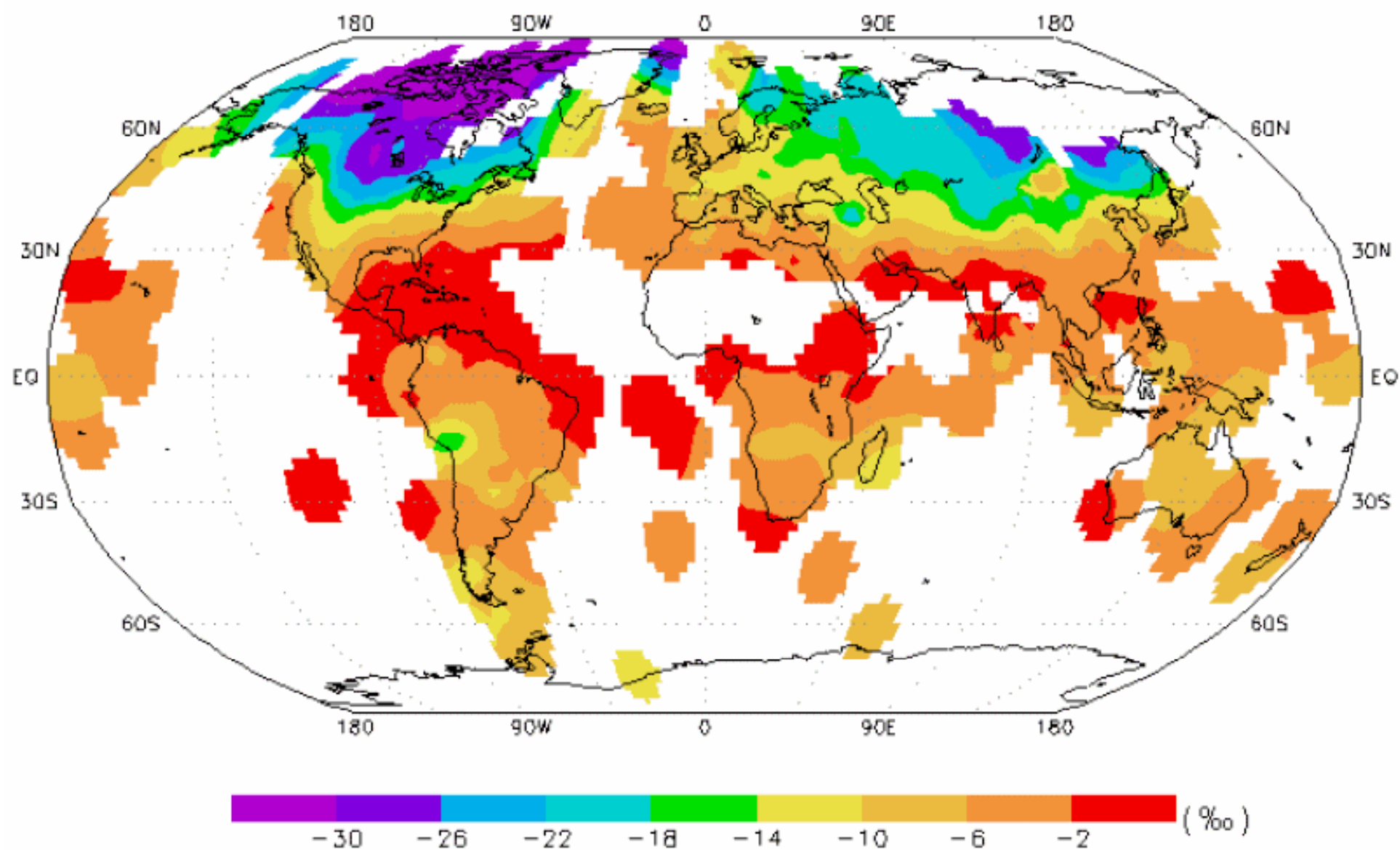


$\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ im Niederschlag

Weighted Annual $\delta^{18}\text{O}$



Weighted Jan. $\delta^{18}\text{O}$



Datenbanken für Isotope

- Global Network for Isotopes in Precipitation
 - <http://www.iaea.or.at/programs/ri/gnip/gnipmain.htm>
- Canadian Network for Isotopes in Precipitation
 - <http://sciborg.uwaterloo.ca/~twdedwar/cnip/cniphome.html>
- United States Network for Isotopes in Precipitation (USNIP)
 - <http://www.nrel.colostate.edu/projects/usnip/>

Anwendung stabiler Isotope

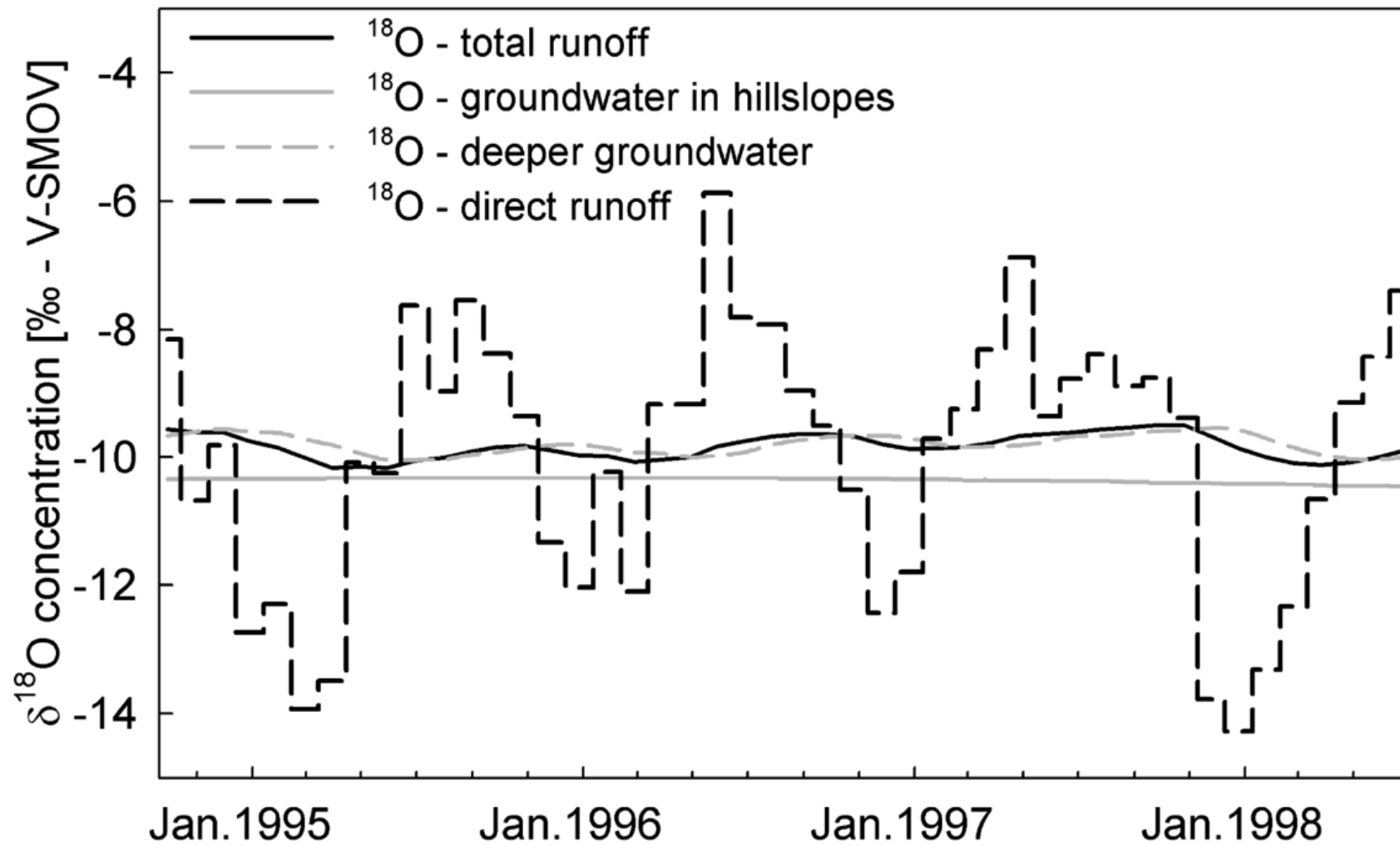
- Anwendungsgebiete und generelle Idee
- Probenahme
- Signalveränderung von ^{18}O in hydrologischen Systemen
 - Boden
 - Quellen
- Rhein und Rheinauen
- Ganglinienseperation

Stabile Isotopes in der Hydrologie

- Die Variation des Isotopensignals im Niederschlag kann als “Input Signal” verwendet werden:
 - Jahresmittelwerte von for $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$
 - Jahreszeitliche Variation von for $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$
 - Variation von for $\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^2\text{H}$ währen und zwischen Niederschlagsereignissen
- Die Veränderung des Input Signals durch das hydrologische Systems kann uns helfen:
 - Verweilzeiten des Wassers im Untergrund
 - das Grundwasserneubildungsgebiet
 - die Vermischung von Wässer
 - das Alter von Wässer
 - das Paläoklima
 - die Vermischung von Grundwasser und Oberflächenwasser
 - In einem Flussabschnitt
 - In einem Einzugsgebiet (Ganglinienseperation)

zu bestimmen

Hydrologischer Kreislauf



Probenahme von stabilen Isotopen

- “End members”
 - Niederschlag
 - Schneeschmelze
 - Bodenwasser
 - Grundwasser
 - Fluss

- ^{18}O und ^2H Proben
 - KEINE LUFT in der Probeflasche

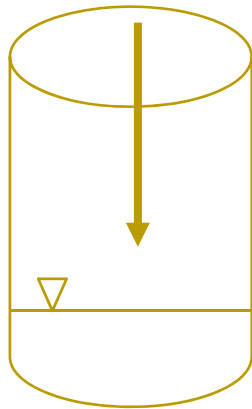
Probenahme

- Keine Verdunstung aus der Probeflasche erwünscht, da Veränderung der Isotopenkonzentrationen
- Niederschlagssammler vor Verdunstung schützen
- Keine Vermischung mit anderem Wasser (trockene Probeflaschen!)
- Im Grundwasser Pumpbeprobung (sonst stehendes Wasser im Pegelrohr)
- Probevolumen 100ml für O-18 und D

Niederschlagsmessung

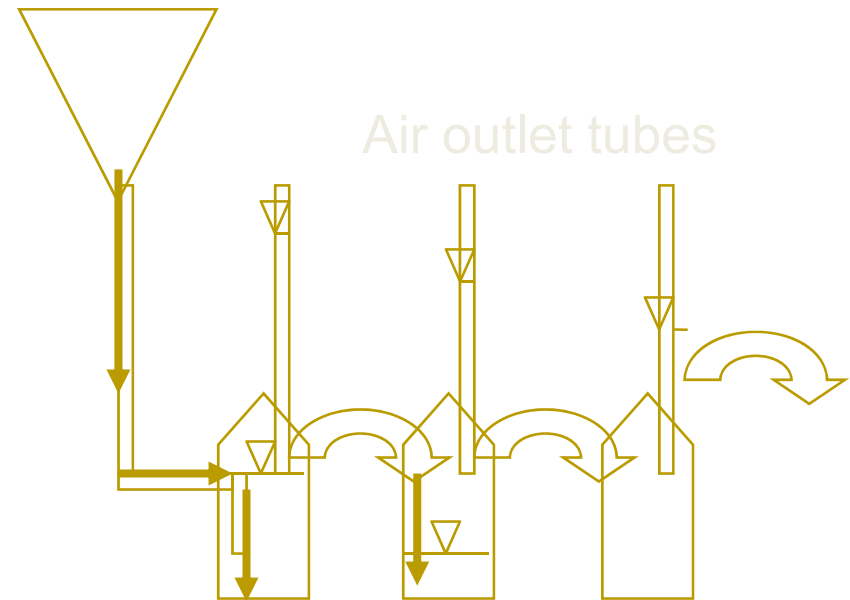
Bulk Rainfall Collector

A bucket next to a rain gauge
(with an oil surface in areas of evap'n)



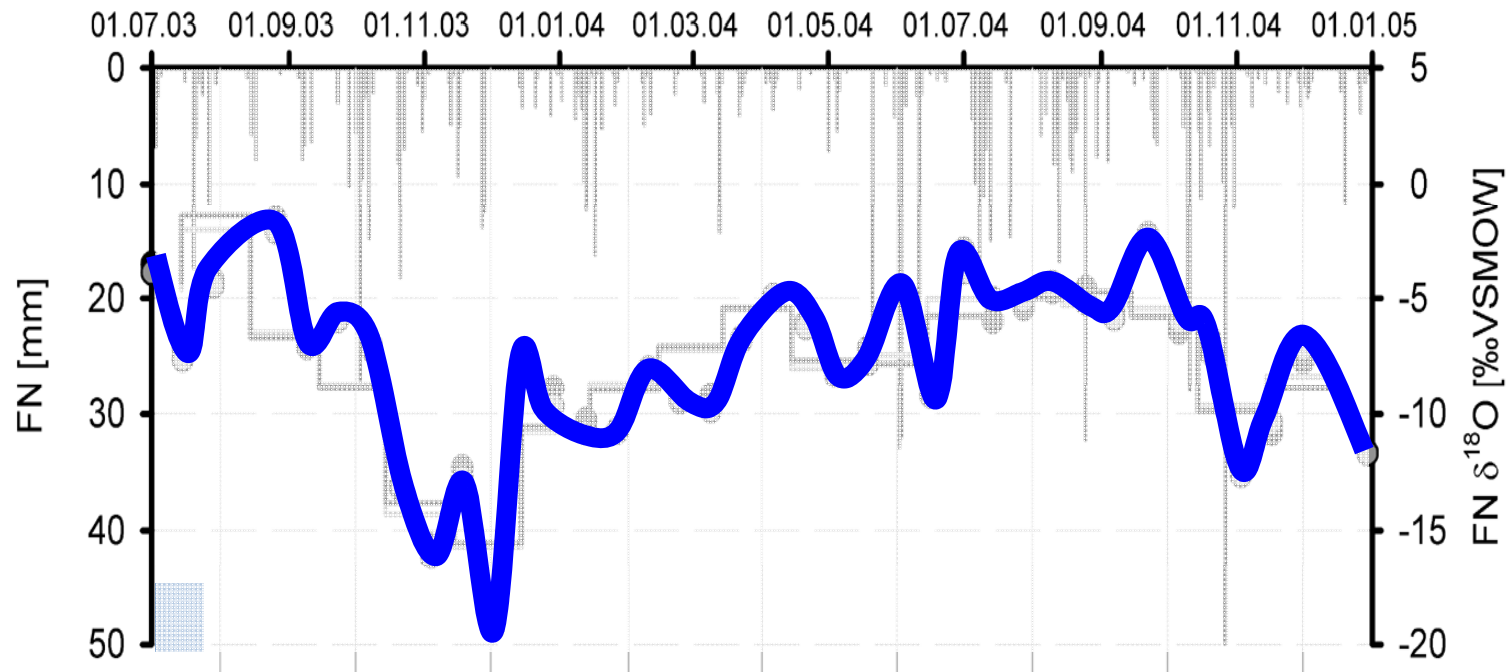
Evaporation effects in open containers!
What rainfall increment to sample?
Back pressure effects in the sequential sampler?
~~Generation of large numbers of samples!~~

Sequential Rainfall Sampler



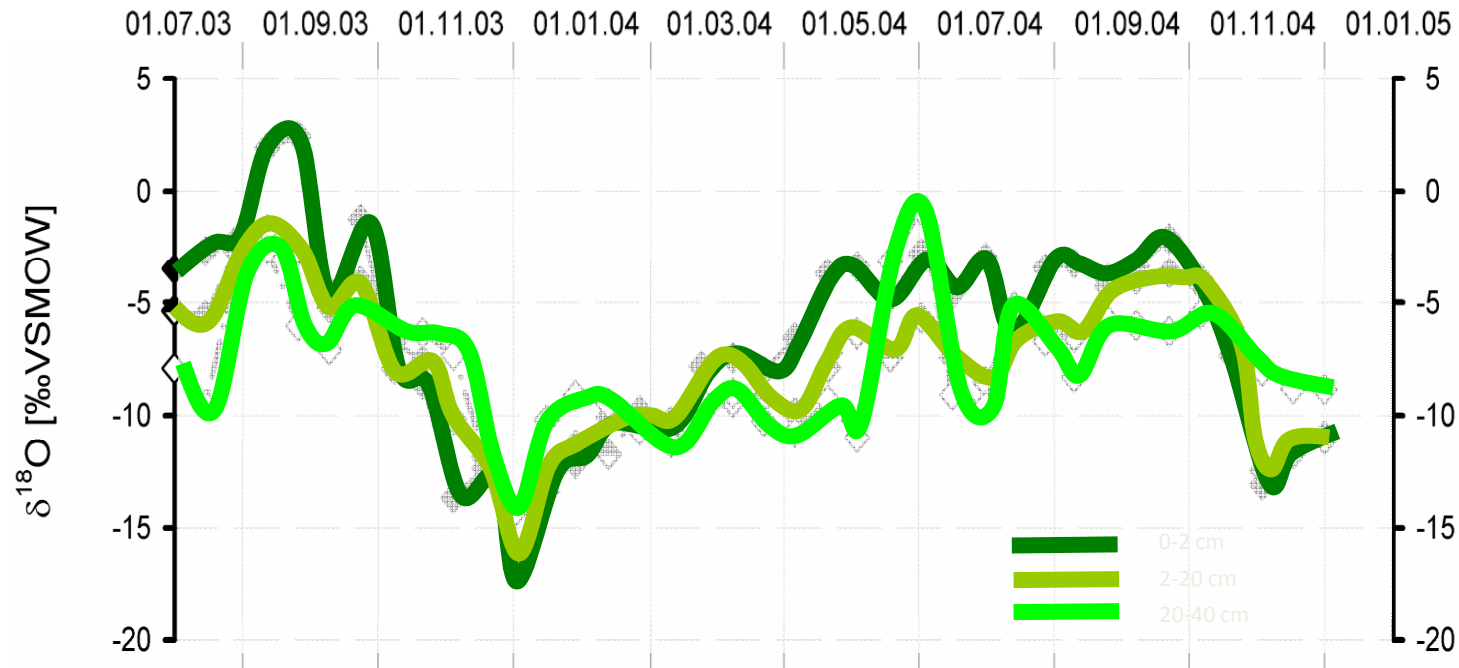
Bottles sized with funnel to allow specific mm sampling

Niederschlag



Werte des Niederschlages als Inputfunktion in das System

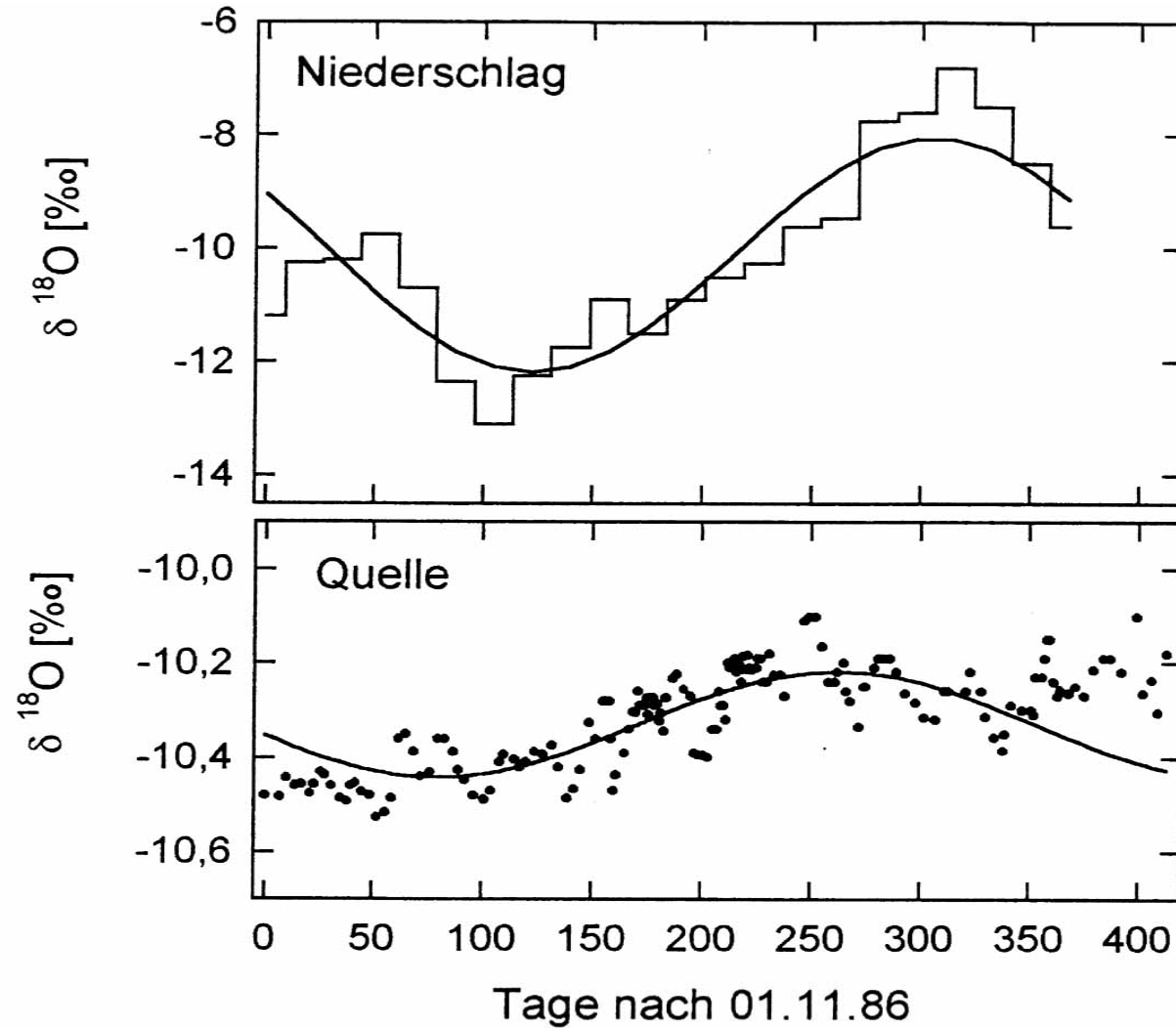
Bodenwasser



- Inputfunktion des Niederschlags mit saisonalem Verlauf erkennbar
- Zeitliche Verzögerung (Phasenverschiebung)

- Zunehmende Dämpfung des Signals mit zunehmender Tiefe
- Bestimmung mittlerer Verweilzeiten

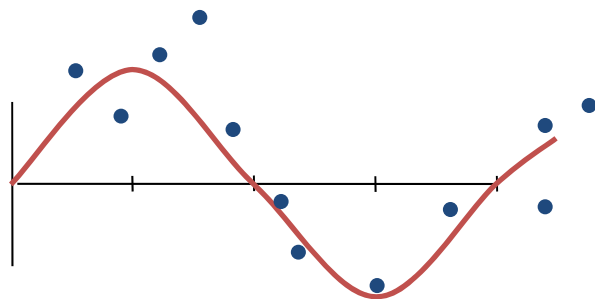
Bestimmung von Verweilzeiten



Bestimmung von Verweilzeiten

“Sinuskurvenanpassung”:

$$\delta^{18}O = c_0 + a \cdot \cos(ct - \Phi)$$



$\delta^{18}O$ = modellierte 18O Werte der Messreihe [‰ V-SMC]

c_0 = Mittelwert der Zeitreihe [‰ V-SMOW]

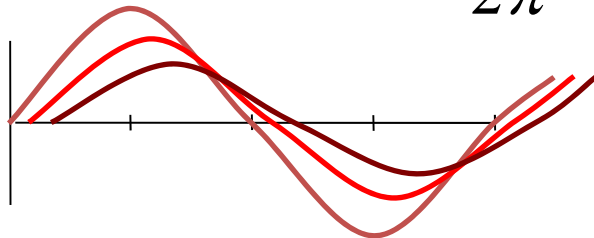
a = Schwankung der Zeitreihe [‰ V-SMOW]

c = Frequenz ($2\pi/365$) [rad/d]

t = Zeit nach Beginn der Messreihe [d]

Φ = Phasenverschiebung [rad]

“mittlere Verweilzeit”:
$$T = \frac{1}{2\pi} \left[\left(\frac{a_{z2}}{a_{z1}} \right)^{-2} - 1 \right]^{0.5}$$

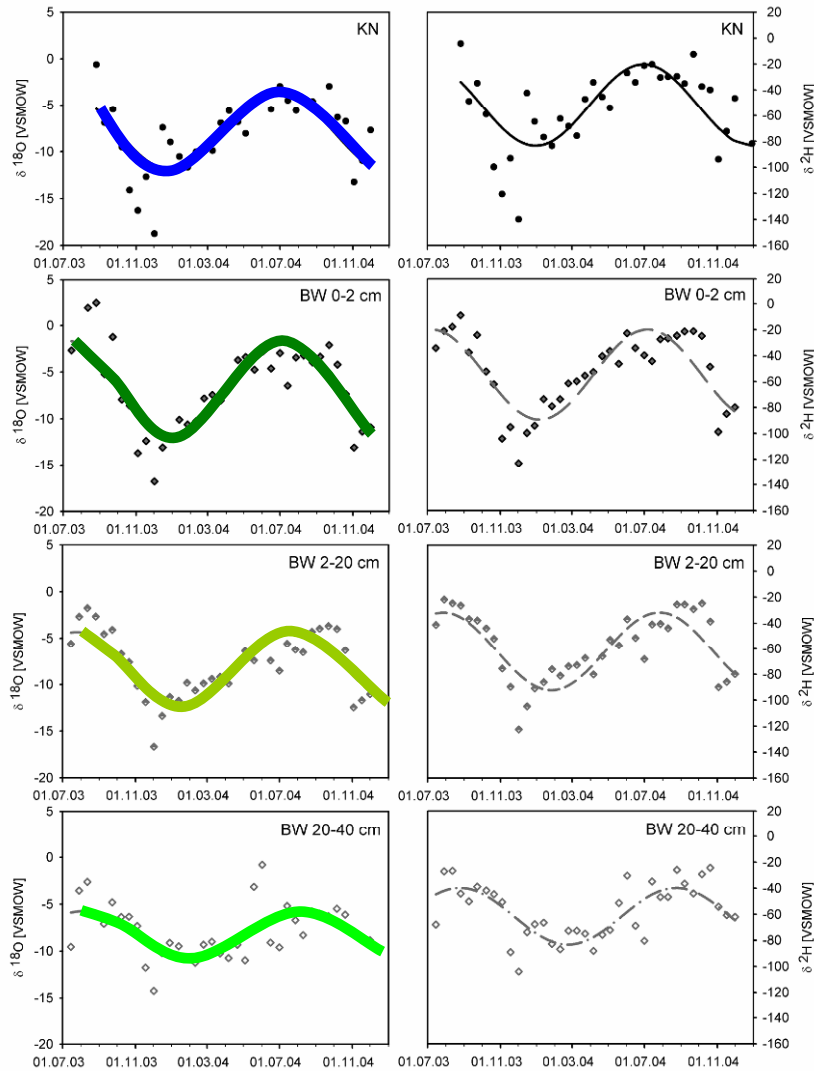


a_{z1} = Amplitude in der Tiefe z1 [‰ V-SMOW]

a_{z2} = Amplitude in der Tiefe z2 [‰ V-SMOW]

Maloszewski et al. 1983, DeWalle et al. 1997

Modellierte Verweilzeiten

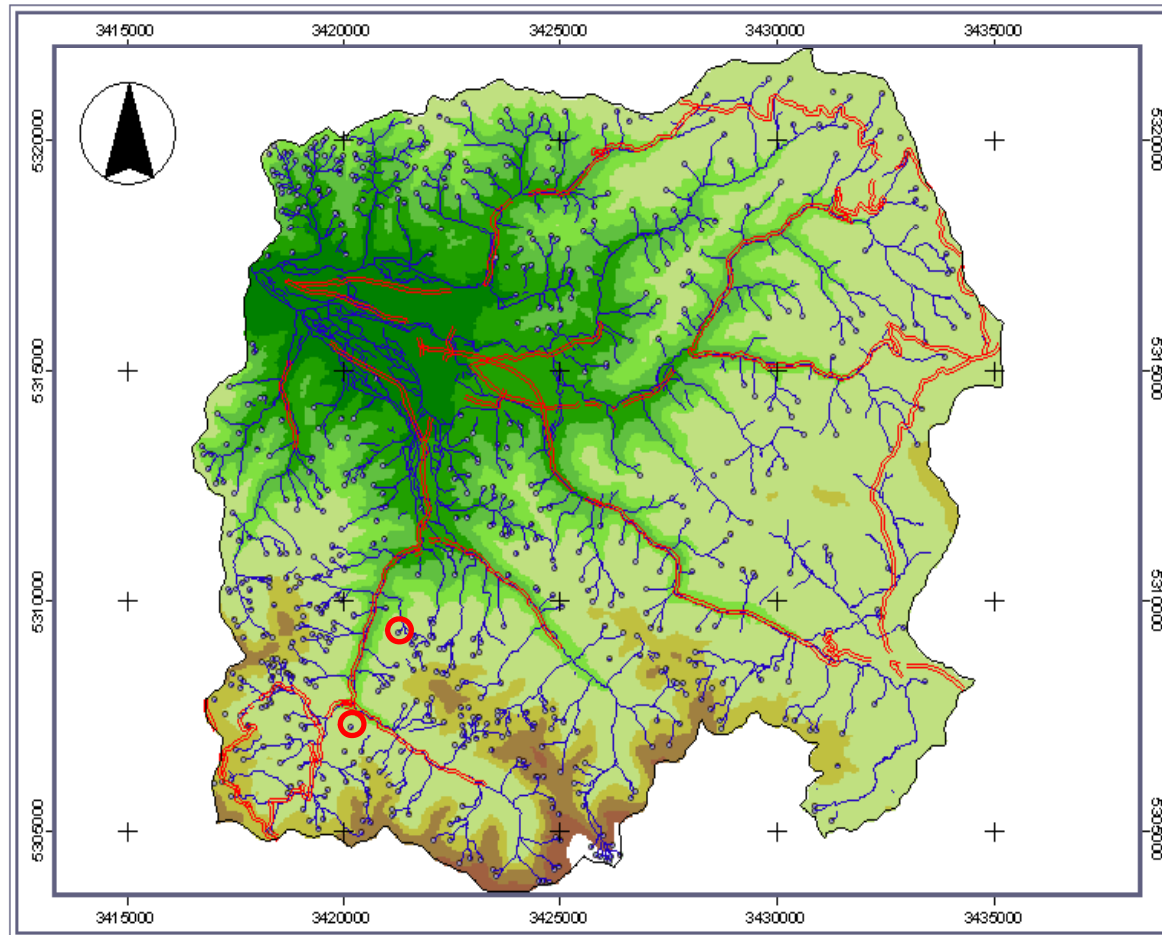


%	a_z [%]	T [d]	Z_d [m] (1%)
79	4.21	-	-
51	5.22	-	-
73	3.83	26	1.5
79	2.34	87	1.8

Mittlere Verweilzeiten:

- Bodenschicht (0-2cm) <1 Monat
- Bodenschicht (2-20cm) ~1 Monat
- Bodenschicht (20-40cm) 2.5 - 3 Monate

Variation der Isotopenwerte



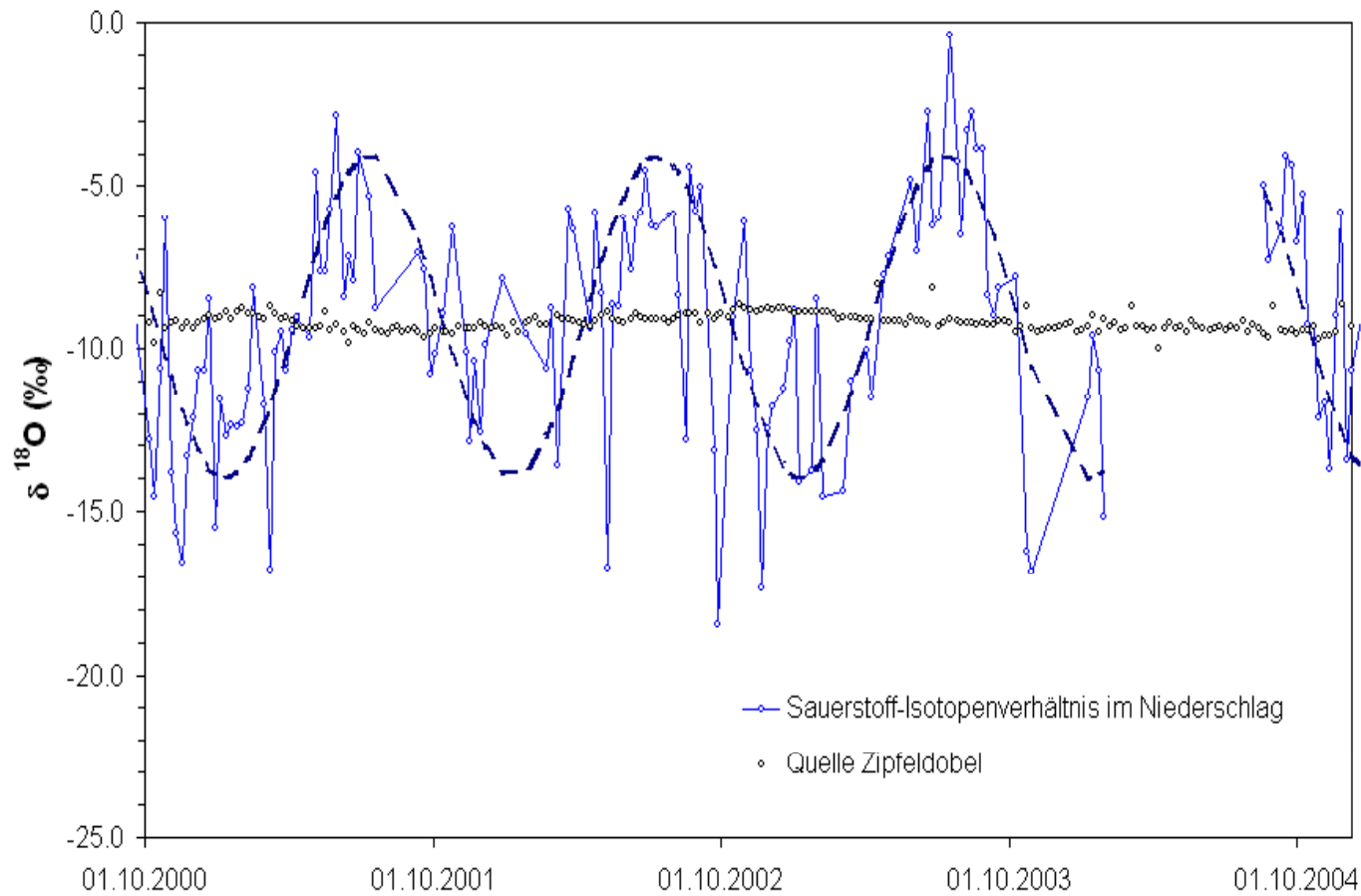
Quellen, Bäche und Flüsse im Dreisam-Einzugsgebiet

- Dreisam Einzugsgebiet
- Wegenetz
- Gewässernetz
- Quellen

Höhenmodell Dreisam 50 m

- 300 - 400
- 400 - 500
- 500 - 600
- 600 - 700
- 700 - 800
- 800 - 900
- 900 - 1000
- 1000 - 1100
- 1100 - 1200
- 1200 - 1300
- 1300 - 1400
- 1400 - 1500
- No Data

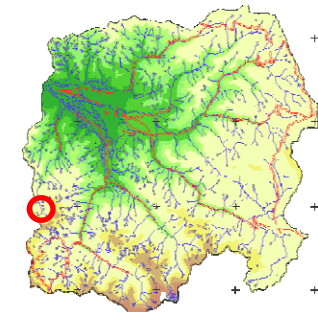
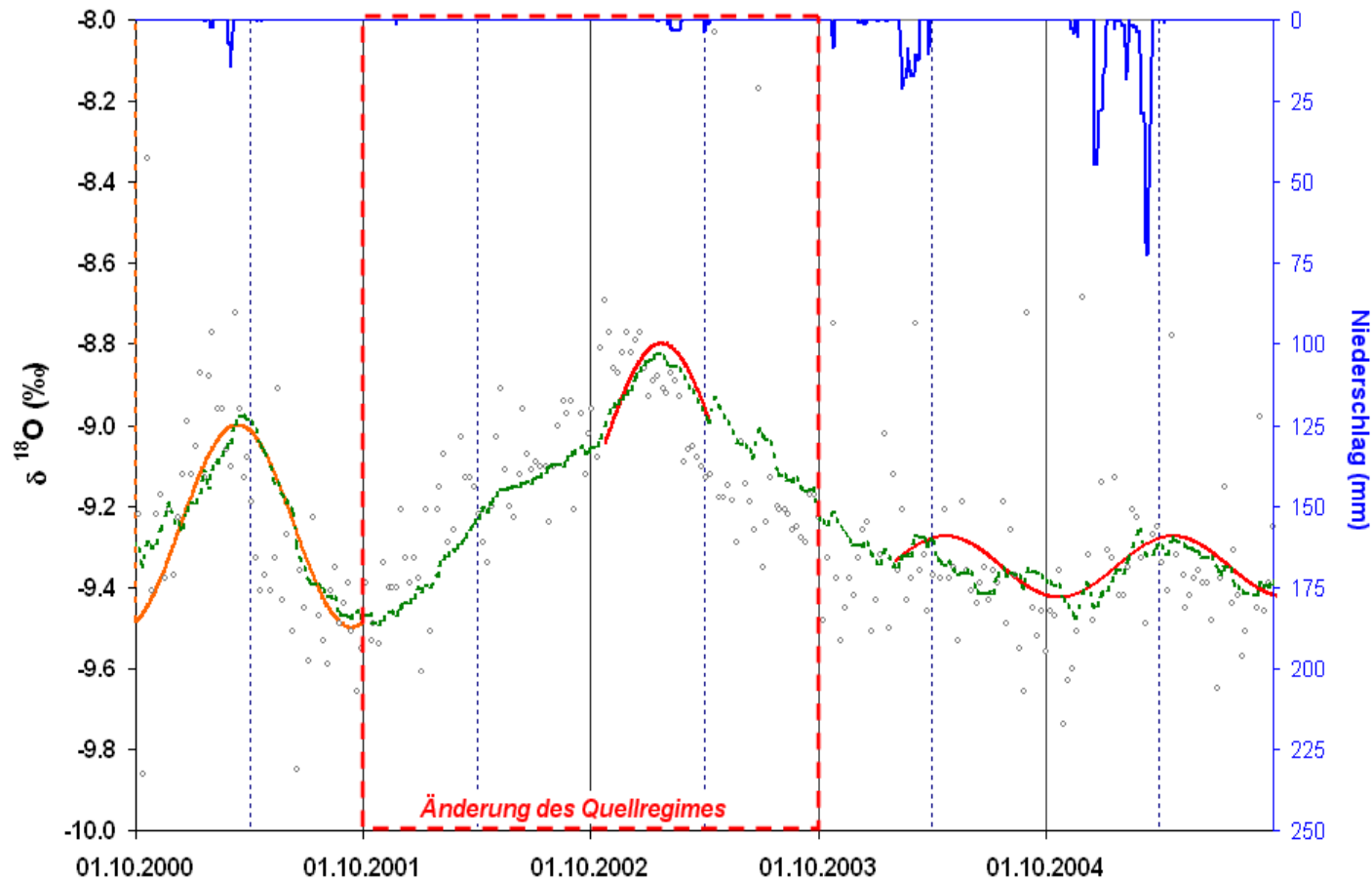
Quellen



Zipfeldobel

Quellen

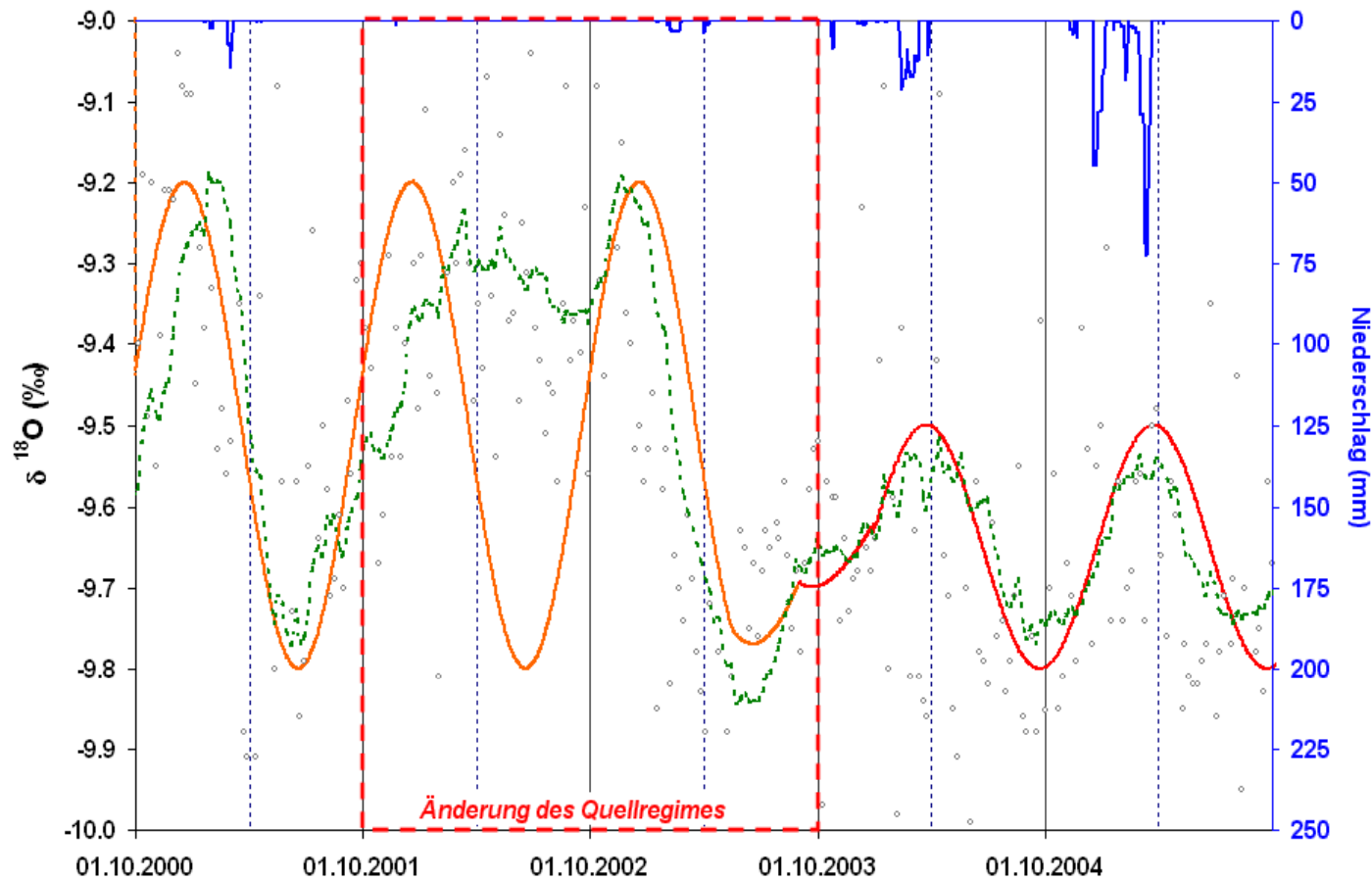
... reagieren empfindlich auf Änderungen im Schneeregime



Zipfeldobél

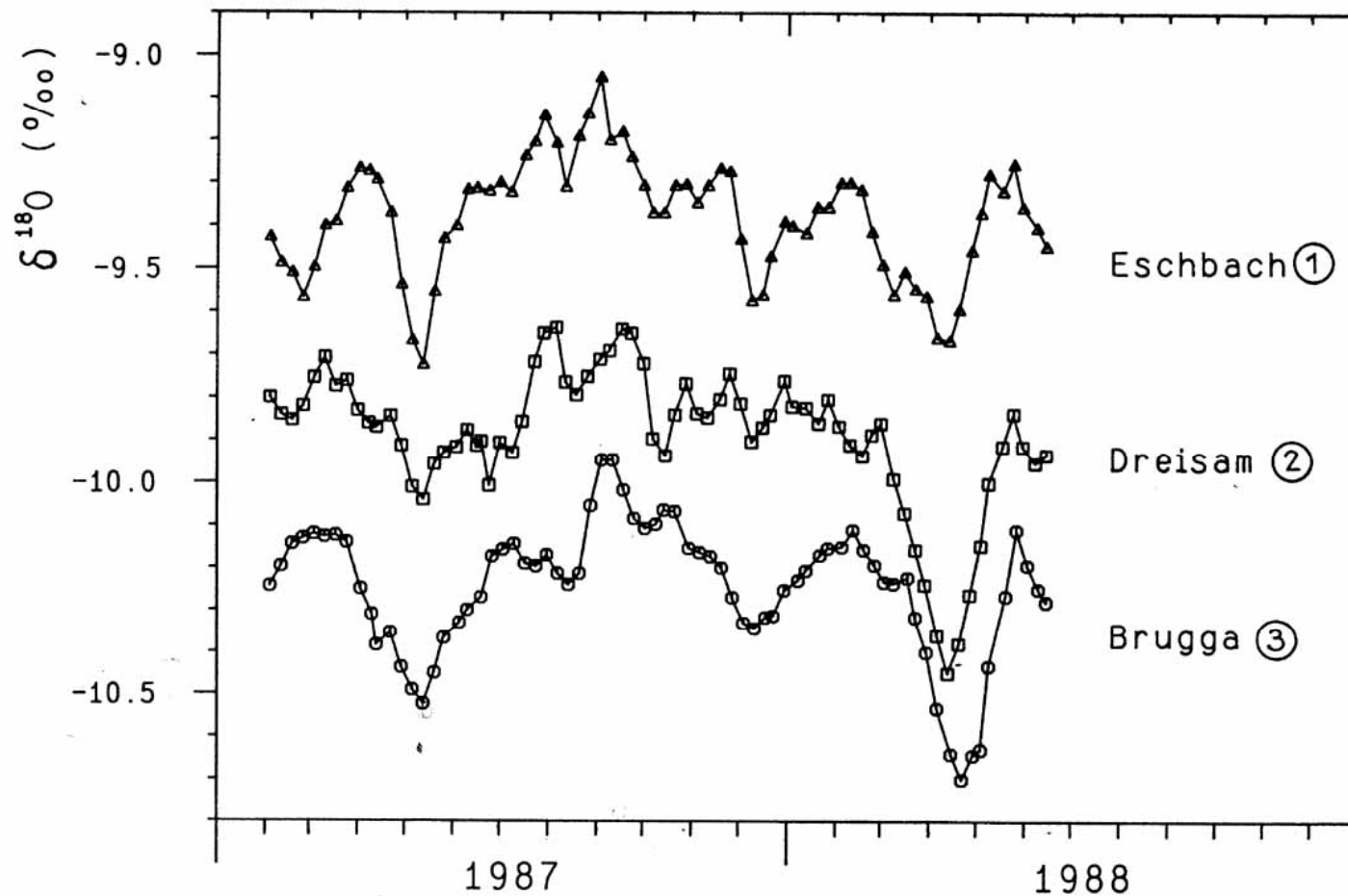
Quellen

... auch andere Quellen ändern ihr Systemverhalten



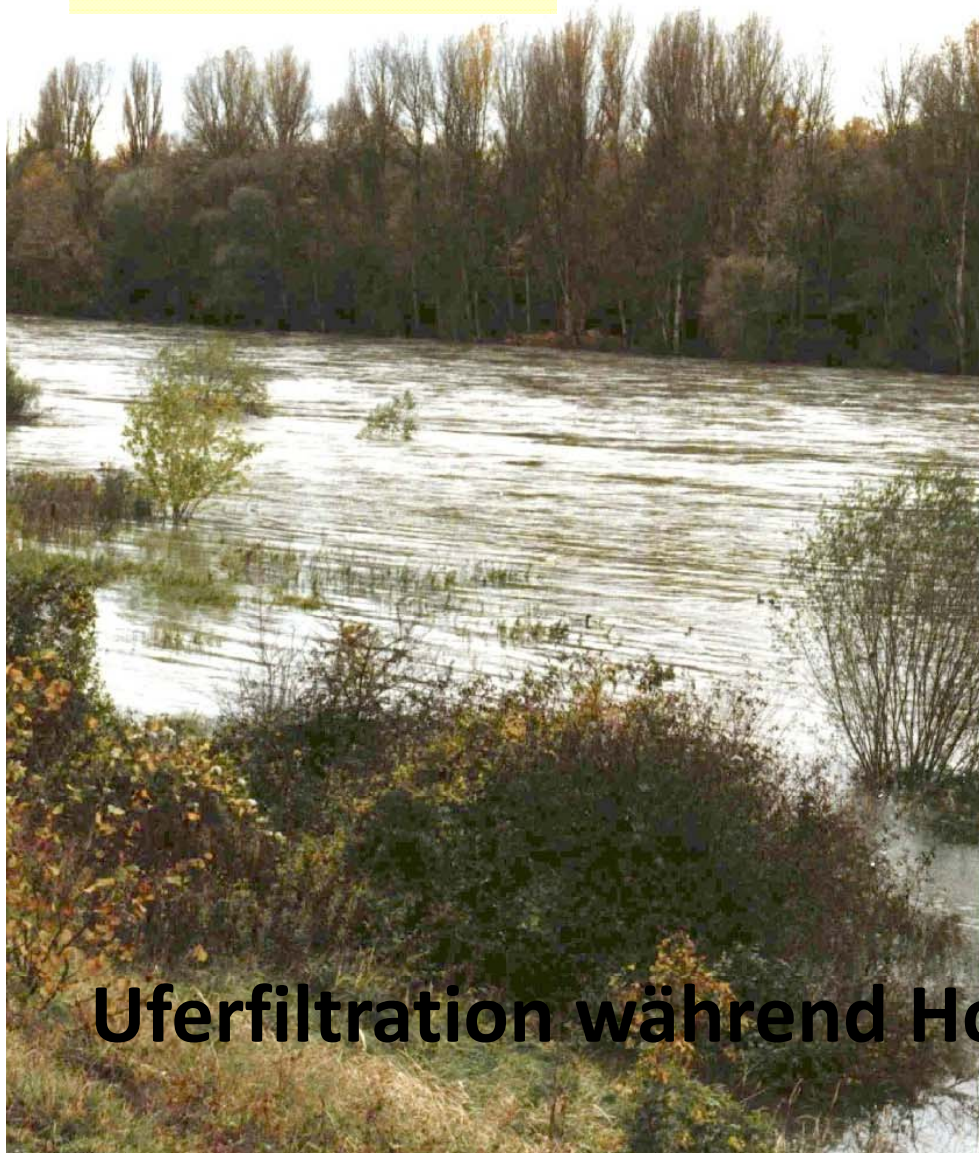
Zängerlehof

O-18 Variationen Eschbach, Brugga, Dreisam



4.11.1998
196.24 m ü. NN
1110 m³/s

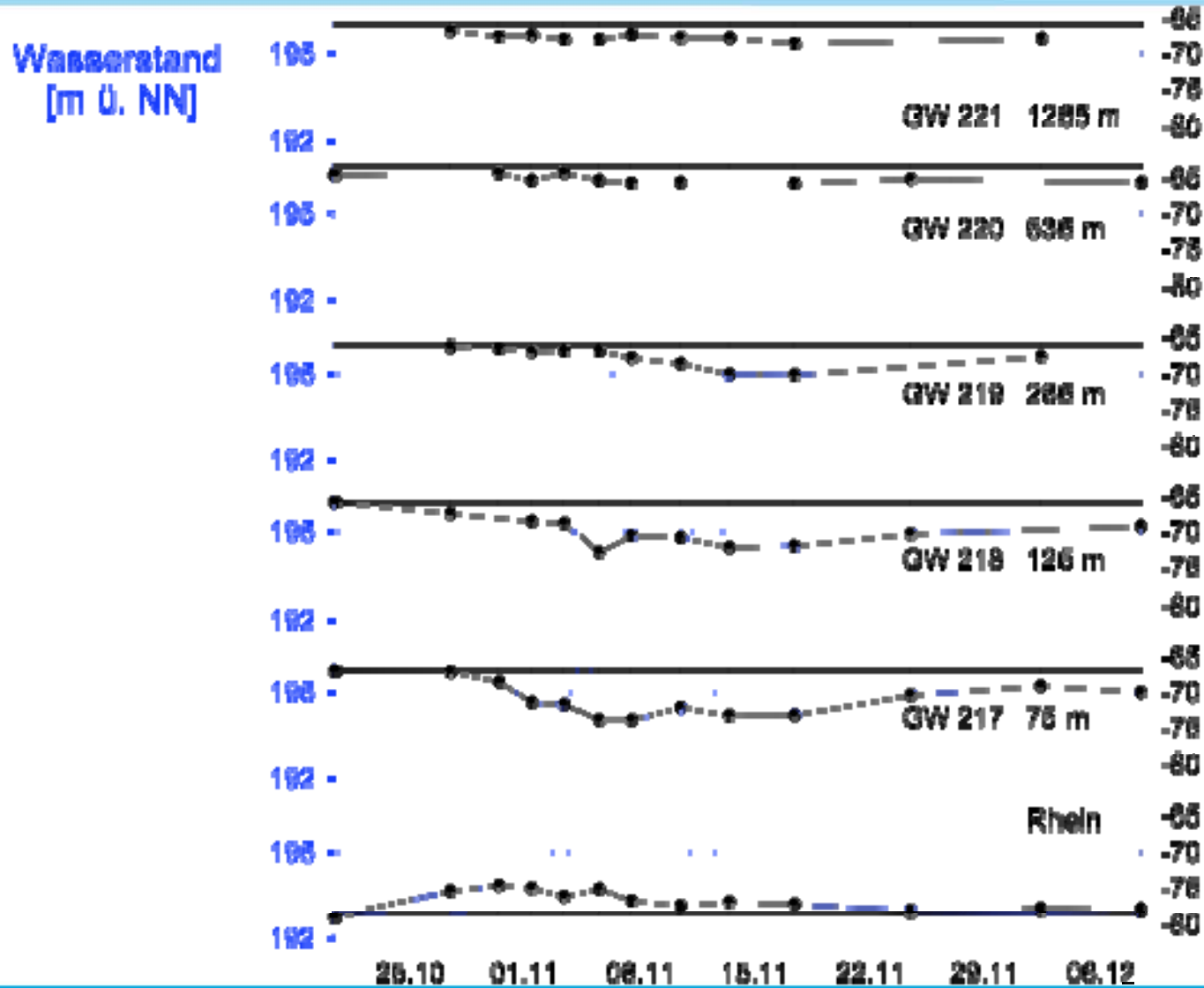
2.12.1998
192.91 m ü. NN
47 m³/s



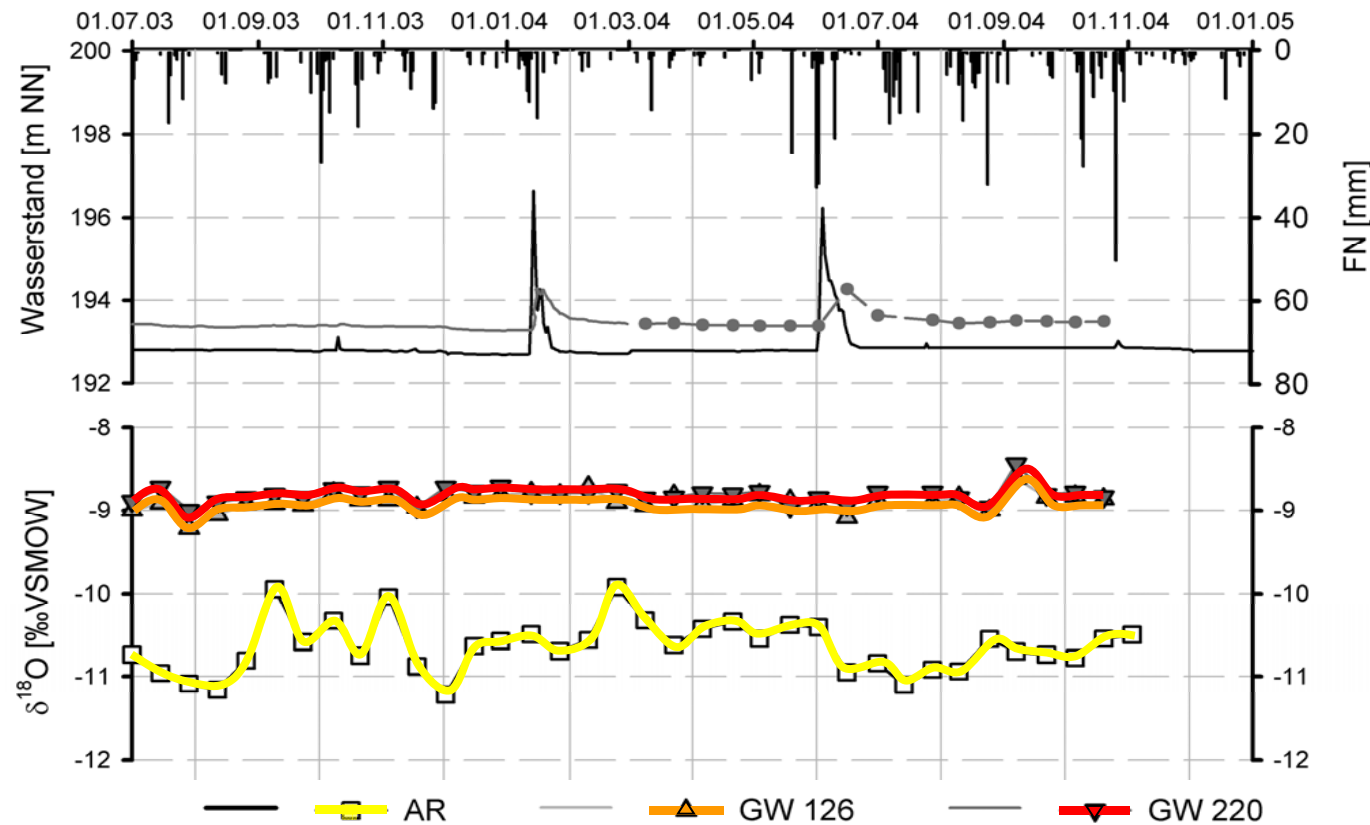
Uferfiltration während Hochwasser am Rhein

(Königer, 2003)

Interaktion Oberflächenwasser - Grundwasser



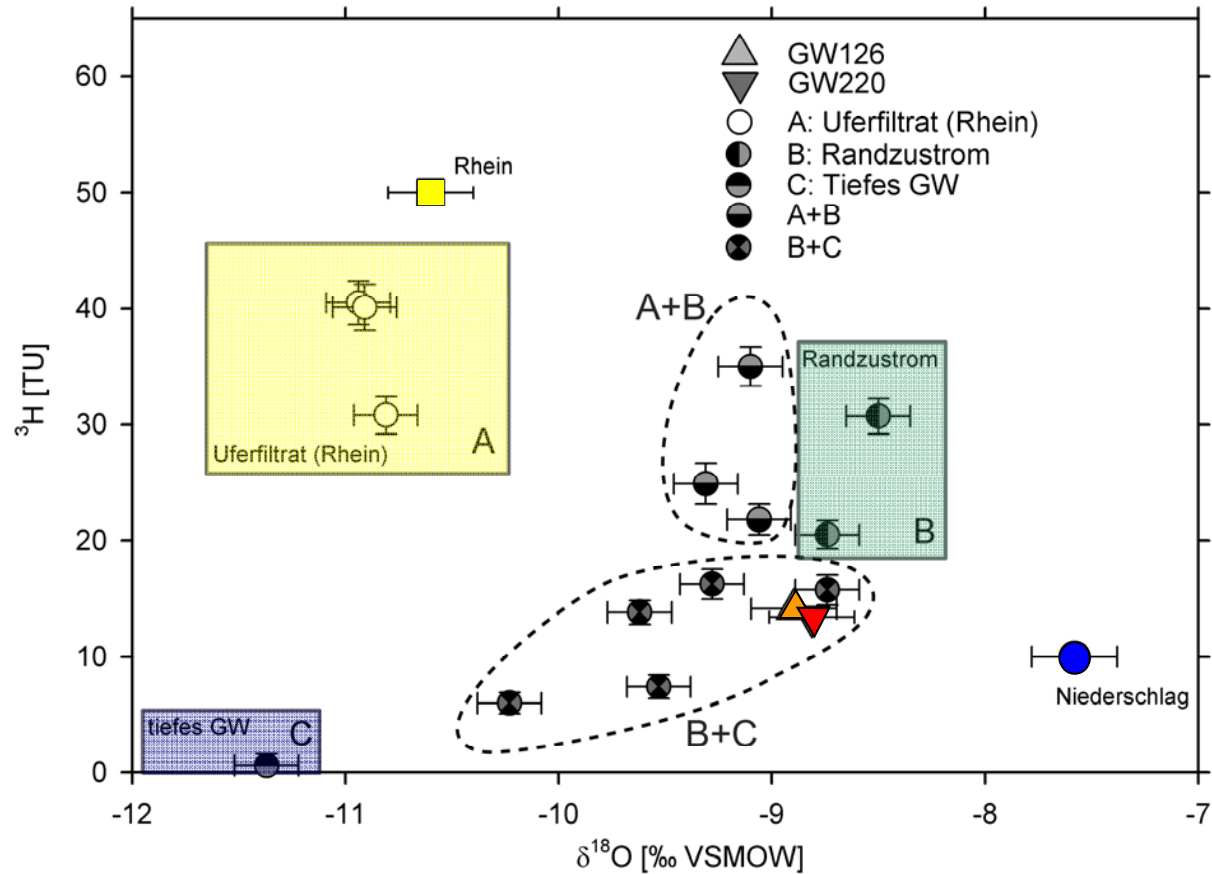
Isotope (OBFG+GW)



- leichte Werte im Altrhein
- konstante Werte im Grundwasser

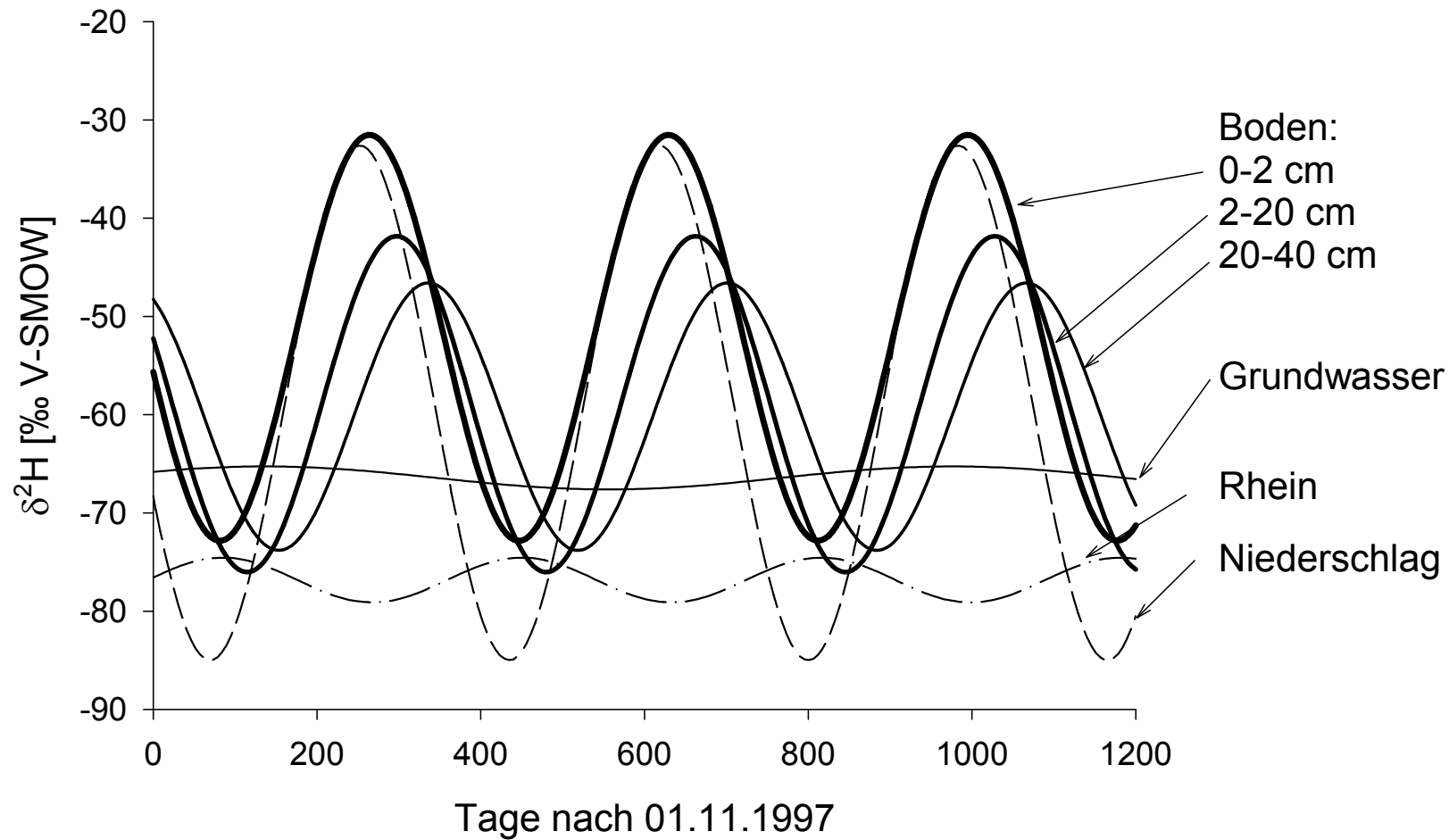
- keine Veränderung durch HW-Ereignisse
- kein saisonaler Jahreszeiteffekt

Endmember



- mittleres Alter der Messstelle GW126 ~10a und GW220 ~5a
- geringe Tritiumwerte und schwere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte
- lokale GWNB und Randzustrom Schwarzwald

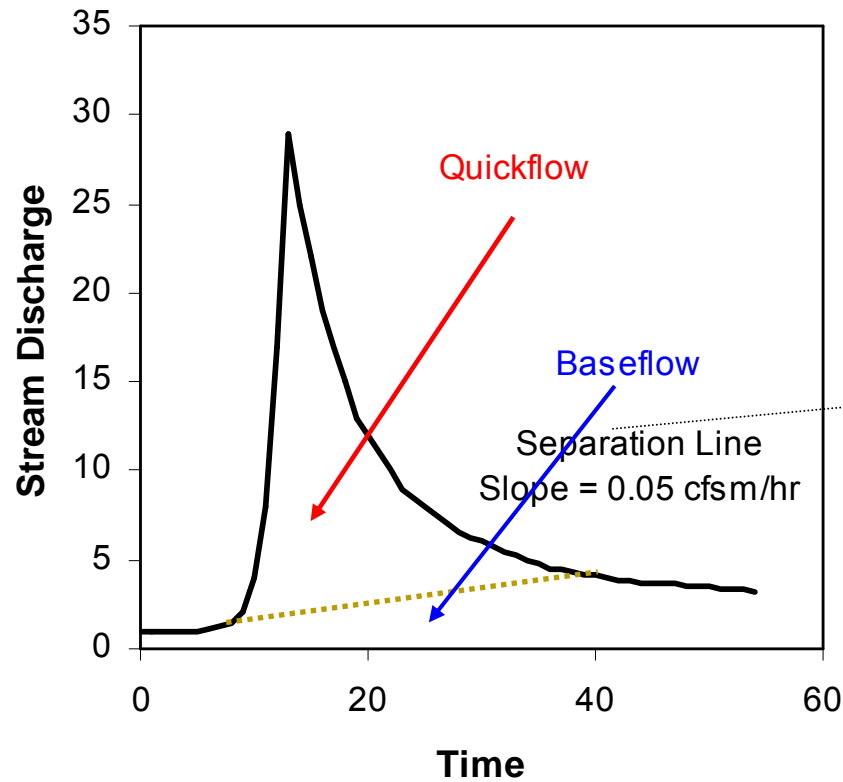
Deuterium Hartheim



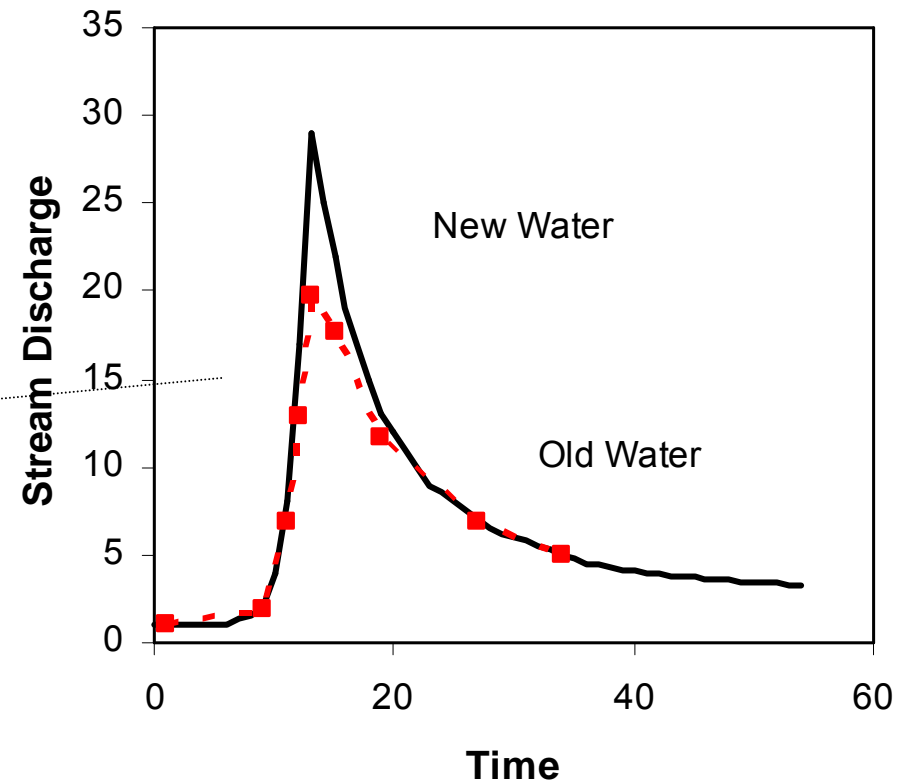
(Königer, 2003)

Hypothetical Hydrograph Separation

Graphical Hydrograph Separation



Isotope Hydrograph Separation



Comparison of Graphical and Isotope Methods

- Isotope methods clearly show much of stormflow or peakflow is old water stored in catchment prior to storm
- This finding has led to many studies that have asked: Where does the old water come from?
- Graphical methods still used by engineers and can provide a basis for comparing runoff in different watersheds, but method doesn't reveal much about runoff processes

Hydrograph Separation Using Isotope Tracers

- Method takes advantage of conservative mixing behavior of ^{18}O and ^2H
- Two Types of Separation
 - **Time Source** – new and old water
 - **Geographic Source** – contributions from different landscape positions
- Tracer composition of the geographic sources must be significantly different
- Tracer separation techniques provide **components** of the hydrograph, not the same thing as a **hydrologic flow path**

Assumptions of Isotope Hydrograph Separations

- Significant difference in isotopic content between new and old water
- New and old water has constant isotopic content in space and time, or variation can be accounted for
- Contributions of water with isotopic content different than old water negligible – soil water, stored surface water, multiple sources of groundwater
- Minimum Data needed:
 - Continuous measurement of stream discharge
 - Bulk sample of rainfall or snowmelt
 - Baseflow stream sample and samples collected throughout the storm

General Results of Hydrograph Separation Studies

- Old water is typically $> 50\%$ of peakflow, and 60 – 80% of total storm runoff at most sites (but note humid temporal forested bias)
- Agricultural and urban watersheds are dominated by new water at peakflow
- Where does the Old Water Originate?
 - **Saturation overland flow**
 - **Macropore flow**
 - **Groundwater ridging/capillary fringe** – soils near saturation close to stream, rapid water table rise
 - **Transmissivity feedback** – hydraulic conductivity decreases exponentially with depth results in perched water table

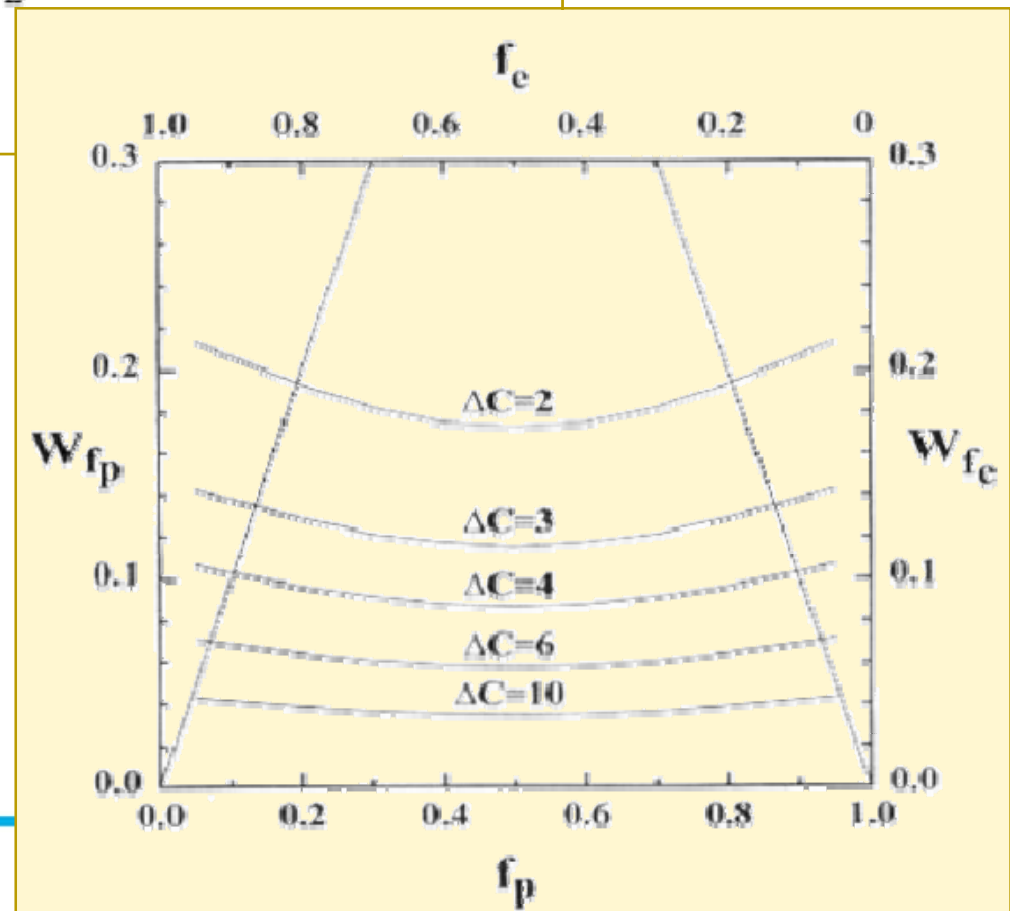
Uncertainty Analysis

$$W_{f_p} = \left\{ \left[\frac{f_p}{(C_e - C_p)} W_{C_p} \right]^2 + \left[\frac{f_e}{(C_e - C_p)} W_{C_e} \right]^2 + \left[\frac{-1}{(C_e - C_p)} W_{C_s} \right]^2 \right\}^{1/2}$$

W = uncertainty
f = fraction

e = event
p = pre-event
s = stream

(Genereux, 1998; WRR)



3-component hydrograph separation

- 3-Component Model (DeWalle et al., 1988; JoH)

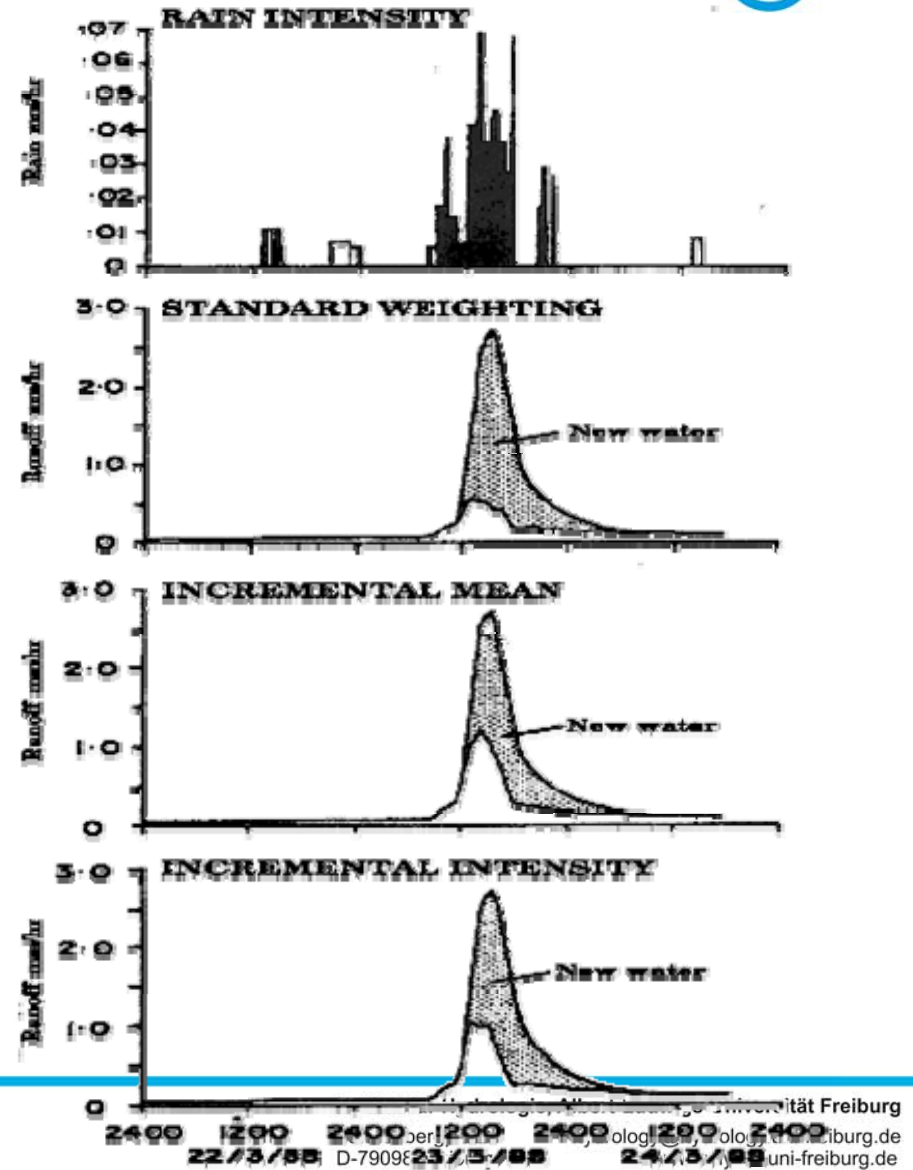
$$Q = Q_{cp} + Q_s + Q_{gw}$$
$$\frac{Q}{Q_s} = \left[\frac{C - C_{gw}}{C_s - C_{gw}} \right] - \frac{Q_{cp}}{Q} \left[\frac{C_{cp} - C_{gw}}{C_s - C_{gw}} \right]$$

- Other multi-component models
 - 2-tracer, 3-component models (Ogunkoya and Jenkins)
 - Reservoir Mixing (Harris et al.)
 - Convolution integral approach (McD et al.)

Temporal variations in the rainfall signal

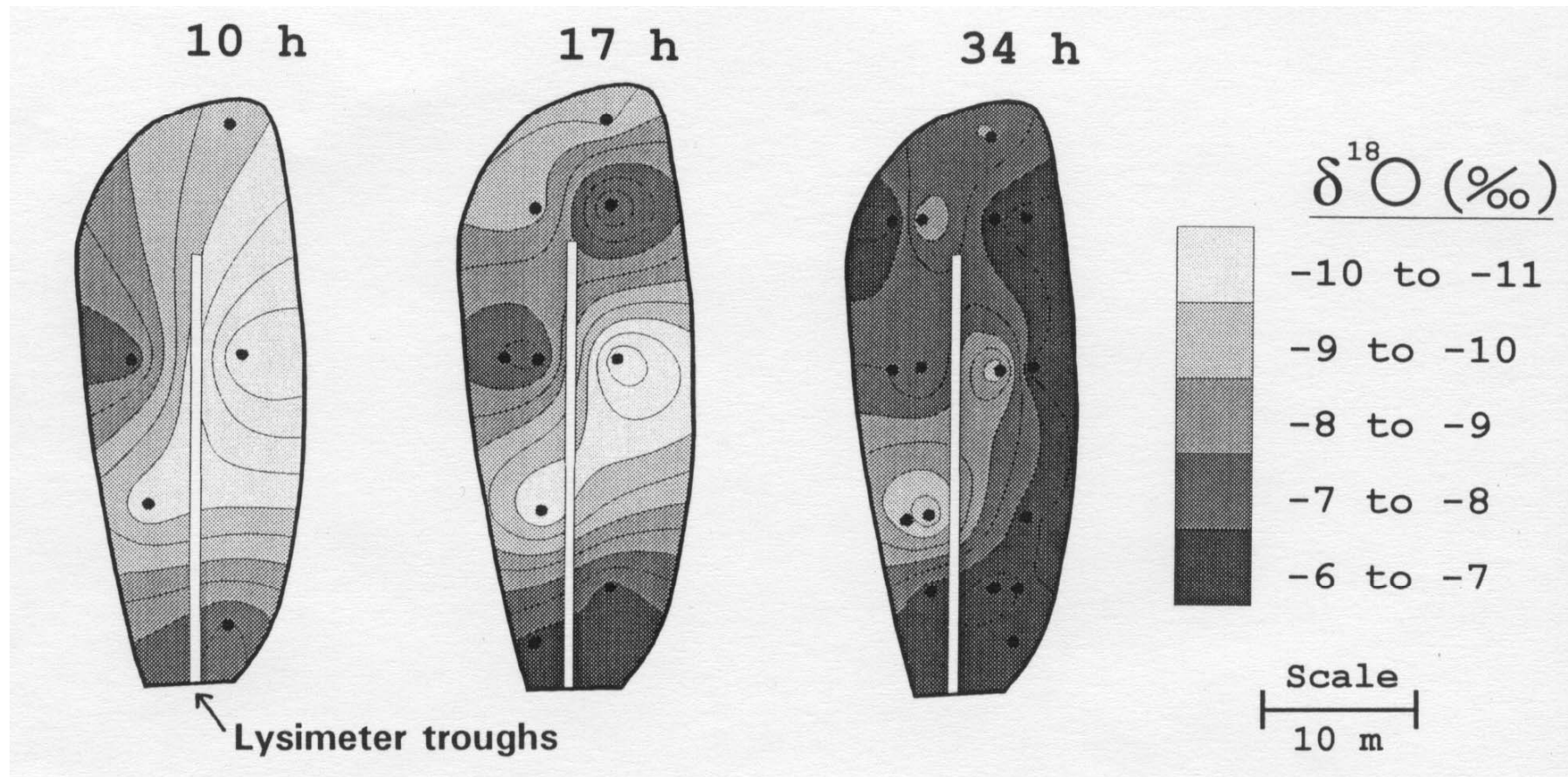
A Simple Rainfall Weighting Equation
McDonnell et al. (1990; WRR)

$$\delta x_w = \frac{\sum_{i=1}^n P_i \delta_i}{\sum_{i=1}^n P_i}$$



Pre-event water spatial variability

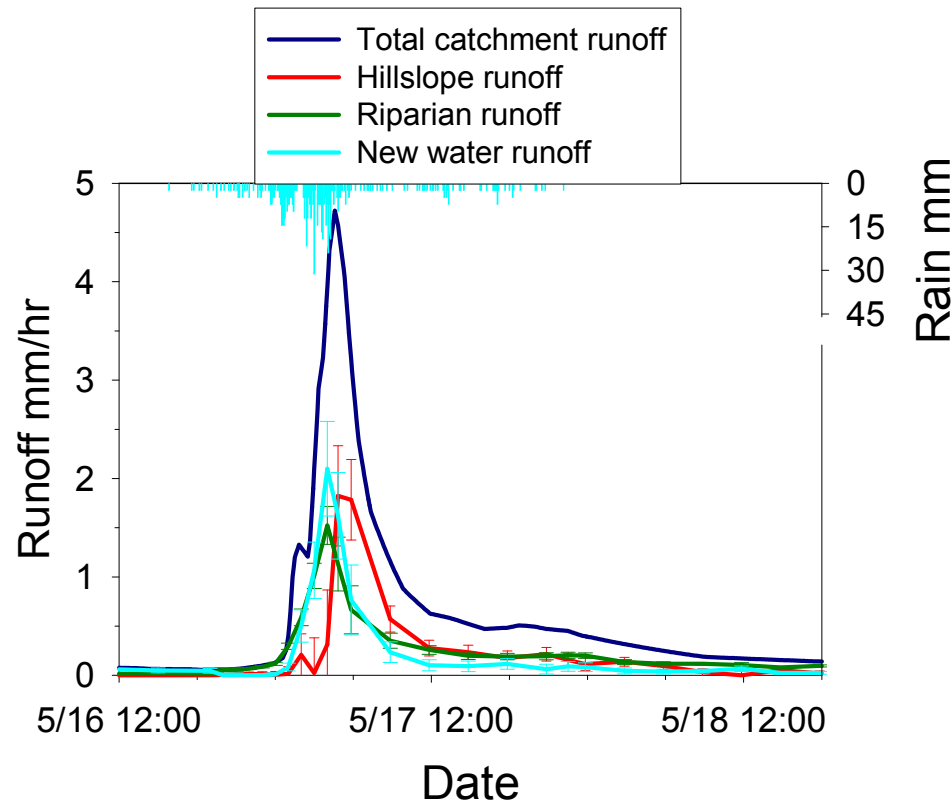
- Experimental evidence



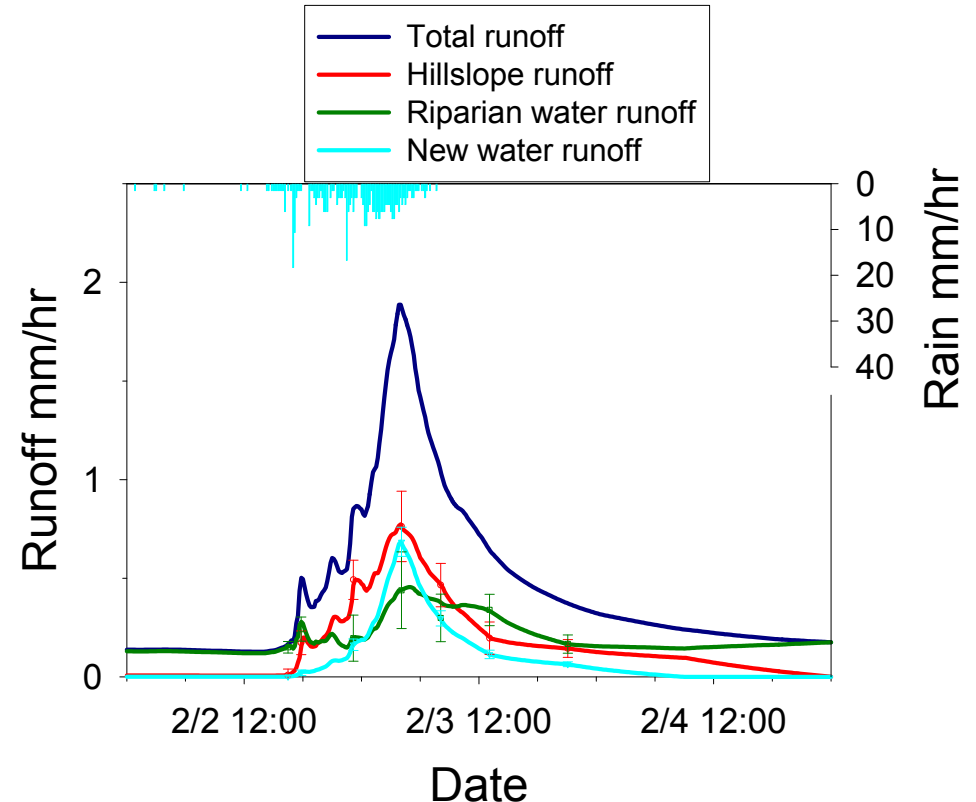
(Kendall, McDonnell and Gu, 2001: HP)

Some examples

Maimai



Panola



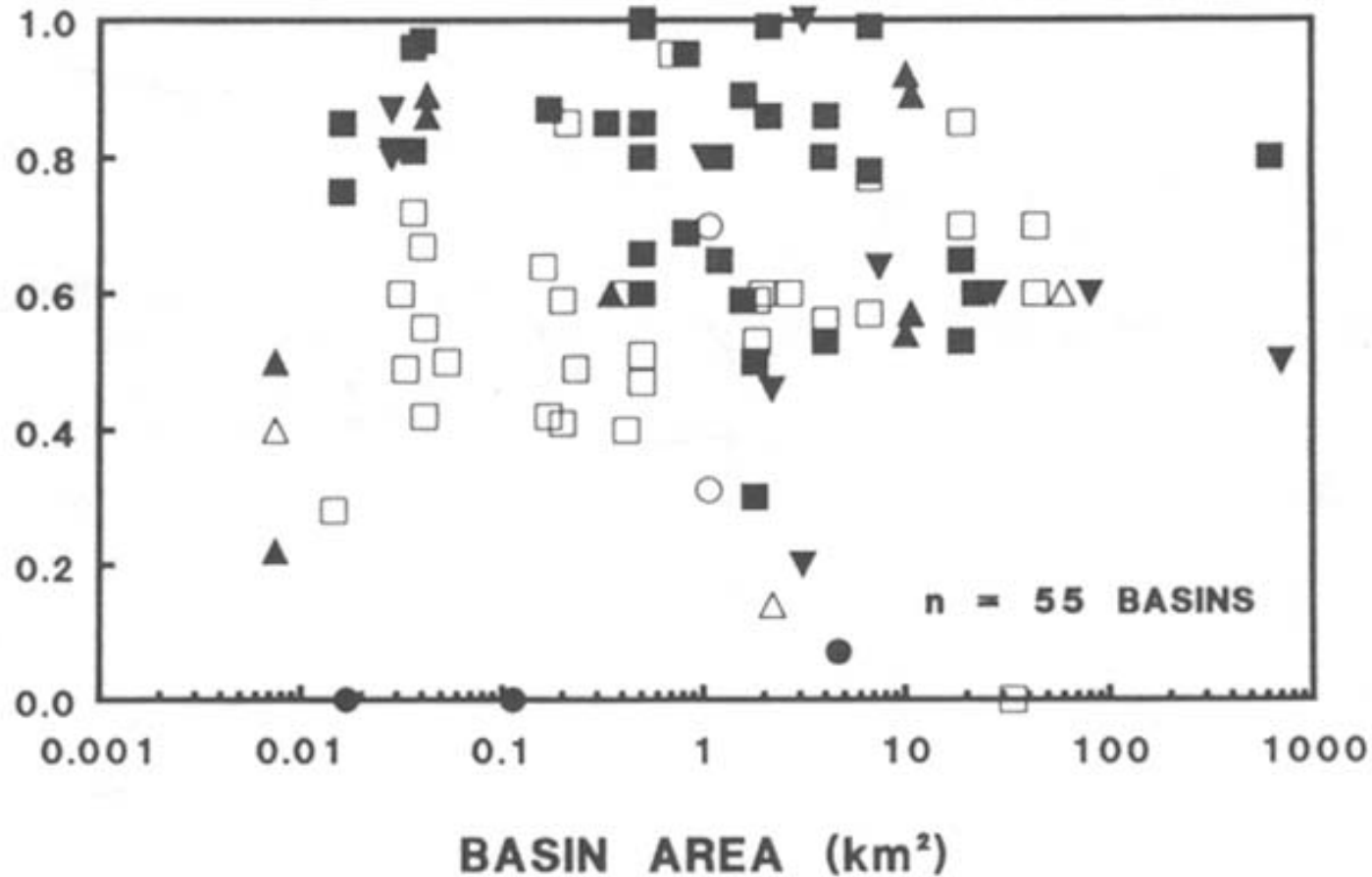
McGlynn et al., 2001, 2001; HP)

Hydrograph separation based on running mean rainfall. Hydrograph separation error was propagated based on end-member error of double the analytical precision for ^{18}O (0.1 ‰) and silica (1.6 $\mu\text{moles/l}$)

Buttle (1994): Global overview of separation studies

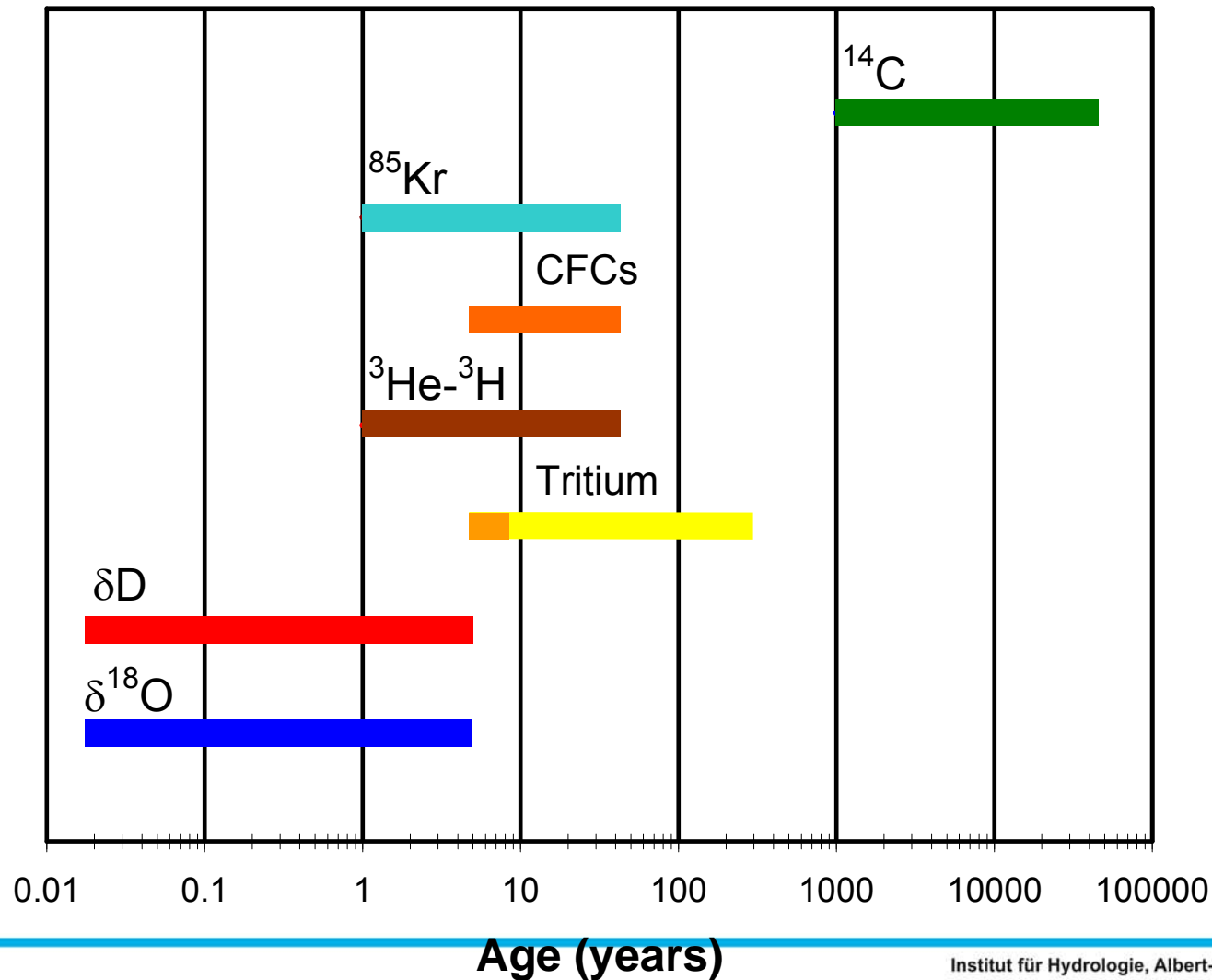


Anteil Vorereigniswasser



A: Agricult.
 F: Forest
 U: Urban
 O: Other

Time range of dating methods



Literature on Isotope Hydrology

- Mook, W. G. (ed.), 2001: UNESCO/ IAEA Series on Environmental Isotopes in the Hydrological Cycle – Principles and Applications. Available online at
– <http://www.iaea.org/programmes/ripc/ih/volumes/volumes.htm>
- Cook, P. G., Herczeg, A. L. (eds.), 2000: Environmental Tracers in Subsurface Hydrology. Kluwer Academic Press, Boston
- Kendall, C., McDonnell, J. J., 1998: Isotope Tracers in Catchment Hydrology. Elsevier, Amsterdam
- Clark, I. D, Fritz, P., 1997: Environmental Isotopes in Hydrogeology. Lewis Publishers, Boca Raton.