



耶鲁大学-南京信息工程大学大气环境中心
Yale-NUIST Center on Atmospheric Environment

大气边界层基本变量及其测定

王伟

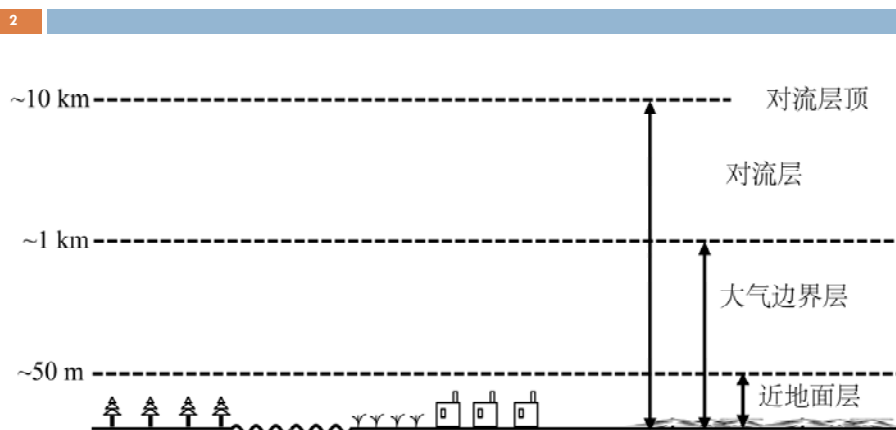
南京信息工程大学

wangwnuist@163.com 15195915526

ChinaFLUX第十四次通量观测理论与技术培训
北京 2019年8月6日

1

对流层大气分层



李旭辉、王伟等，2018

大气边界层基本变量及其观测

3



- 通量：三维超声风速计+气体分析仪， $\text{CO}_2/\text{CH}_4/\text{H}_2\text{O}$ 、能量和动量通量
- 辐射：向上、向下短波和长波辐射、净辐射、PAR
- 小气候：温度、压强、湿度、风、降水
- 土壤：热通量、温度、水分

Courtesy of Li-cor, 2013

主要内容

4

- 通量的基本概念
- 辐射基本概念、辐射定律、辐射分量
- 能量平衡
- 小气候变量（温度、压强、湿度、风、降水）
- 温室气体

Benjamin Franklin 说

5



- My desk on which I now write, and the lock of my desk, are both exposed to the same temperature of the air, and have therefore the same degree of heat or cold; yet if I lay my hand successively on the wood and on the metal, the latter feels much the coldest, not than it is really so, but being a better conductor, it more readily than the wood takes away and draws into itself the fire that was in my skin.

Benjamin Franklin, 1757

通量与通量密度

6

- 通量(flux): 单位时间内通过一定面积的质量或能量。
- 通量密度(flux density): 单位时间内通过单位面积的质量或能量。
- 通量包含两部分: 浓度差和导度 (阻力的倒数, 表示物质传输热量和质量的能力)

$$\text{Flux} = g(C_s - C_a)$$

- 我们感知的是环境通量而非环境浓度, 对环境浓度 (如物体温度) 的判断会受导度大小的影响。

通量与通量密度

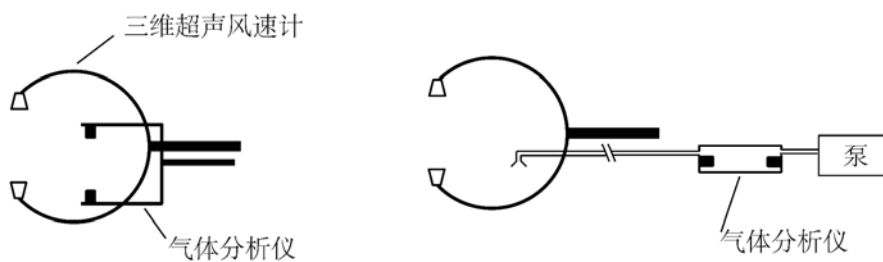
7

	通量 (量/时间)	通量密度 (量/[时间*面积])
热量	J s^{-1} 或 W	W m^{-2} 或 $\text{J m}^{-2} \text{s}^{-1}$
物质	g s^{-1} 或 mol s^{-1}	$\text{g m}^{-2} \text{s}^{-1}$ 或 $\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$

- 200 W m^{-2} 的能量通量密度, $0.1 \text{ g m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 的水汽通量密度, $4.1 \mu\text{mol m}^{-2} \text{ s}^{-1}$ 的 CO_2 通量密度。
- 若参考面与地表水平且位于地表正上方, 则通量密度即为地表与大气之间的交换速率。
- 地表通量密度是天气和气候模型的下边界。

开路式和闭路式涡度相关系统

8



李旭辉、王伟等, 2018

典型的开路式涡度相关系统

9

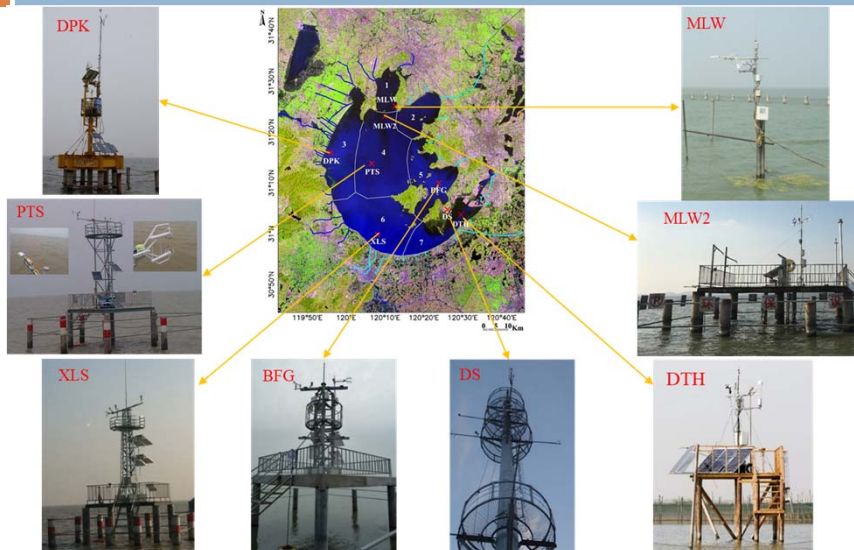
LI-7500A + CSAT3 / Gill

EC150 + CSAT3



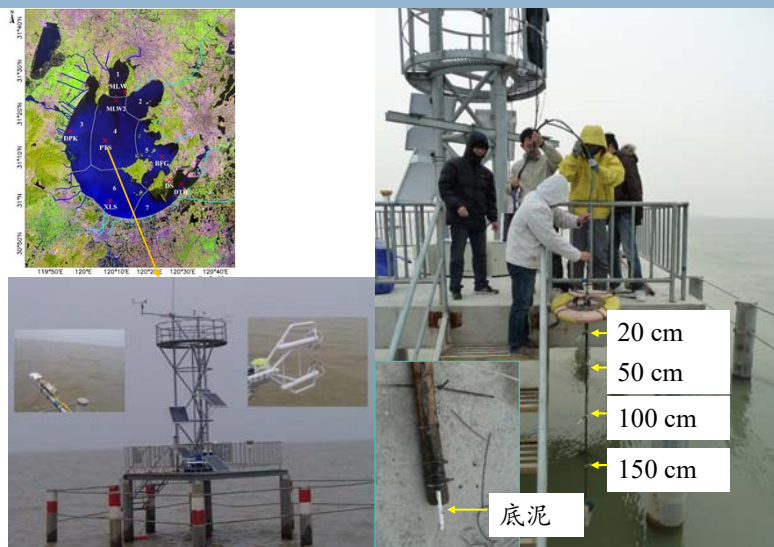
太湖中尺度通量网

10



观测系统

11



主要内容

12

- 通量的基本概念
- 辐射基本概念、辐射定律、辐射分量
- 能量平衡
- 小气候变量（温度、压强、湿度、风、降水）
- 温室气体

描述辐射场的物理量

13

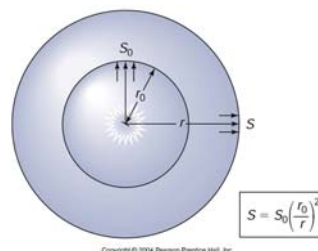
- 辐射通量/辐射功率(radiant flux, J s^{-1} 或 W): **单位时间**内某个表面发射或接收的辐射能, 或**单位时间**内通过某一平面的辐射能。
- 辐亮度/辐射率(radiance, $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$): 辐射传输方向上的**单位立体角内**, 通过垂直于该方向的**单位面积**、**单位波长间隔**的辐射功率。
- 辐射通量密度 (radiant flux density, W m^{-2}): **单位时间**内离开或照射到某表面**单位面积**上的辐射能, 分为辐出度(emittance)和辐照度(irradiance)。

辐射源

14

- 点源: **平方反比**定律, 辐照度 E 与离光源距离 r 的平方成反比。

$$E = \frac{W}{4\pi r^2}$$



- 面源: 可以向 **2π 立体角**中发射辐射能, 若辐亮度 L 不随方向变化(各向同性), 有朗伯定律。

$$F = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} L \cos \theta d\Omega = L \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} \cos \theta \sin \theta d\theta d\phi = \pi L$$

辐射物理规律

15

- 黑体辐射物理规律
 - 普朗克定律：The Planck Function
 - 斯蒂芬-玻尔兹曼定律：The Stefan-Boltzmann Law
 - 维恩位移定律：Wien's Displacement Law
- 非黑体辐射物理规律
 - 基尔霍夫定律：Kirchhoff's Law

普朗克定律（1900年）

16

- 绝对黑体的分光辐出度与发射物质的**温度**和辐射**波长**的关系：

$$F_B(\lambda, T) = \frac{2\pi c^2 h}{\lambda^5} (e^{\frac{ch}{k\lambda T}} - 1)^{-1} = \frac{c_1}{\lambda^5} (e^{c_2/\lambda T} - 1)^{-1}$$

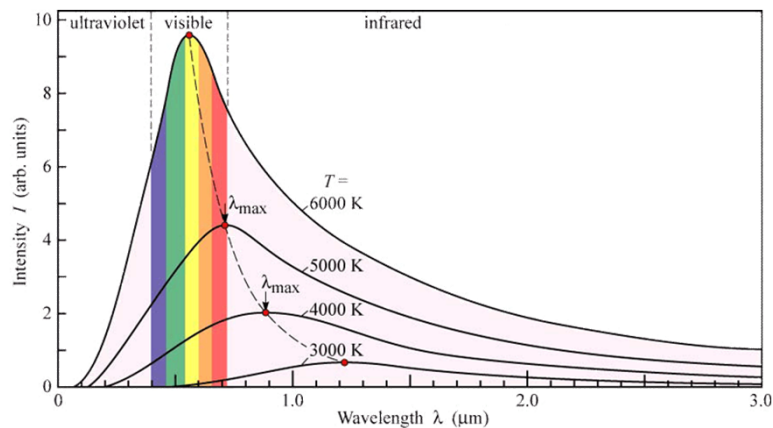
- 普朗克函数（黑体分光辐亮度）：

$$B(\lambda, T) = \frac{1}{\pi} F_B(\lambda, T) = \frac{c_1}{\pi \lambda^5} (e^{c_2/\lambda T} - 1)^{-1}$$

普朗克函数（黑体分光辐亮度）

17

$$B(\lambda, T) = \frac{1}{\pi} F_B(\lambda, T) = \frac{c_1}{\pi \lambda^5} (e^{c_2/\lambda T} - 1)^{-1}$$



普朗克定律的物理意义

18

- 黑体辐射与物质组成无关；
- 黑体辐射强度随温度**升高而增大**（斯蒂芬玻尔兹曼定律）；
- 随着温度**下降**，辐射能量集中的波段向**长波**方向移动；
- 最大辐射强度对应的波长随温度**升高而减小**（维恩位移定律）。

斯蒂芬-波尔兹曼定律 (1879、1884年)

19

- 绝对黑体的积分辐出度与温度的4次方成正比。

$$F_T = \sigma T^4 \quad \sigma = \frac{c_1}{c_2^4} \frac{\pi}{15} = 5.6696 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$$

- 由温度可求出绝对黑体的积分辐出度，也可由积分辐出度反求其温度，是用辐射方法测量物体温度的基础。
- 将物体视为绝对黑体计算出的温度称为等效黑体温度或有效辐射温度(有效温度)，若不是绝对黑体，计算出的有效温度会比实际温度低。

维恩位移定律 (1893年)

20

- 黑体辐射光谱极大值对应的波长 λ_{\max} 与温度的乘积为一常数，即黑体温度越高， λ_{\max} 越小。

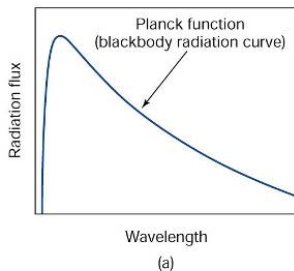
$$\lambda_{\max} T = 2897.8 (\mu\text{m K})$$

- 6000 K的黑体（太阳）， $\lambda_{\max} = 0.483 \mu\text{m}$ （蓝光）。
- 由最大辐射强度对应的波长可以确定绝对黑体的温度，是光谱方法测定物体温度的基础。
- 由维恩位移定律求出的温度称为颜色温度（色温）。

从数学角度看三个黑体辐射定律

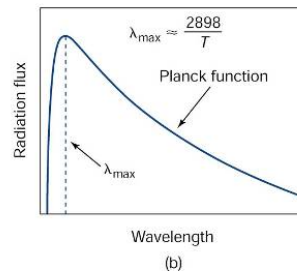
21

普朗克定律



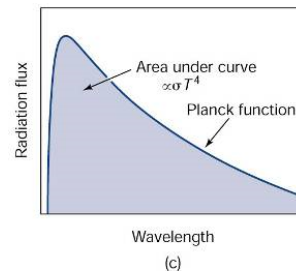
母定律

维恩位移定律



对波长求导

斯蒂芬玻尔兹曼定律



对波长积分

Copyright © 2004 Pearson Prentice Hall, Inc.

基尔霍夫定律 (1859年)

22

- 在热平衡条件下，任何物体的辐出度 $F_{\lambda,T}$ 与其吸收率 $A_{\lambda,T}$ 之比是一个波长和温度的普适函数，与物体性质无关。

$$\frac{F_{\lambda,T}}{A_{\lambda,T}} = f(\lambda, T)$$

- 任何物体的辐出度与其吸收率之比都等于同一温度下黑体的辐出度 $F_B(\lambda, T)$ 。

$$f(\lambda, T) = F_B(\lambda, T)$$

23

- 定义比辐射率 $\varepsilon_{\lambda,T}$ 为物体的辐射能力 $F_{\lambda,T}$ 与黑体的辐射能力 $F_B(\lambda, T)$ 之比，基尔霍夫定律可写成：

$$\varepsilon_{\lambda,T} = A_{\lambda,T}$$

- 物理意义（两个联系）
 - ▣ 将物体的吸收能力与放射能力联系起来；
 - ▣ 将非黑体与黑体联系起来。

$$F_T = \varepsilon \sigma T^4$$

比辐射率 (emissivity)

24

Table 1.2. Infrared emissivity of different surfaces (Geiger *et al.* 1995)

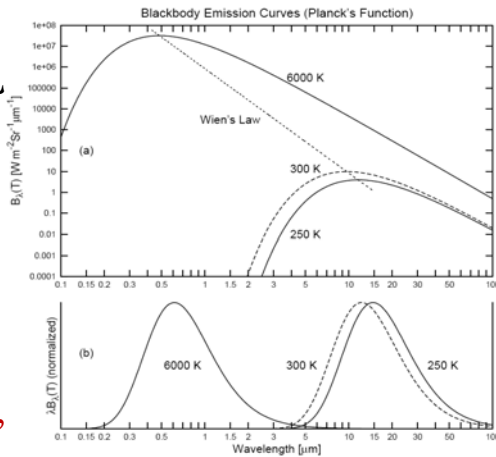
surface	emissivity
water	0.960
fresh snow	0.986
coniferous needles	0.971
dry fine sand	0.949
wet fine sand	0.962
thick green grass	0.986

- 比辐射率是利用辐射观测计算表面温度的重要参数。

太阳辐射和地球、大气辐射

25

- 太阳辐射集中在0.17~4.0 μm，紫外、可见光和红外分别占能量的8%、44%和49%；
- 地面辐射集中在3.33~80 μm，大气辐射集中在4.55~109.1 μm；
- 太阳辐射为短波辐射，地球和大气辐射为长波辐射，以4 μm分界。



太阳常数

26

- 大气上界在日地平均距离处，与日光垂直的单位面积上的太阳积分辐照度。

$$\bar{S}_0 = \int_0^{\infty} \bar{S}_{0,\lambda} d\lambda$$

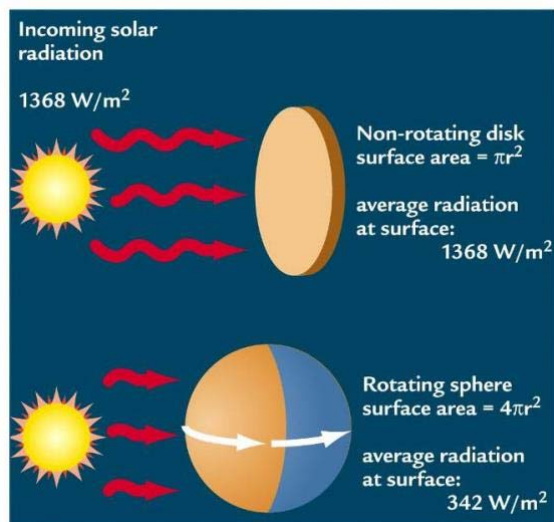
- WMO推荐值：1367 ± 7 W m⁻²。

$$S_0 = \bar{S}_0 (d_0 / d)^2 = \bar{S}_0 d_m^2$$

- $d_m = (d_0 / d)^2$ 为日地距离订正因数，即地球轨道偏心率订正因子。

地球大气上界的入射太阳辐射

27



辐射分量—向下短波

28

- 向下/入射短波辐射(K_{\downarrow}): 即总辐射, 水平面上, 天空 2π 立体角内所接收到的太阳直接辐射(S)和散射辐射(D)之和, 夜间为0。
- 测量: CS320、CS301、CNR4的短波辐射传感器



传感器	类型	光谱范围 μm
CS320	黑体热电堆	0.385~2.105
CS301	硅光伏	0.36~1.12
CNR4	热电堆	0.305~2.8

辐射分量—向上短波

29

- 向上/反射短波辐射(K_{\uparrow}): 总辐射到达地面后被下垫面向上反射的那部分短波辐射, 可用总辐射表感应面朝下测量。

- 反照率(albedo): $\alpha = \frac{K_{\uparrow}}{K_{\downarrow}}$

- 如何计算反照率平均值? $\bar{\alpha} = \frac{\alpha_1 + \alpha_2 + \dots + \alpha_n}{n}$

$$\bar{\alpha} = \frac{\overline{K_{\uparrow}}}{\overline{K_{\downarrow}}} = \frac{\sum_n K_{\uparrow}}{\sum_n K_{\downarrow}}$$

反照率

30

Table 1.1. Albedo of different surfaces (Geiger *et al.* 1995)

surface	albedo
clean snow	0.75–0.98
grey soil, dry	0.25–0.30
grey soil, wet	0.10–0.12
white sand	0.34–0.40
wheat	0.10–0.25
grass	0.18–0.20
oaks	0.18
pine	0.14
water, rough, solar angle 90°	0.13
water, rough, solar angle 30°	0.024

辐射分量—向下长波

31

- 向下长波辐射(L_{\downarrow}): 大气以长波形式向下发射的辐射, 也称为**大气逆辐射**。取决于大气温度和湿度的垂直分布, 由来自大气本身的热辐射和来自云的热辐射两部分组成。

- 晴天时:

$$L_{\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 \quad \varepsilon_a = a + b \sqrt{e}$$

- 有云时:

$$L_{\downarrow} = \varepsilon_a \sigma T_a^4 + A_c \varepsilon_c \sigma T_c^4 N$$

辐射分量—向上长波

32

- 向上长波辐射(L_{\uparrow}): 包括地球表面以长波形式向上发射的辐射和向下长波辐射被反射的部分。

$$L_{\uparrow} = \varepsilon_g \sigma T_g^4 + (1 - \varepsilon_g) L_{\downarrow}$$

- $L_{\uparrow} > L_{\downarrow}$, 地面净长波辐射的作用是使地面**冷却**。
- 测量: CNR4长波辐射传感器, 4.5~42 μm 。

辐射分量—净辐射

33

- 全辐射：短波辐射与长波辐射的和，波长范围为0.29~100 μm。
- 净辐射(R_n)：净全辐射或辐射差额，太阳与大气向下发射全辐射与地面向上发射全辐射的差值。

$$R_n = K_{\downarrow} - K_{\uparrow} + L_{\downarrow} - L_{\uparrow}$$

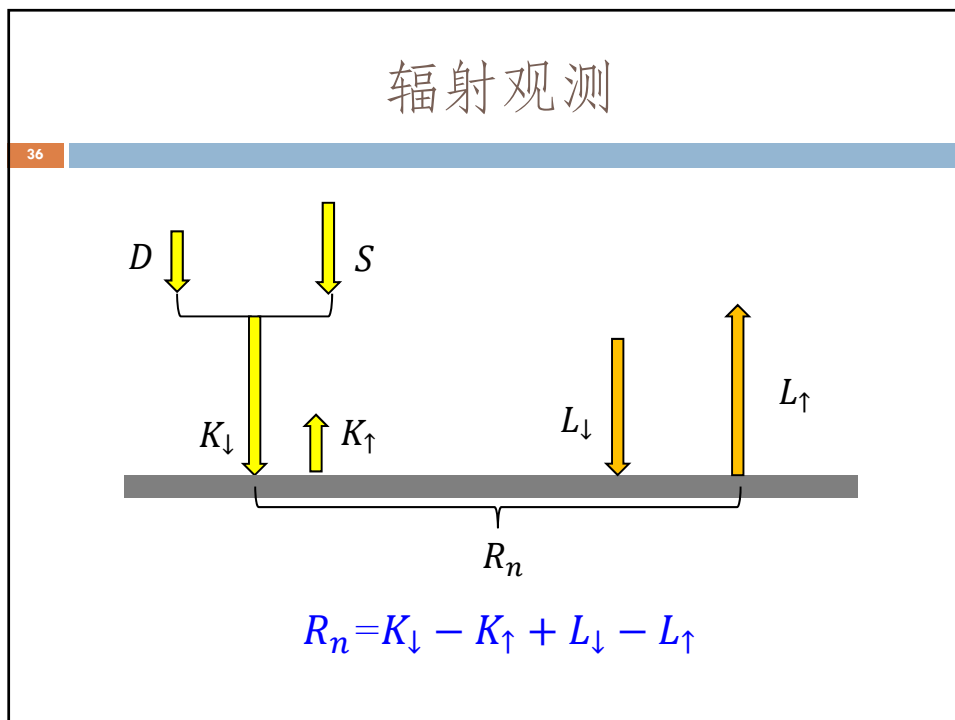
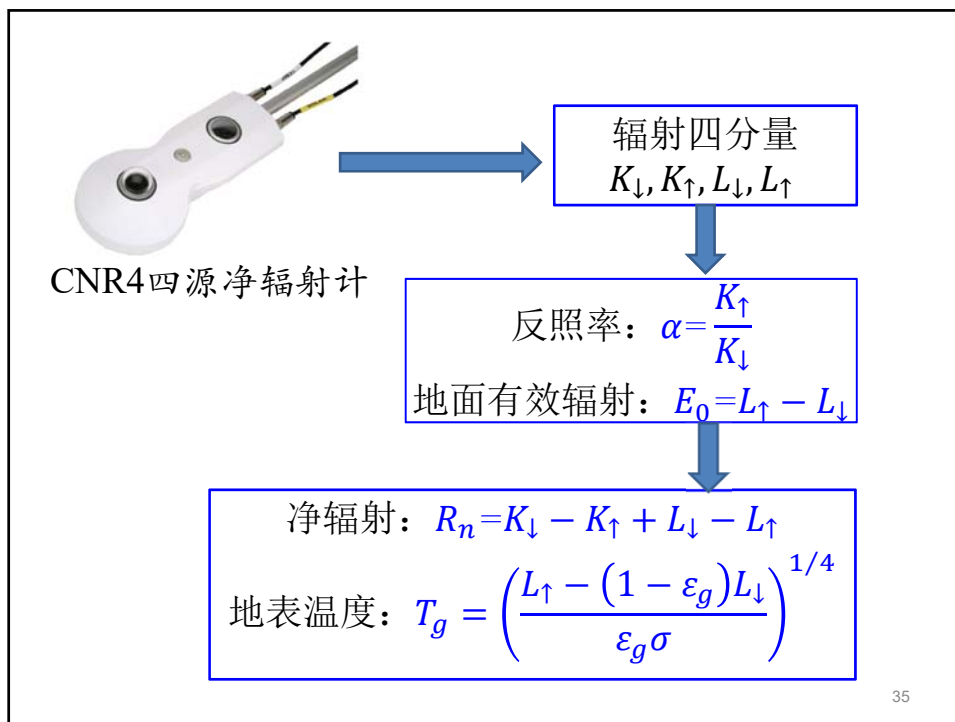
净辐射的观测

34



传感器	类型	光谱范围 μm
NR-LITE2	热电堆	0.2~100
NR1	热电堆	0.3~50
CNR4	热电堆	0.3~42

- 通风装置保证辐射计周围气流流通，减小环境温度对辐射观测的影响。加热装置能促使积雪、凝霜融化，保证在恶劣天气条件下正常观测。



红外辐射计 (SI-111)

37

- 非接触式测量目标物发射的红外辐射，进而得到其表面温度。
- 可测量土壤表面、植被冠层、水面、雪面的温度。



光合有效辐射

38

- 光合有效辐射(PAR, photosynthetically active radiation): 太阳辐射中对植物光合作用有效的光谱成分, $0.4\sim 0.7\ \mu\text{m}$, 约占总辐射能量的50%。



- 三种单位: 光照度lux、辐照度 W m^{-2} 、光量子通量密度 $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$, 如何换算?

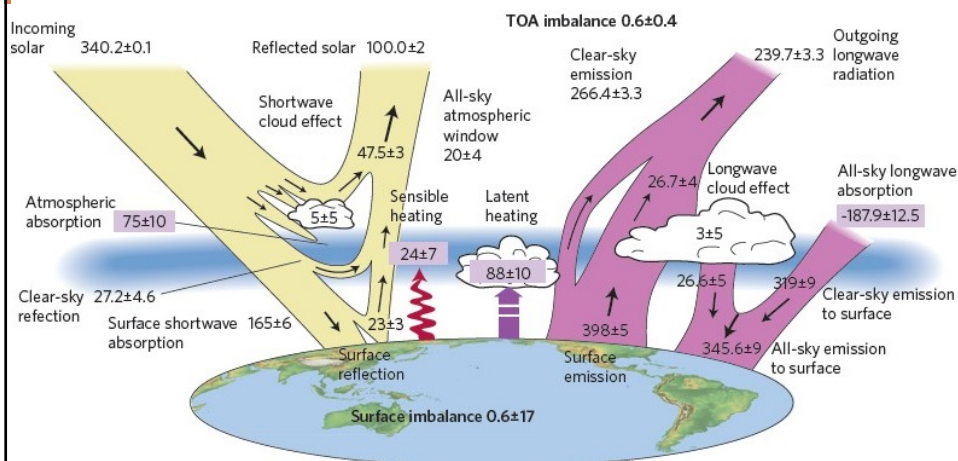
主要内容

39

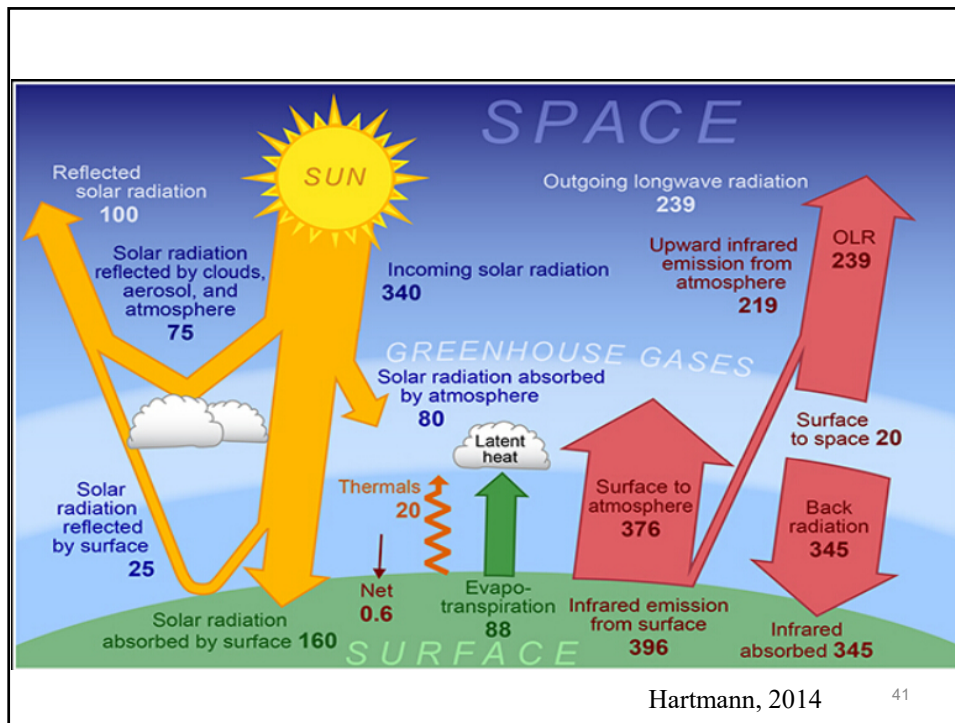
- 通量的基本概念
- 辐射基本概念、辐射定律、辐射分量
- 能量平衡
- 小气候变量（温度、压强、湿度、风、降水）
- 温室气体

地球—大气系统辐射与能量平衡

40



Stephens et al., 2012



地气系统能量平衡（分三个层次）

42

- Top of Atmosphere

$$\text{Incoming solar} - \text{reflected solar} - \text{emitted terrestrial radiation} = \text{storage}$$

$$340 \text{ Wm}^{-2} - 100 \text{ Wm}^{-2} - 239 \text{ Wm}^{-2} = 0.6 \text{ Wm}^{-2}$$

- Atmosphere

$$\text{Absorbed solar} + \text{Thermals} + \text{Evaporation} + \text{surface longwave} - \text{OLR} = 0$$

$$80 \text{ Wm}^{-2} + 20 \text{ Wm}^{-2} + 88 \text{ Wm}^{-2} + 51 \text{ Wm}^{-2} - 239 \text{ Wm}^{-2} = 0$$

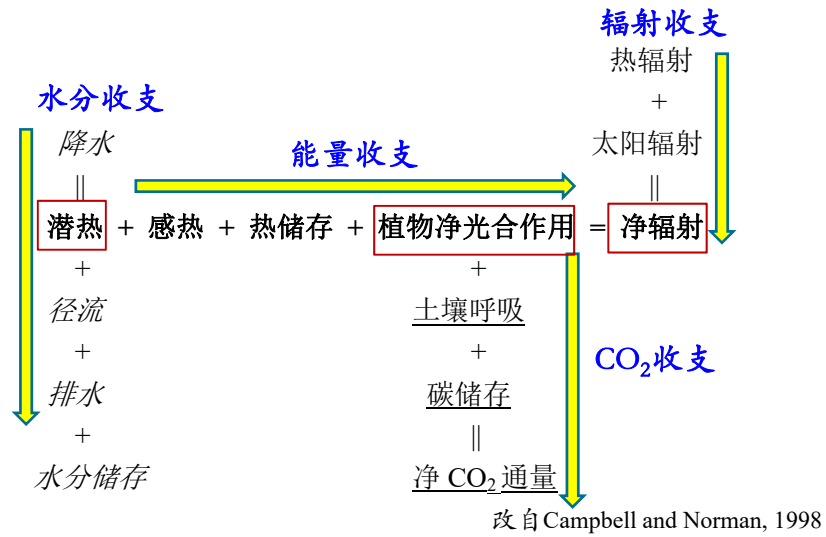
- Surface

$$\text{Absorbed solar} - \text{Thermals} - \text{latent heating} - \text{surface longwave} = \text{Storage}$$

$$160 \text{ Wm}^{-2} - 20 \text{ Wm}^{-2} - 88 \text{ Wm}^{-2} - 51 \text{ Wm}^{-2} = 0.6 \text{ Wm}^{-2}$$

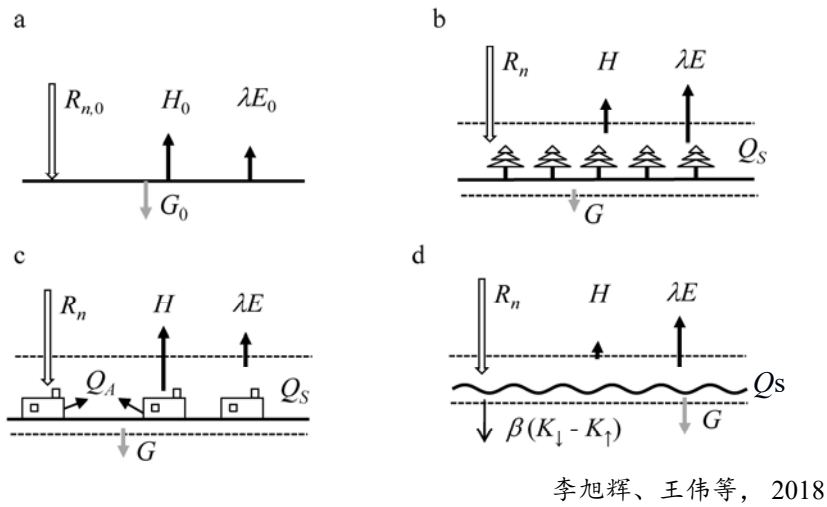
生物圈碳、水、辐射和能量平衡

43



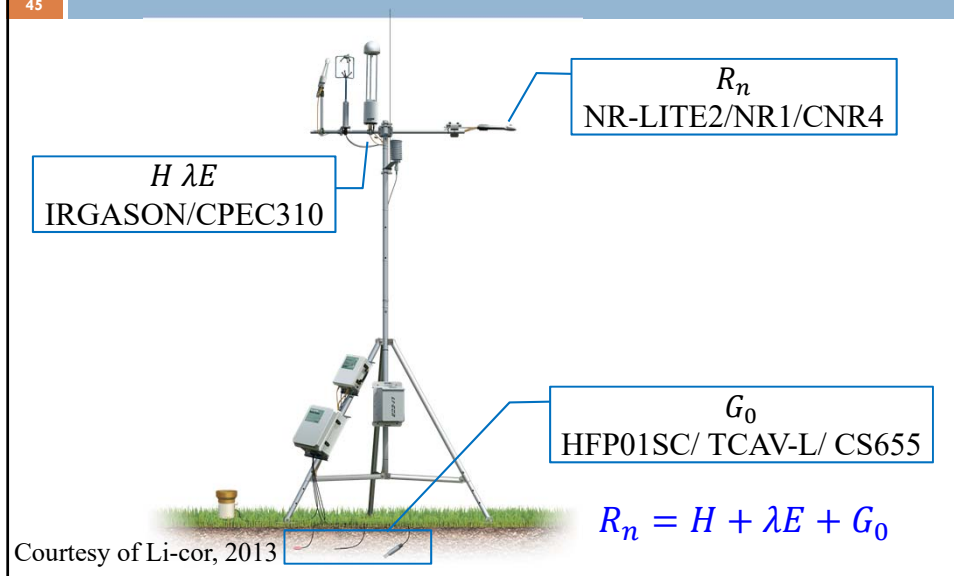
不同下垫面的能量平衡

44



地表能量平衡及观测

45



能量闭合度

46

□ 线性回归斜率: x 为 $R_n - G_0$, y 为 $H + \lambda E$

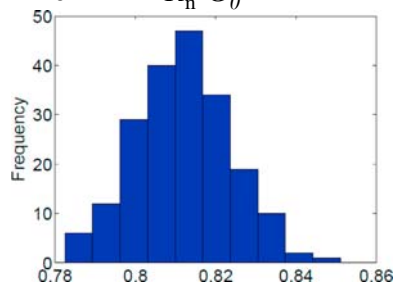
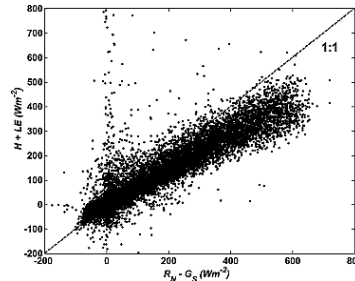
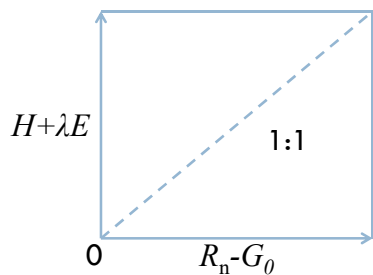
□ 能量平衡比率: $EBR = \frac{\sum(\lambda E + H)}{\sum(R_n - G_0)}$

□ 能量残差: $\delta = [(R_n - G_0) - (\lambda E + H)] / [R_n - G_0]$

Li et al, 2004

理想与现实

47



Courtesy of Prof. Xu, 2013

FluxNET、EuroFlux和ChinaFlux的EC观测的能量闭合度分别为80%、74%和73%。

Wilson et al., 2002; Franssen et al., 2010; Beer et al., 2010

EC观测能量不闭合的原因

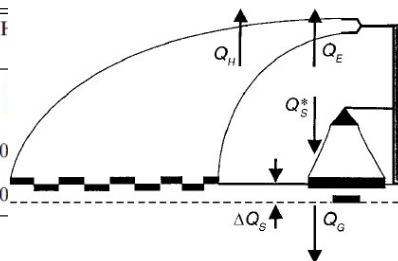
48

Cause of imbalance	Examples
Sampling	Source areas differ
Instrument bias	Net radiometer biased
Neglected energy sinks	Storage above soil heat plates
High/low frequency loss	Sensor separation/large eddies
Advection	Regional circulation

Wilson et al., 2002

Component	Error (%)	Energy (W/m^2)	Horizontal scale (m)	F
Latent heat flux	5-20	20-50	100	
Sensible heat flux	5-20	10-30	100	
Net radiation	5-20	20-100	10	
Ground heat flux without storage	20-50	20-50	0.1	-0.0
Storage term	20-50	20-50	0.1-1	-0.0

Foken, 2008



主要内容

49

- 通量的基本概念
- 辐射基本概念、辐射定律、辐射分量
- 能量平衡
- 小气候变量 (温度、压强、湿度、风、降水)
- 温室气体

气温

50

- 气温：表示空气冷热程度的物理量， $^{\circ}\text{C}$ 、K、F。
- 测量：HMP155A/EE181 + 防辐射罩



HMP155A



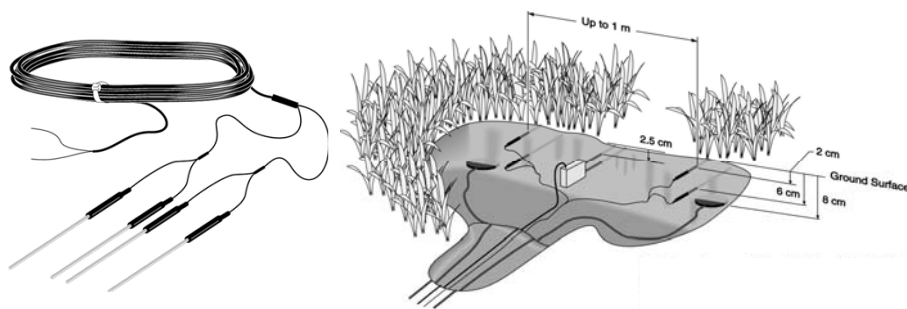
EE181



土壤温度

51

- 浅层：5、10、15、20 cm深度的土壤温度
- 深层：40、80、160、320 cm深度的土壤温度。



TCAV 土壤温度传感器

TCAV+HFP01SC 土壤热通量板

表面温度

52

- 土壤表面、植被冠层、水面、雪面的温度。



SI-111 红外温度传感器

虚温

53

$$p = \rho R_m T = \rho R_d (1 + 0.608q) T = \rho R_d T_v$$

$$T_v = (1 + 0.608q) T_a$$

- 虚温 T_v : 气压相等时, 与湿空气密度相等时的干空气具有的温度, 是气温、水汽压和压强的函数。
- 气温越高、湿度越大, 虚温与气温的差值越大。
- 超声温度 T_s :

$$T_s = \frac{c^2}{\gamma_d R_d} = T_a (1 + 0.51q)$$

位温

54

- 把空气块干绝热 (无相变) 膨胀或压缩到标准气压 (1000 hPa) 时应有的温度。

$$\delta Q = c_p dT - \frac{R_v T}{p} dp \xrightarrow{\delta Q = 0} dT = \frac{RT}{c_p} \frac{dp}{p}$$

$$\xrightarrow{\text{从 } p, \text{ 积分到 } p_{00}} \theta = T \left(\frac{p_{00}}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}}$$

- 干绝热过程中位温 θ 守恒

$$\frac{d\theta}{\theta} = \frac{\delta Q}{c_p T} = 0$$

气压

55

- 大气压：单位面积上直至大气上界整个空气柱的重量，hPa。
- 1atm： $g_0=9.80665\text{ m s}^{-2}$ 时，水银密度(0°C)= $1.35951\times 10^4\text{ kg m}^{-3}$ 时，760 mm水银柱所具有的压力

$$1\text{atm} = \rho_{\text{Hg}} \times g_0 \times 0.76\text{m} = 1013.25\text{ hPa}$$

- 由本站气压订正为海平面气压：
拉普拉斯压高公式

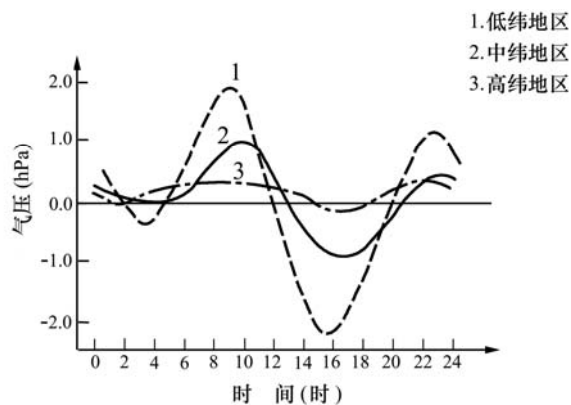
CS106气压计



气压的时间变化

56

- 二峰二谷、低纬明显
- 3h变压、24h变压可指示天气系统的演变。



湿度

57

- 表示空气中水汽含量多少和潮湿程度的物理量。
- 混合比 (mixing ratio) 和比湿 (specific humidity)
- 水汽压 (vapor pressure)、饱和水汽压 (saturation vapor pressure) 和饱和水汽压差 (vapor pressure deficit, VPD)
- 水汽密度/绝对湿度 (vapor density)
- 相对湿度 (relative humidity)
- 露点 (dew point) 和霜点 (frost point)
- 水汽摩尔分数 (vapor mole fraction)

混合比和比湿

58

- 水汽质量混合比 r : 水汽与干空气的质量比, g g^{-1} 、 kg kg^{-1} 或 g kg^{-1} 。
- 比湿 q : 水汽与湿空气的质量比, g g^{-1} 、 kg kg^{-1} 或 g kg^{-1} 。
- q 与 r 的转换关系:

$$q = \frac{r}{1+r}$$

- 大气中的混合比和比湿都小于 **0.04 g g^{-1}** , $q \approx r$

水汽压和饱和水汽压

59

- 水汽压 e : 大气中水汽的分压, hPa或kPa。

$$e = \frac{n_v}{n_d + n_v} p = \chi_v p \quad e < 60 \text{ hPa}$$

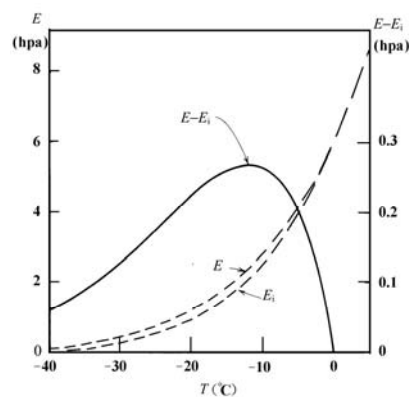
$$r = 0.622 \frac{e}{p-e} \quad q = 0.622 \frac{e}{p-0.378e} \approx 0.622 \frac{e}{p}$$

- 饱和水汽压 e_s : 一定温度下纯水汽与水(冰)处于气液**相态平衡**时的水汽压, hPa或kPa。
- 饱和水汽压差VPD: $e_s - e$, hPa或kPa。

饱和水汽压

60

- 实验表明饱和水汽压**仅与温度有关**, 随温度升高而**非线性**增大(克拉伯龙-克劳修斯方程)。
- 确定饱和水汽压方法: 查表法和公式计算法(Tetens经验公式)。



Tetens经验公式

61

$$e_s = 6.1078 \exp \left[\frac{17.2693882(T - 273.16)}{T - 35.86} \right]$$

$$e_{si} = 6.1078 \exp \left[\frac{21.8745584(T - 276.16)}{T - 7.66} \right]$$

$$e_s = e_{s0} 10^{\frac{at}{b+t}}$$

水面: $a = 7.5, b = 237.3$
 冰面: $a = 9.5, b = 265.5$
 t 是摄氏温度

水汽密度

62

- 水汽密度（绝对湿度）：单位体积湿空气中含有的水汽质量， kg m^{-3} 或 g m^{-3} 。

$$\left. \begin{aligned} e &= \rho_v R_v T \\ e &= \frac{1}{\varepsilon} \rho_v R_d T \end{aligned} \right\} \rho_v = \frac{e}{R_v T} = \frac{\varepsilon e}{R_d T}$$

相对湿度

63

- 相对湿度RH: 一定温度和压强下, 大气实际水汽和饱和水汽的摩尔分数之比, %。

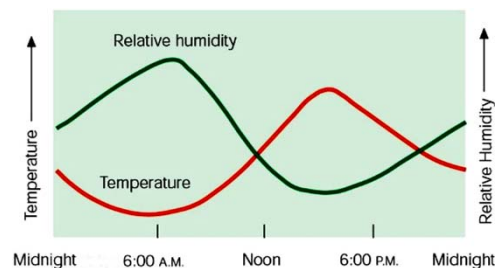
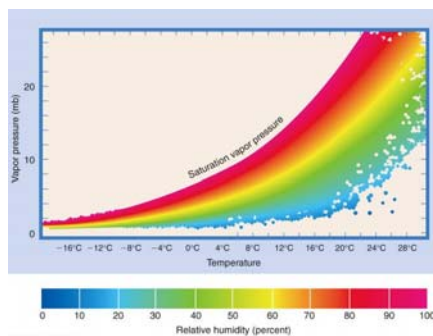
$$\text{RH} = \left[\frac{\chi_v}{\chi_{vs}(T)} \right]_{p,T} \times 100\% = \left[\frac{e}{e_s(T)} \right]_{p,T} \times 100\%$$

$$\approx \frac{r}{r_s} \times 100\% \approx \frac{q}{q_s} \times 100\%$$

相对湿度的不足

64

- 相对湿度不是表征大气湿度的最佳变量, 即使大气中的水汽含量不变, 相对湿度依然会随着温度变化而变化。



露点和霜点

65

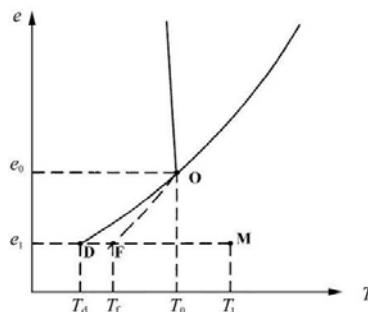
- 露点：湿空气在水汽含量不变的情况下，定压降温至相对于纯水平面达饱和时的温度。

$$e_s(T_d) = e$$

- 霜点：定压降温至相对于纯冰平面达饱和时的温度。

$$e_{si}(T_f) = e$$

- 同温度下冰面饱和水汽压小于水面饱和水汽压，当温度 $T < 0^\circ\text{C}$ 时， $T_d < T_f$ （先凝华后凝结）。



水汽摩尔分数

66

- 水汽摩尔分数 χ_v ：水汽摩尔数与湿空气摩尔数的比值。

$$\chi_v = \frac{n_v}{n_d + n_v}$$

- 两种计算方法：

$$\chi_v = \frac{e}{P}$$

$$\chi_v [\text{ppm}] = \bar{\rho}_v [\text{mg} \cdot \text{m}^{-3}] \frac{R_v T_a [\text{K}]}{P [\text{Pa}]}$$

学以致用

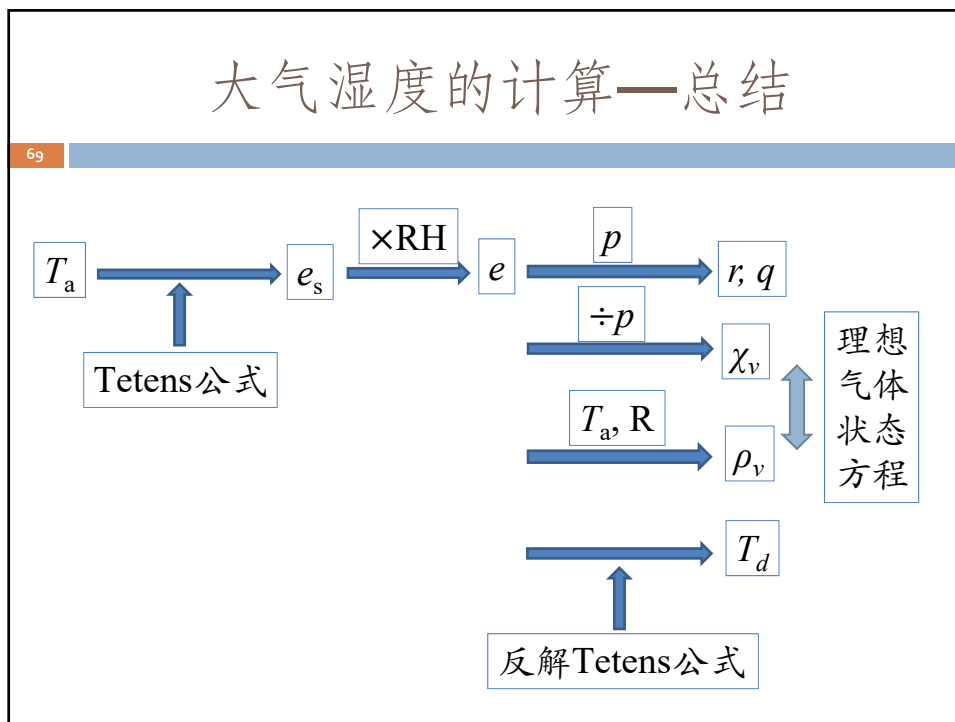
67

- 2016年1月15日下午13点，在南京信息工程大学气象楼外，LGR UGGA测得的水汽浓度为3300 ppm，Picarro G1101-i测得的水汽浓度为0.42% V，LGR增强型N₂O/CO分析仪测得的水汽浓度为2000 ppm，利用所学知识论述哪台仪器更为准确？对于测量水汽浓度不准确的仪器该如何处理？

类别	名称	符号	单位	测量方法	应用
绝对量	混合比	r	$\text{g g}^{-1}, \text{g kg}^{-1}$	绝对法 (称重法)	在气块无相变的绝热过程中保持常量， 常用于理论计算
	比湿	q			
	水汽密度	ρ_v	$\text{g m}^{-3}, \text{kg m}^{-3}$	绝对法 (称重法)	常用于理论计算
	水汽压	e	hPa	通风干湿表	常用于理论计算
	露点	T_d			
	霜点	T_f	$^{\circ}\text{C}, \text{K}$	露点仪	预报露、霜、云和雾等现象是否出现
相对量	相对湿度	RH	%	通风干湿表和毛发湿度计	用来推算其他湿度参量
	饱和水汽压差	$e_s - e$ VPD	hPa		计算水面蒸发和潜在蒸散
	温度露点差	$T - T_d$	$^{\circ}\text{C}, \text{K}$		
	摩尔分数	χ_v	mol mol^{-1}		

68

大气湿度的计算—总结



大气湿度观测

70

- 干湿球温度表（计）、通风干湿表
- 毛发湿度计
- 温湿度传感器，如HMP155A、EE181
- 红外气体浓度分析仪，如EC150、LI-7500A
- 波长扫描光腔衰荡光谱技术，如Picarro 2301
- 露点仪和露点发生器

风

71

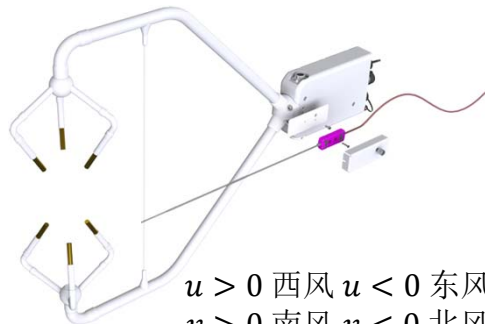
- 风：空气运动产生的气流，由许多在时空上随机变化的小尺度脉动叠加在大尺度规则气流上的一种三维矢量。
- 风向：风的来向，最多风向指在规定时段内出现频数最多的风向。人工观测用十六方位法，自动观测以度为单位。
- 风速：单位时间内空气移动的距离， m s^{-1} 。

风的测量

72



05103L风速风向计
二维（水平风）风速和风向



$u > 0$ 西风 $u < 0$ 东风
 $v > 0$ 南风 $v < 0$ 北风
 $w > 0$ 上升 $w < 0$ 下沉

CSAT3B三维超声风速计
三维风速和风向

超声风向与罗盘风向

73

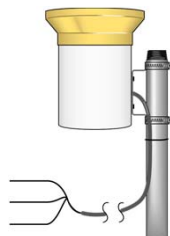
- CSAT3B超声风向：-180~180°
- 罗盘风向：0~360°
- 转换关系：需要测定准确的超声朝向

罗盘风向 = $(360^\circ + \text{超声朝向} - \text{超声风向}) \text{MOD } 360^\circ$

降水

74

- 降水：从天空降落到地面上的液态（降雨）或固态（降雪，经融化后）的水。
- 为了减小强风对降水测量的影响，可以加260-953风挡。



TE525MM翻斗式
翻斗1次，脉冲，0.1 mm



TB4MM虹吸翻斗式
翻斗1次，脉冲，0.2 mm

融雪方式

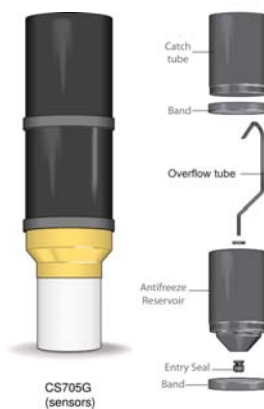
75

电加热式



52202磁簧翻斗式 CS700H虹吸翻斗式
恒温器, 24V <math><4^{\circ}\text{C}</math>加热, 10-30V

非用电式 (时间滞后)



CS705

主要内容

76

- 通量的基本概念
- 辐射基本概念、辐射定律、辐射分量
- 能量平衡
- 小气候变量 (温度、压强、湿度、风、降水)
- 温室气体

大气成分的度量

77

- 浓度
 - ▣ 绝对浓度：如密度， mg m^{-3} ， $\mu\text{g m}^{-3}$
 - ▣ 相对浓度：如混合比，**ppm** (10^{-6})，**ppb** (10^{-9})，**ppt** (10^{-12})，分别以后缀m或v表示质量混合比和体积混合比，如ppmm和ppmv；
- 按各成分在大气中的浓度：
 - ▣ 主要成分：浓度 >300 ppmv， N_2 ， O_2 ，Ar， CO_2
 - ▣ 微量成分：浓度在1~20 ppmv， CH_4 等；
 - ▣ 痕量气体：浓度在1 ppmv以下， O_3 ， H_2 ，氮氧化合物，硫化物及人为氟氯烃类化合物。

倍增因子	前缀	符号
1 000 000 000 000 000 000 = 10^{18}	穰(exa)	E
1 000 000 000 000 000 = 10^{15}	艾(peta)	P
1 000 000 000 000 = 10^{12}	垓(tera)	T
1 000 000 000 = 10^9	千兆(giga)	G
1 000 000 = 10^6	兆(mega)	M
1 000 = 10^3	千(kilo)	k
100 = 10^2	百(hecto)	h
10 = 10^1	十(deka)	da
0.1 = 10^{-1}	十分之一(dec)	d
0.01 = 10^{-2}	百分之一(centi)	c
0.001 = 10^{-3}	千分之一(milli)	m
0.000 001 = 10^{-6}	百万分之一(micro)	μ
0.000 000 001 = 10^{-9}	十亿分之一(mano)	n
0.000 000 000 001 = 10^{-12}	兆分之一(pico)	p
0.000 000 000 000 001 = 10^{-15}	千万亿分之一(femto)	f
0.000 000 000 000 000 001 = 10^{-18}	阿托(atto)	a

常见的气体浓度表达方式

79

- 质量密度 ρ_s : 单位体积大气中某种气体成分的质量 (kg m^{-3}) ;
- 摩尔密度 c_s : 单位体积大气中某种气体成分的摩尔数 (mol m^{-3}) ;
- 质量混合比 χ_{sm} : 某种气体质量与干空气质量的比值 (ppmm, ppbm, pptm) ;
- 体积混合比 (摩尔混合比) χ_s : 某种气体体积与相同条件下干空气体积的比值 (ppmv, ppbv, pptv) ;
- 摩尔分数: 某种气体的摩尔数与大气摩尔数的比值, 即气体分压和大气压的比值 (mol mol^{-1}) 。

常用浓度单位之间的转换

80

Table 1.2 Conversion factors between different variables characterizing scalar intensity

Conversion factor	Molar mixing Ratio, $\chi_s =$	Mass mixing Ratio, $\chi_{sm} =$	Molar concentration, $c_s =$	Density, $\rho_s =$
Molar mixing ratio, $\chi_s X$	1	$\frac{m_s}{m_d}$	$\frac{p_d}{R\bar{\theta}}$	$\frac{m_s p_d}{R\bar{\theta}}$
Mass mixing Ratio, $\chi_{sm} X$	$\frac{m_d}{m_s}$	1	$\frac{m_d p_d}{m_s R\bar{\theta}}$	$\frac{m_d p_d}{R\bar{\theta}}$
Molar concentration, $c_s X$	$\frac{R\bar{\theta}}{p_d}$	$\frac{m_s R\bar{\theta}}{m_d p_d}$	1	m_s
Density, $\rho_s X$	$\frac{R\bar{\theta}}{m_s p_d}$	$\frac{R\bar{\theta}}{m_d p_d}$	$\frac{1}{m_s}$	1

Note that p_d corresponds to the dry air pressure (namely $p - p_v$). As a result, the exact conversion of mass or molar mixing ratio into concentration or density needs the knowledge of water vapor pressure (for details see list of symbols)

- 表格中 m 指摩尔质量 (分子量), 而非质量。

Aubinet et al., 2012

温室气体

81

- 大气成分中能够吸收和发射**长波辐射**，引起温室效应的气体。
- 主要温室气体：**H₂O**、**CO₂**、**CH₄**、**N₂O**、**O₃**、**SF₆**、**HFCs**、**PFCs**。
- 增温潜势（Global warming potential, GWP）

$$GWP(x) = \frac{\int_0^{TH} a_x \cdot [x(t)] dt}{\int_0^{TH} a_r \cdot [r(t)] dt} \quad \text{IPCC, TAR, 2001}$$

$$CO_2e = CO_2 \times 1 + CH_4 \times 34 + N_2O \times 298 \quad \text{IPCC, AR5, 2013}$$

SF₆: 22800, HFC-23: 14800, PFC-14: 7390。

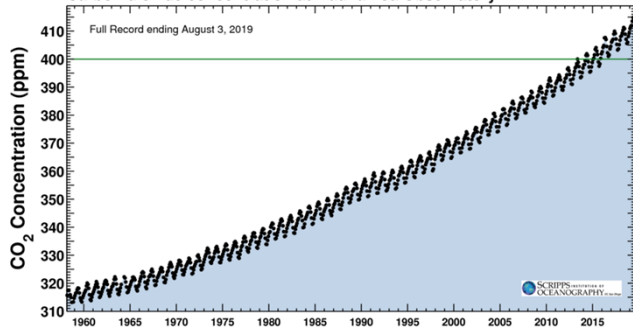
CO₂

82

Latest CO₂ reading
August 02, 2019

410.31 ppm

Carbon dioxide concentration at Mauna Loa Observatory



- 1750: 278 ± 2 ppm
- 2018: 408.52 ppm
- **47%↑**
- 1980-2011: 1.7 ± 0.5 ppm yr⁻¹

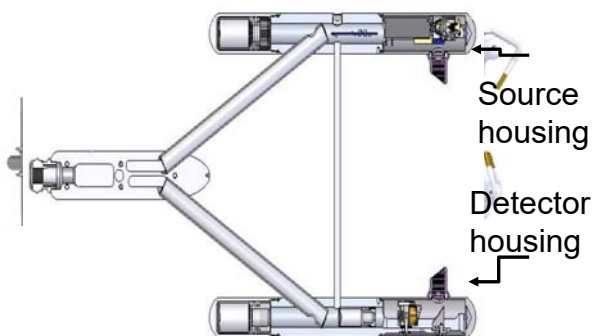
<https://scripps.ucsd.edu/programs/keelingcurve/>

IPCC, AR5, 2013

CO₂密度测量

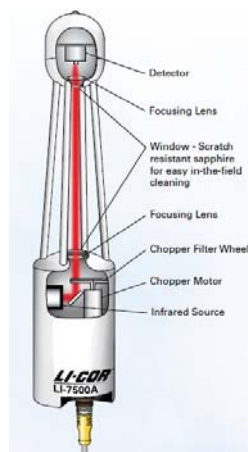
83

IRGASON



Courtesy of Ivan, 2013

LI-7500A



Courtesy of Xu, 2013

CO₂混合比测量

84



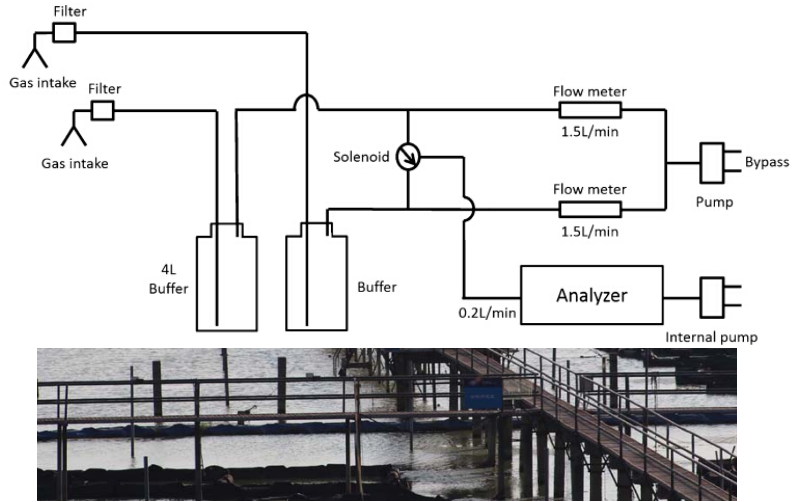
Picarro G2301



LGR UGGA

通量梯度系统 (Picarro太湖)

85



Xiao et al., 2014

安徽官渡大气环境试验基地

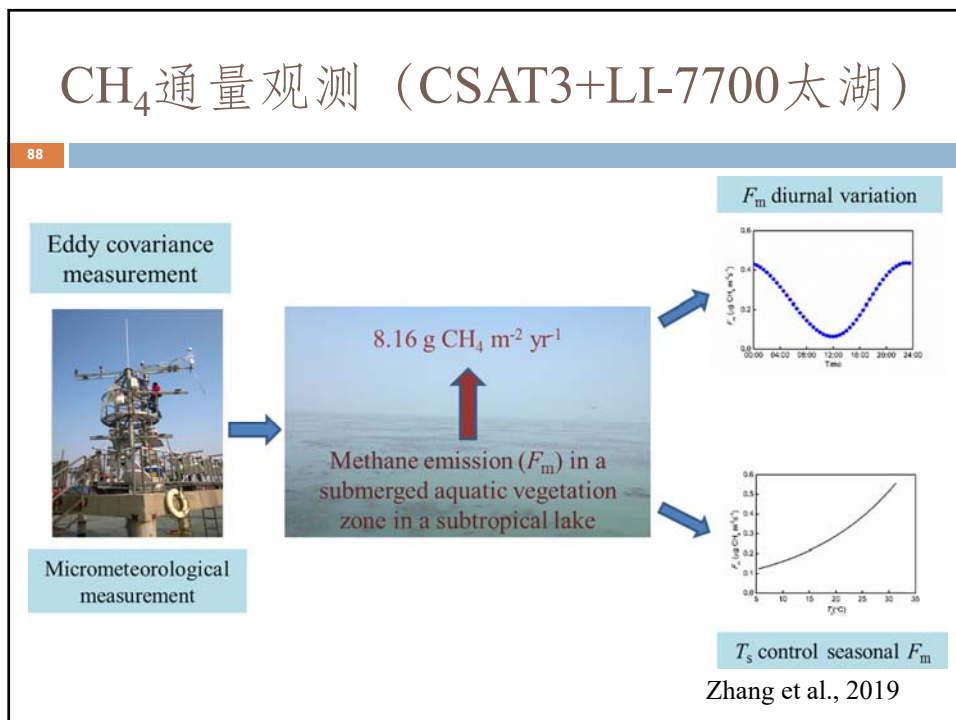
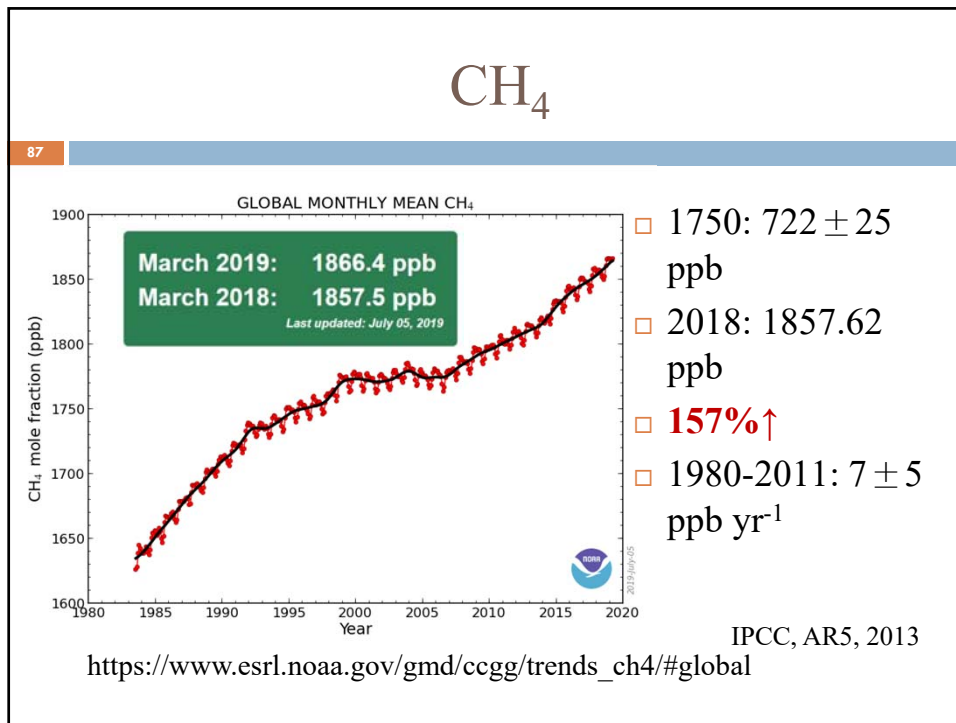
86

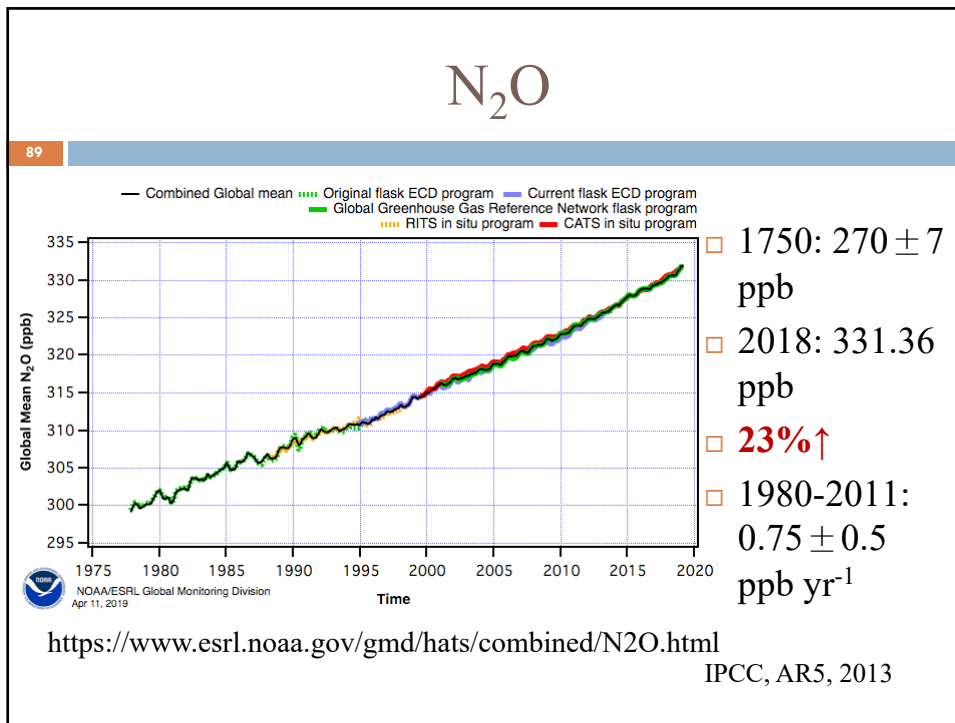



通量梯度系统
UGGA

小气候系统

涡度相关系统
EC150, LI-7700+CSAT3







Yale University [Calendar](#) | [A-Z Index](#)

Yale-NUIST Center on Atmospheric Environment

[Yale F&ES](#) [NUIST](#) [Lee Lab](#) [Agric For Meteorol](#) [ChinaFlux](#)

<p>Home</p> <p>Research Team</p> <p>Publications</p> <p>Presentations</p> <p>Video Conferences</p> <p>Science Meetings</p> <p>Image Galleries</p>	<h3>Home</h3> <p>The Center is jointly sponsored by Yale University and Nanjing University of Information Science and Technology (NUIST). Established in 2011, the Center carries out research and education on pollution and resource issues related to China's atmospheric environment and promotes academic exchange between the two Universities. An emphasis is on science questions that are relevant to local and regional economic development and have the potential for fundamental theoretical advances.</p>	<h3>Languages</h3> <p>English</p> <p>简体中文</p>
---	---	---

谢谢!

