

Verdunstung



Claudia Büttner

24.01.2007

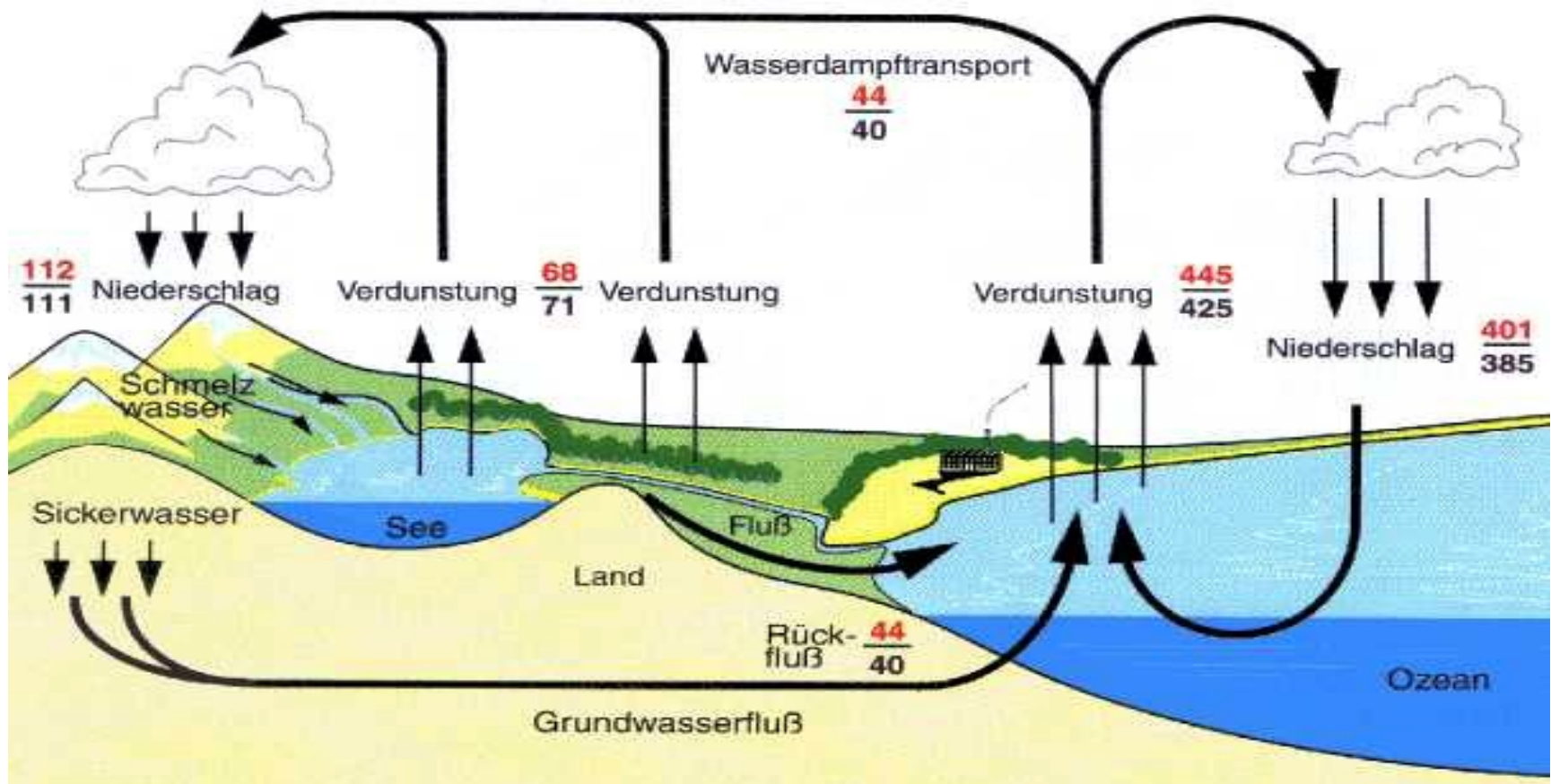
Seminar zur planetarischen Grenzschicht

Gliederung



- Allgemeines zum Wasserhaushalt
- Definitionen
- Prozesse
- Messverfahren & Messgeräte
- Literatur

Komponenten des Wasserhaushalts

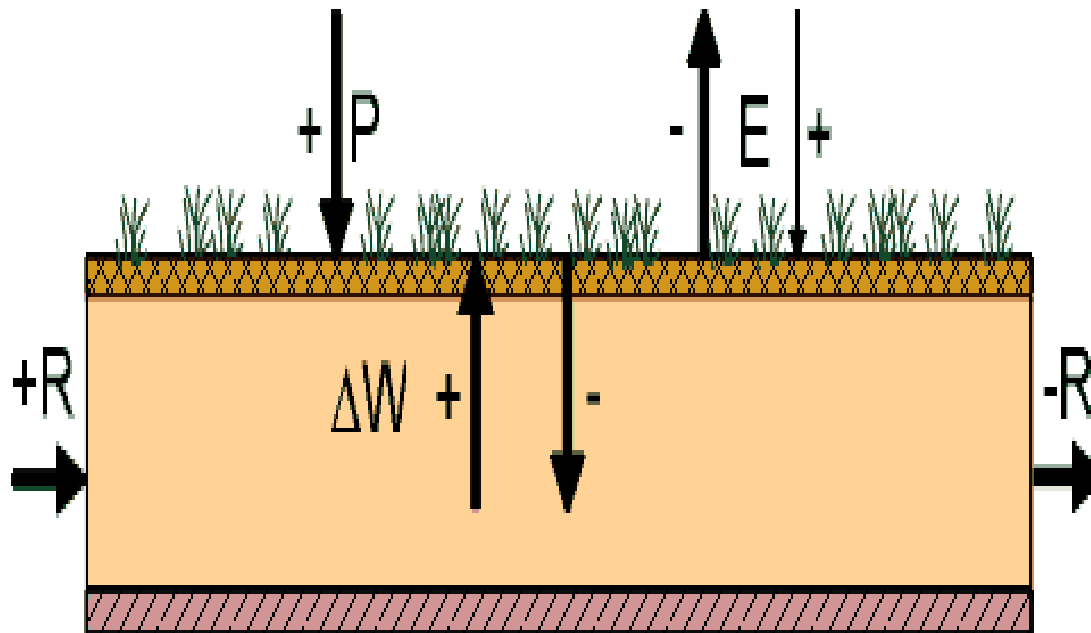


Definition



- Vorgang, bei dem Wasser bei Temperaturen unter dem Siedepunkt vom flüssigen oder festen Zustand in den gasförmigen übergeht
- physikalische Vorgang der Verdunstung verbindet die Umwandlung von Energie aus Strahlung oder Wärme mit einer Aggregatzustandsänderung
- Man unterscheidet tatsächliche und potentielle Verdunstung
- bezogen auf einen beliebigen Teil der Erdoberfläche ist somit die Verdunstung ein Glied sowohl der Energie- als auch der Wasserbilanz

Wasserbilanz



- $P + E + R + \Delta W = 0$
- P Niederschlag
- E Verdunstung (Evaporation)
- R Abflusshöhe (ober- und unterirdisch)
- ΔW Wasservorratsänderung

abhängige Faktoren



- Differenz zwischen dem Dampfdruck an der Oberfläche und der oberflächennahen Luft
- An der Oberfläche zur Verfügung stehende Energie
- Menge des in der Luft abtransportierten Wasserdampfes
- Menge des an der Oberfläche vorhandenen oder dorthin transportierten Wassers

Saugkräfte und Widerstände



- Saugkraft Luft bzw. Atmosphäre

- | $S_L = (\rho \cdot R \cdot T) \cdot \mu^{-1} \cdot \ln (E/e)$

- Diffusionsgesetz: Ficksches Gesetz:

- | Volumen/Massenfluss = Diffusionskoeffizient für Wasserdampf *
Potentialgefälle

Verdunstungsprozesse



- Evaporation E:
 - direkte Verdunstung von freier Bodenoberfläche und über Wasser
- Transpiration T:
 - Verdunstung von Pflanzenoberflächen
- Evapotranspiration $ET=E+T$:
 - Reale Evapotranspiration ist die ET einer teilweise oder ganz mit Pflanzen bewachsenen Fläche, deren Wassernachschub durch Wassermangel begrenzt ist.
 - Die potentielle Evapotranspiration tritt ohne diese Begrenzungen auf.

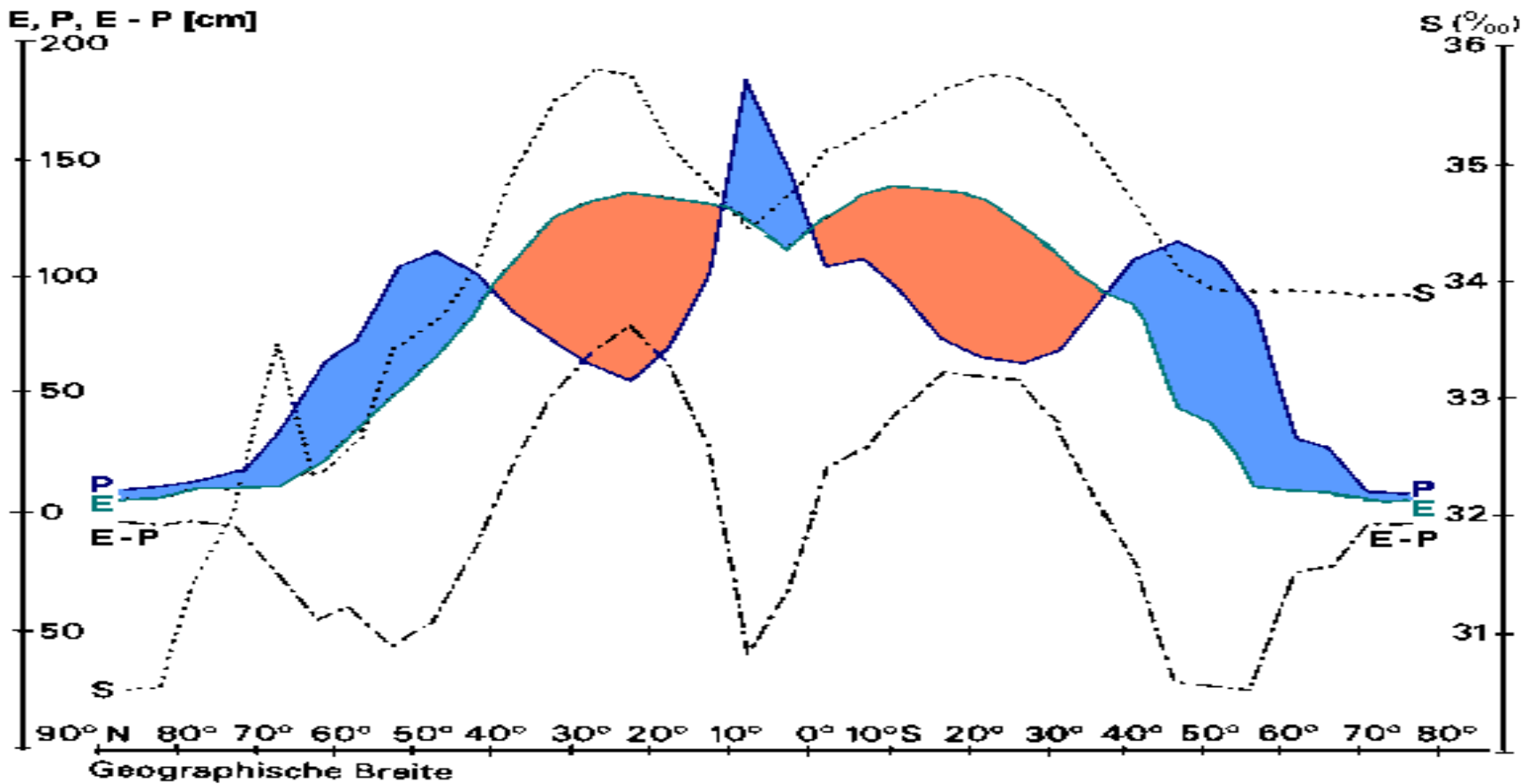
Regionale Verteilung der Verdunstung



Humidität und Aridität werden durch das Verhältnis von Verdunstung E zu Niederschlag P festgelegt:

- arides Gebiet: $E/P > 1$
- Trockengrenze: $E = P$
- humides Gebiet: $E < P$, z.B. Mitteleuropa E/P ca. 0,5

Regionale Verteilung der Verdunstung



Direkte Messverfahren

Evaporimeter

- Atmometer
 - Piche-Atmometer mit Filterpapier
 - Czeratzki-Scheibe

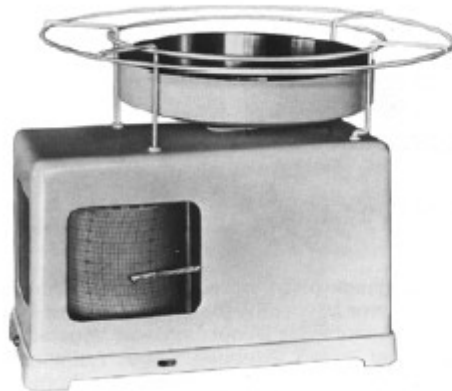
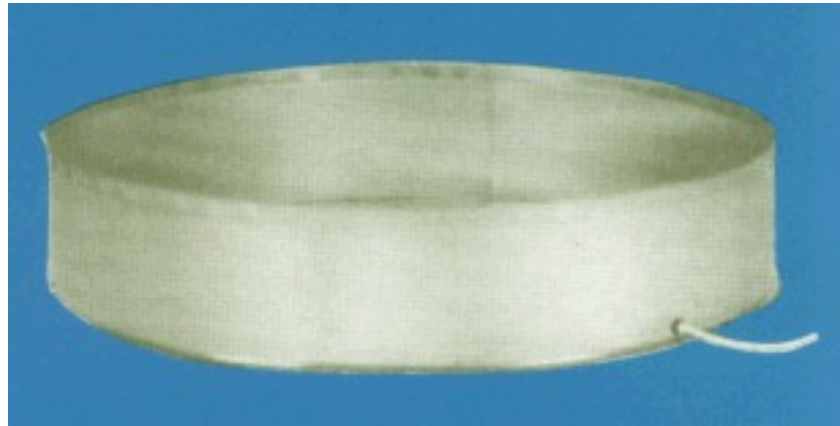


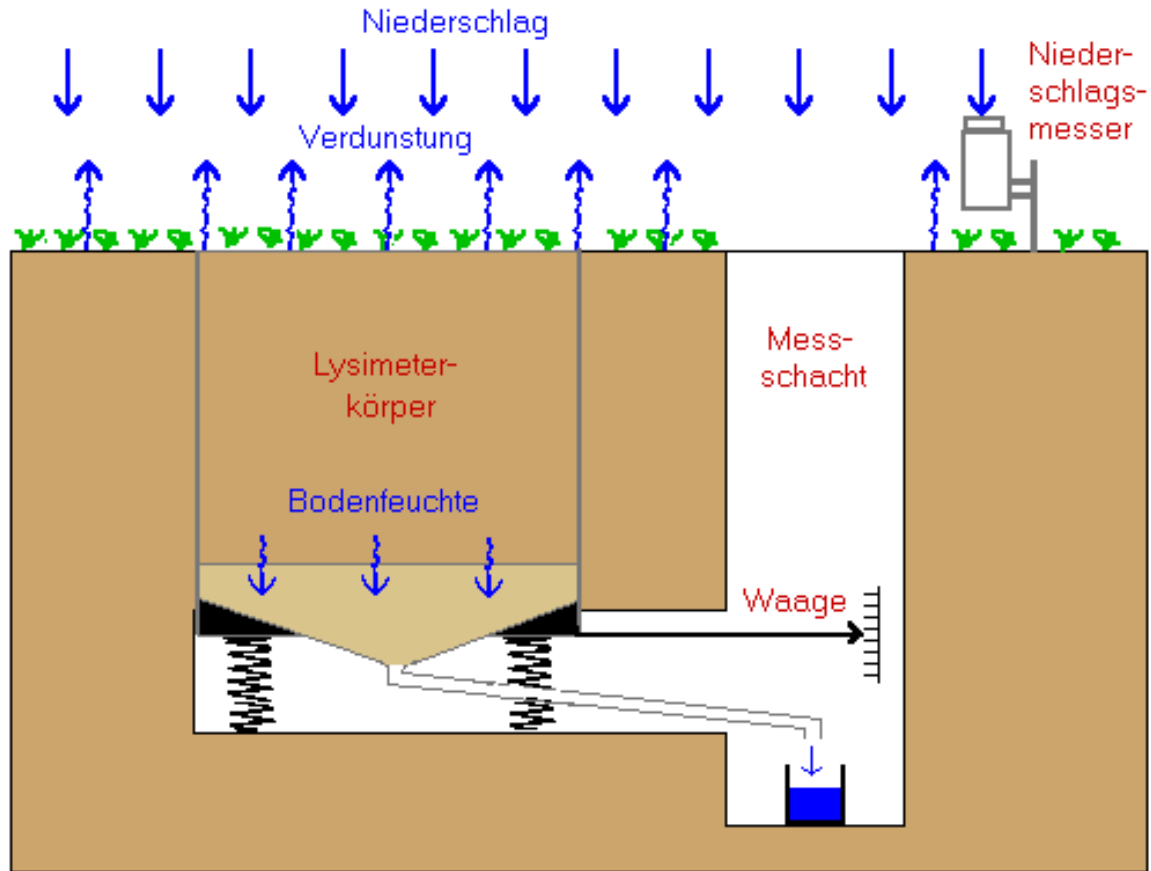
Abb. 114.:
Wildsche Verdunstungswaage

Verdunstungspfannen



- Class a Pan

Lysimeteranlage



Indirekte Messverfahren

Gradientenverfahren

- Aus Profilmessungen wird die Verdunstung ermittelt.

Bestimmung von ETa aus der Gebietswasserbilanz

- Voraussetzung: Messungen oder Berechnungen der Bilanzterme Niederschlagshöhe h_N , Abflusshöhe h_Q , und die Rücklage h_S in einem definierten Wassereinzugsgebiet voraus:

$$h_{ETa} = h_N - h_Q - \Delta h_S \text{ [mm/a]}$$

Berechnung der potentiellen Verdunstung

| Verfahren nach Haude

■ $ET_{p_{\text{Haude}}} = a_{\text{Haude}} (e_s - e)$ **Haude-Formel**

Mit: a_{Haude} empirischer (konstanter) monatlicher Pflanzenfaktor (Haude-Faktor)

$e_s - e$ Sättigungsdefizit der Luft mit Wasserdampf in hPa

■ $a = e (216,7 \text{ K} / (T [^\circ\text{C}] + 273,15 \text{ K}))$

■ Das Haude-Verfahren eignet sich **nur** für die empirische Berechnung von Monatssummen der Verdunstung.

Verfahren nach Turc

- Verfahren ursprünglich für Frankreich und Nordafrika entwickelt.

- | $ETp_{\text{Turc}} = 0,0031 \cdot C \cdot (R_G + 209) \cdot (T / (T + 15))$

Mit:	C	$C = 1 + ((50 - U) / 70)$ bei $U < 50\%$ und $C = 1$ bei $U > 50\%$
	U	Tagesmittel der Lufttemperatur in °C
	R_G	Globalstrahlung in J/cm^2 ; $R_G = R_0 \cdot (0,19 + 0,55 \cdot (S / S_0))$
	R_0	extraterrestrische Strahlung in J/cm^2
	S	Sonnenscheindauer des Tages in h
	S_0	astronomisch mögliche Sonnenscheindauer in h
	T	Tagesmittel der Lufttemperatur in °C

Verfahren nach Penman

■ Klassische Penman-Beziehung

$$E_{\text{Penman}} = \frac{s}{s + \gamma} \cdot \frac{R_n - G}{L} + \frac{\gamma}{s + \gamma} \cdot f(v) \cdot (e_s(T) - e)$$

Mit:	s	Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve
	γ	Psychrometerkonstante
	R_n	Strahlungbilanz
	G	Bodenwärmestrom
	L	spezifische Verdunstungswärme für 1 mm Verdunstungshöhe
	f(v)	von Windgeschwindigkeit v und der Bewuchshöhe abhängige Funktion
	$e_s(T) - e$	Sättigungsdefizit, abhängig von Lufttemperatur T und Dampfdruck e

Verfahren nach Renger & Wessolek

- ⌘ Ermittlung der realen Verdunstungs-Jahressummen einzelner Jahre stehen zur Verfügung
- ⌘ Es wurde für ebene Standorte und Böden auf Lockergestein ausgearbeitet und gilt unter der Annahme, dass der Boden im Frühjahr auf Feldkapazität aufgefüllt ist.

■
$$ETa = a \cdot P_{So} + b \cdot P_{Wi} + c \cdot \log W_{Pfl} + d \cdot ETp + e$$

Mit:	P_{So}	Sommerniederschlag in mm
	P_{Wi}	Winterniederschläge in mm
	W_{Pfl}	pflanzenverfügbare Wassermenge im Boden in mm
	ETp	potentielle Evapotranspiration nach Haude (Gras) in mm
	a, b, c	Konstanten

Literatur



- www.hydroskript.de
- Horst Mahlberg: "Meteorologie und Klimatologie"
- Fortak: "Allgemeine Meteorologie"

Turbulenz-Korrelations-Methode -Eddy flux

- ⌘ Direktes Messverfahren
- ⌘ Voraussetzung sind stationäre Bedingungen
- ⌘ homogene Oberfläche mit ausreichender Ausdehnung.
- ⌘ Dieser vertikale Wasserdampfstrom läßt sich aus dem zeitlichen Mittel des Produktes der Fluktuation berechnen:

■ $E = \rho^*$

Mit:	E	Wasserdampfstromdichte (Verdunstungsintensität)
	ρ	Dichte der Luft
	w	Vertikalkomponente der Windgeschwindigkeit
	q	spezifische Feuchte der Luft
	w', q'	Abweichung der Größen w bzw. q von ihrem zeitlichen Mittelwert