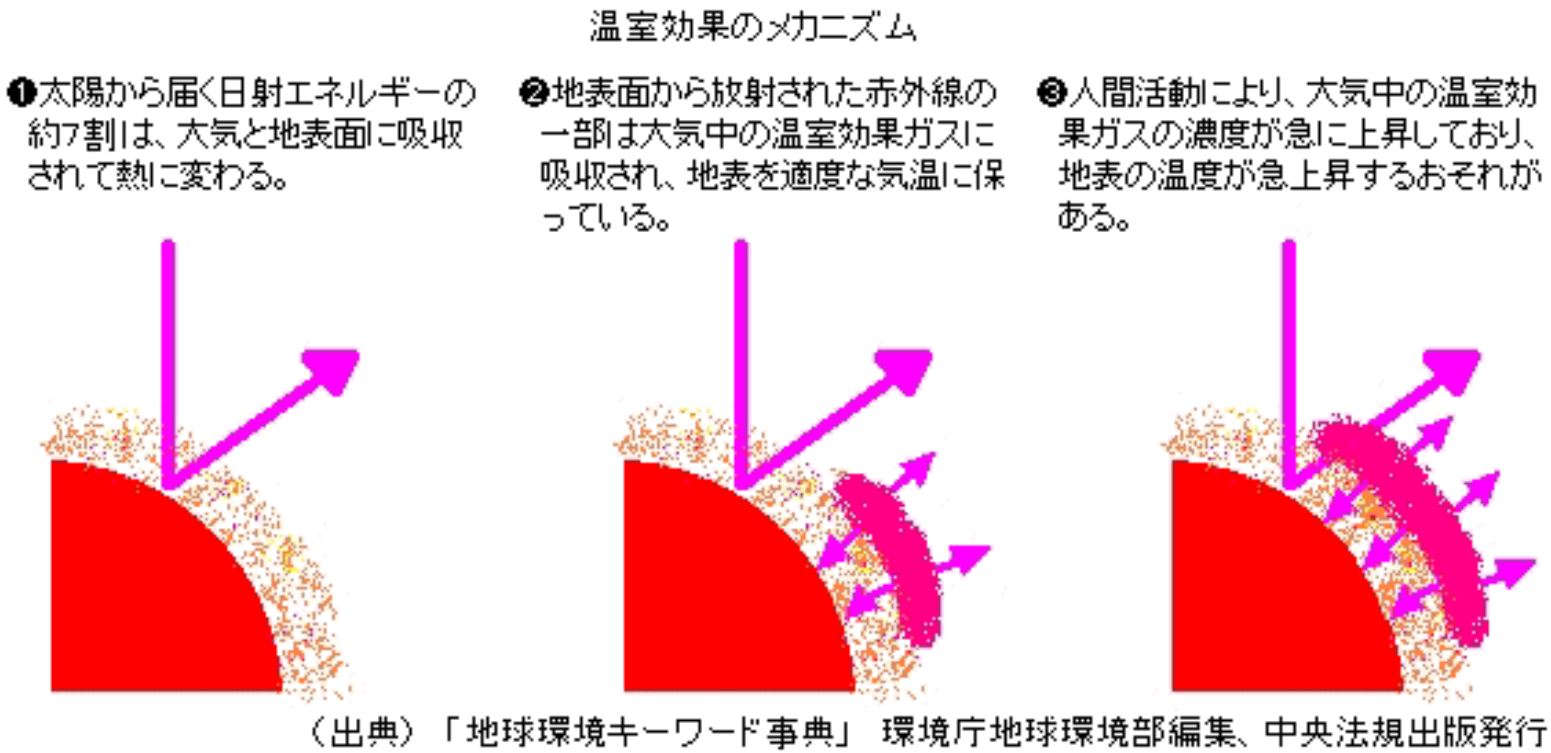
http://www.llsci.net/

第2回：地表面における水とエネルギーの分配

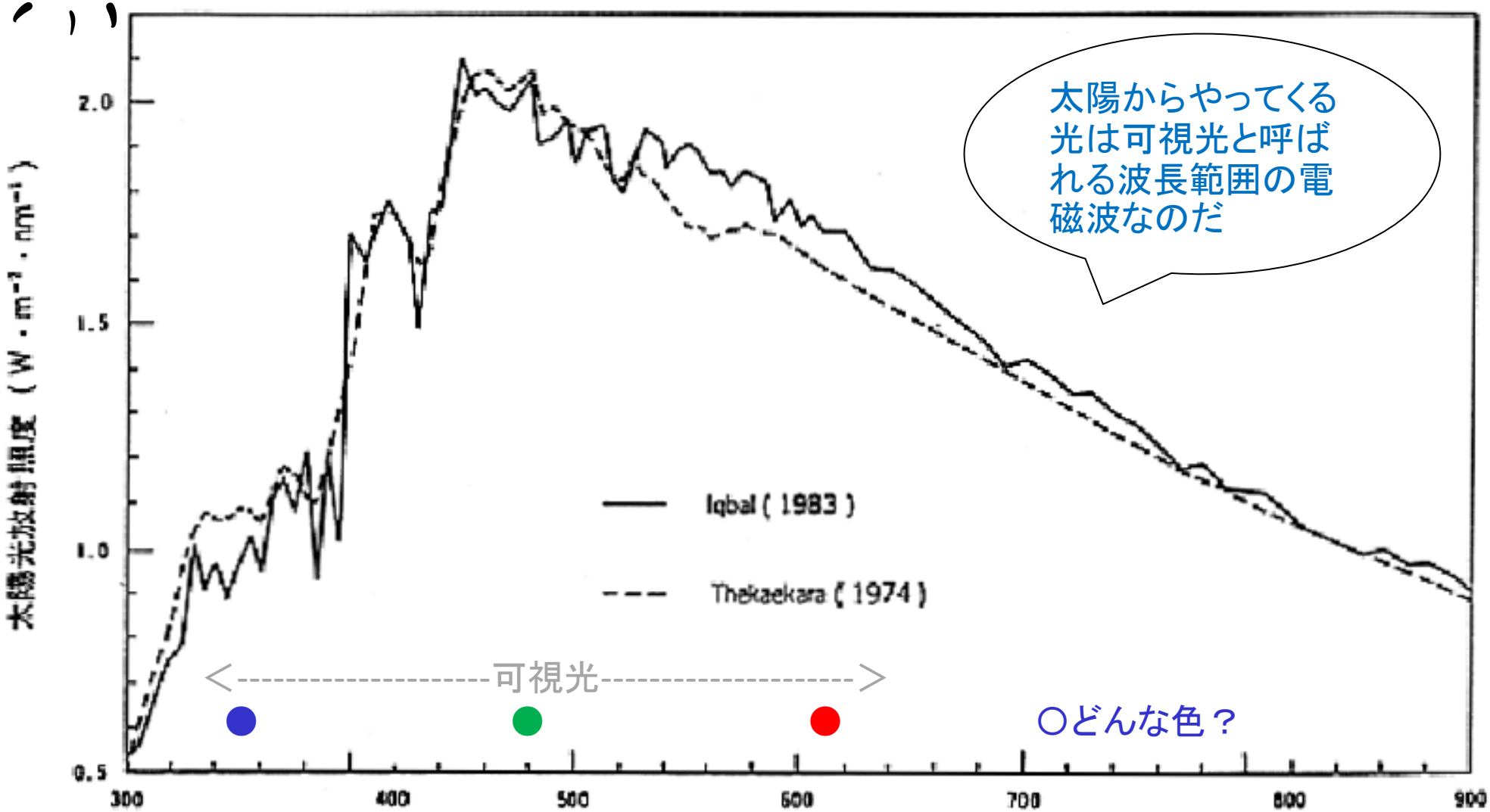
―蒸発散量の計算方法―

担当：近藤昭彦



http://www.llsci.net/class/ris/hydrology/

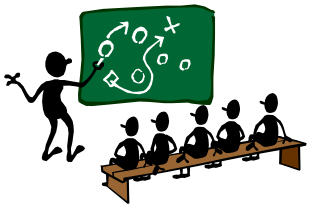
大気圏外における太陽光の分光放射照度



○どんな色？

300 400 500 600 700 800 900

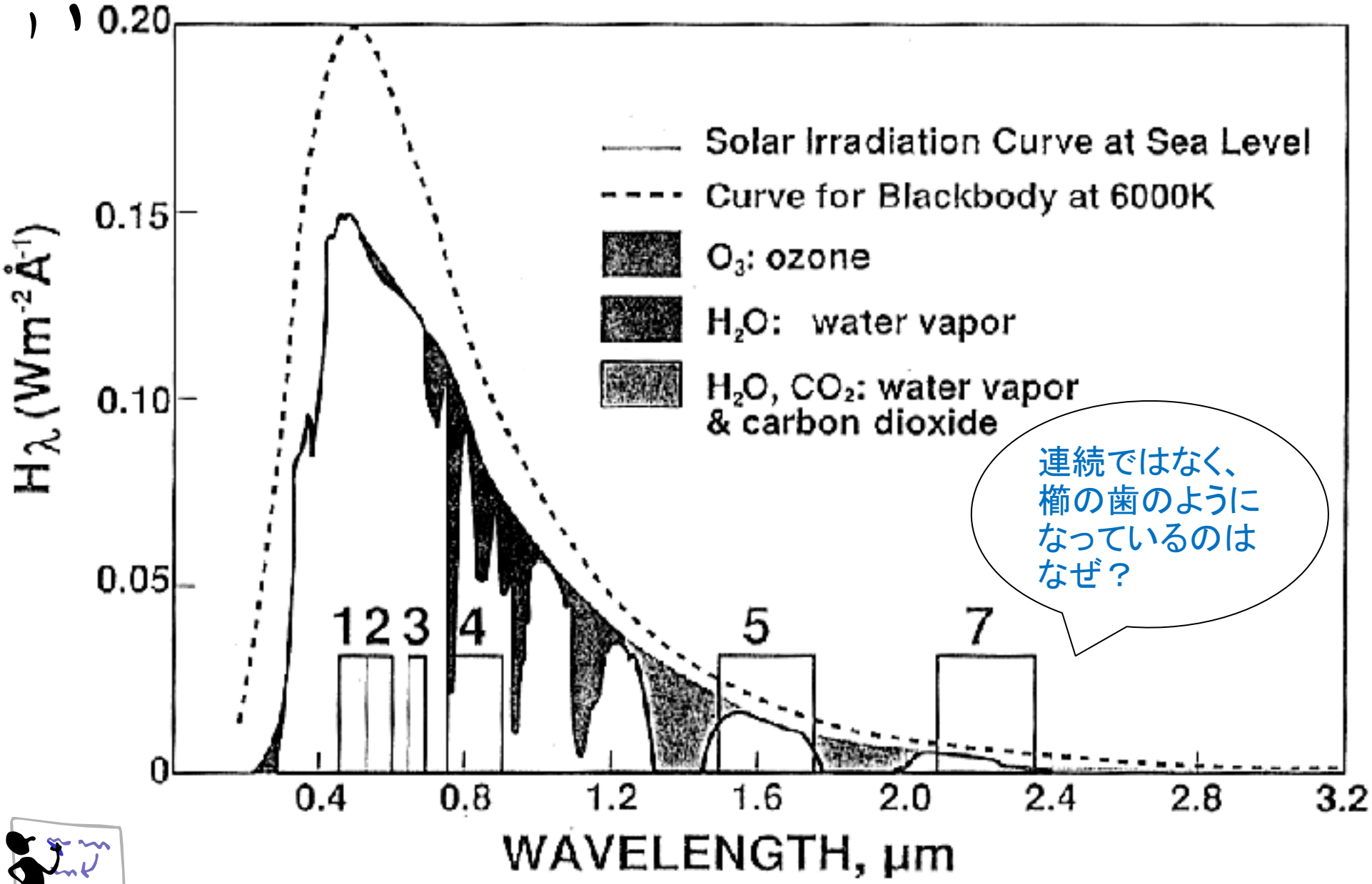
0.3μm　　0.9μm



重要な事項

- 太陽光のエネルギーの強さは波長によって異なる
- エネルギーのピークは約0.5μm付近にある
- エネルギーの範囲は概ね0.3～3μm程度
- 積分すると太陽定数(1.37kWm^2)

地表面における太陽光の分光放射照度



連続ではなく、
櫛の歯のように
なっているのは
なぜ？

O_3,H_2O、CO_2等による吸収がある

- 表面温度5780Kの太陽が放射するエネルギーのピークは波長0.5μm付近（緑色）にある

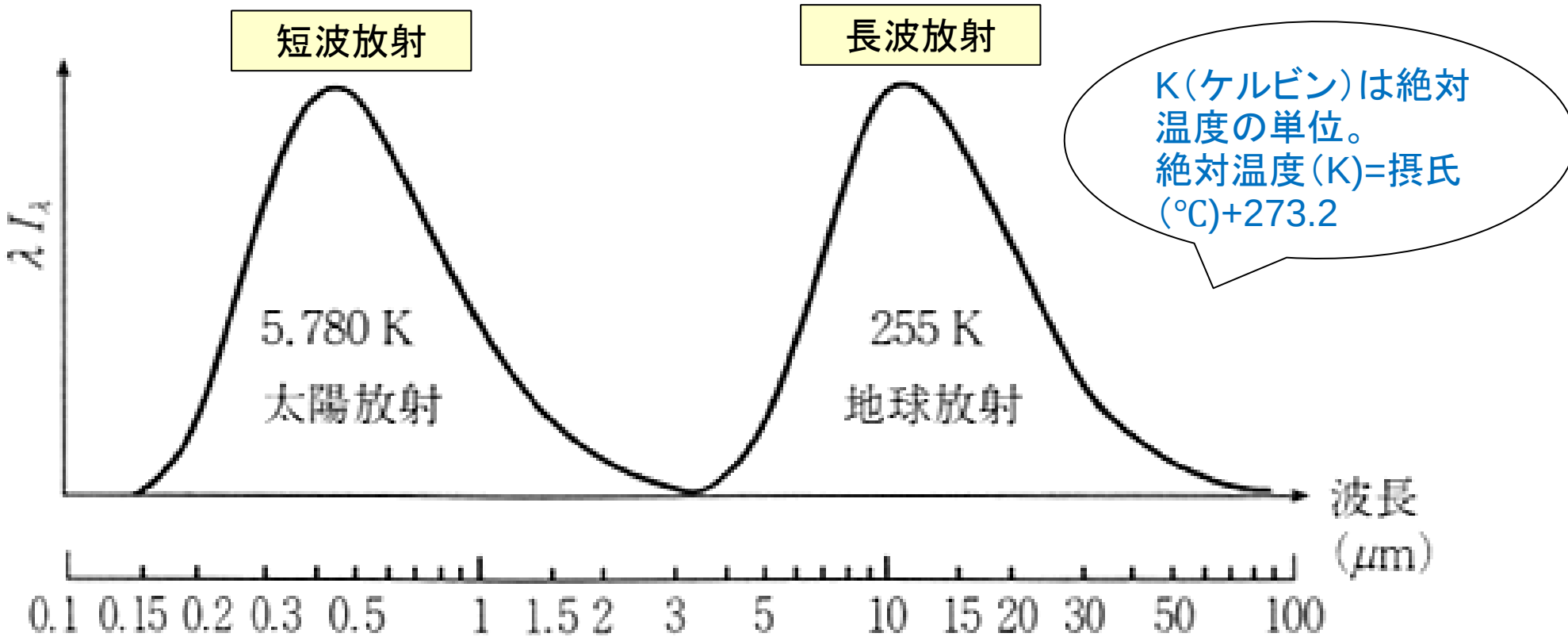
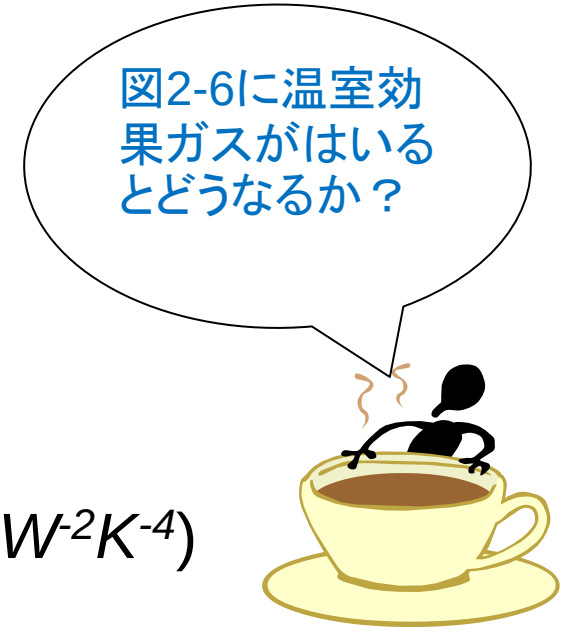


図 2.3　太陽（左図）と地球（右図）からの黒体放射[2)]

- 常温の物体が放射するエネルギーのピークは波長10μm付近にある

注）ウィーンの変位則：物体の温度が高くなるに従って、その色は波長の短い方へずれる

●あらゆる物体はエネルギーを放射している
●そのエネルギーEは絶対温度Tの4乗に比例
（シュテファン・ボルツマンの法則）

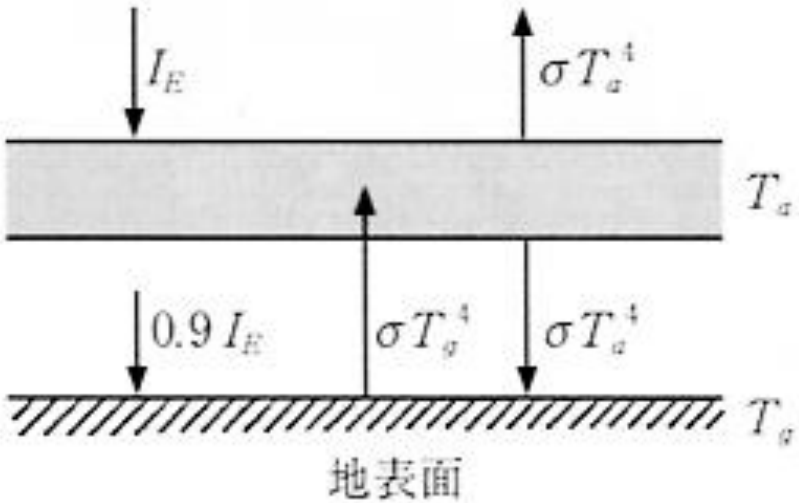


$$E=\sigma T^4$$

ここで、σはシュテファン・ボルツマン定数（$5.67\times10^{-8}W^{-2}K^{-4}$）

地表面からσT_g^4のエネルギーが放射される
地表面は大気からσT_a^4のエネルギーを受ける

気層の吸収率は太陽放射に対して0.1、地球放射に対して1と仮定



放射収支 -放射平衡の状態-

$0.9I_E+\sigma Ta^4-\sigma Tg^4=0$ （地表面）

$0.1I_E-2\sigma Ta^4+\sigma Tg^4=0$ （気層）

$\sigma Ta^4=I_E$ （Tgを消去すると）

$\sigma Tg^4=1.9I_E$ （Taを消去すると）

$I_E=240Wm^{-2}$のとき、$Ta=255K$、$Tg=299K$ （$Ta<Tg$）

図 2.6 大気を1つの薄い層で代表したときの大気の温室効果の説明図[2]
I_Eが入射太陽エネルギー，T_aが気層の温度，T_gが地表面の温度．

（エース水文学）

放射収支式　$Rn = S\downarrow - S\uparrow + L\downarrow - L\uparrow = (1-\alpha)S\downarrow + L\downarrow - L\uparrow$

ここで、S↓：下向き短波放射（日射）
S↑：上向き短波放射
L↓：下向き長波放射（大気放射）
L↑：上向き長波長波放射（地表面の放射）
α：アルベド（日射の反射率）

<u>Rn(Net Radiation)は地表面が受け取る正味の放射量</u>

熱収支式　$Rn = H + \lambda E + G$

ここで、　H：顕熱
λE：潜熱（λは蒸発の潜熱）
G：地中熱流量

水収支式　$P = E + D + \Delta S$

ここで、　P：降水量
E：蒸発量
D：流出量
ΔS：貯留量変化

地球のエネルギー収支

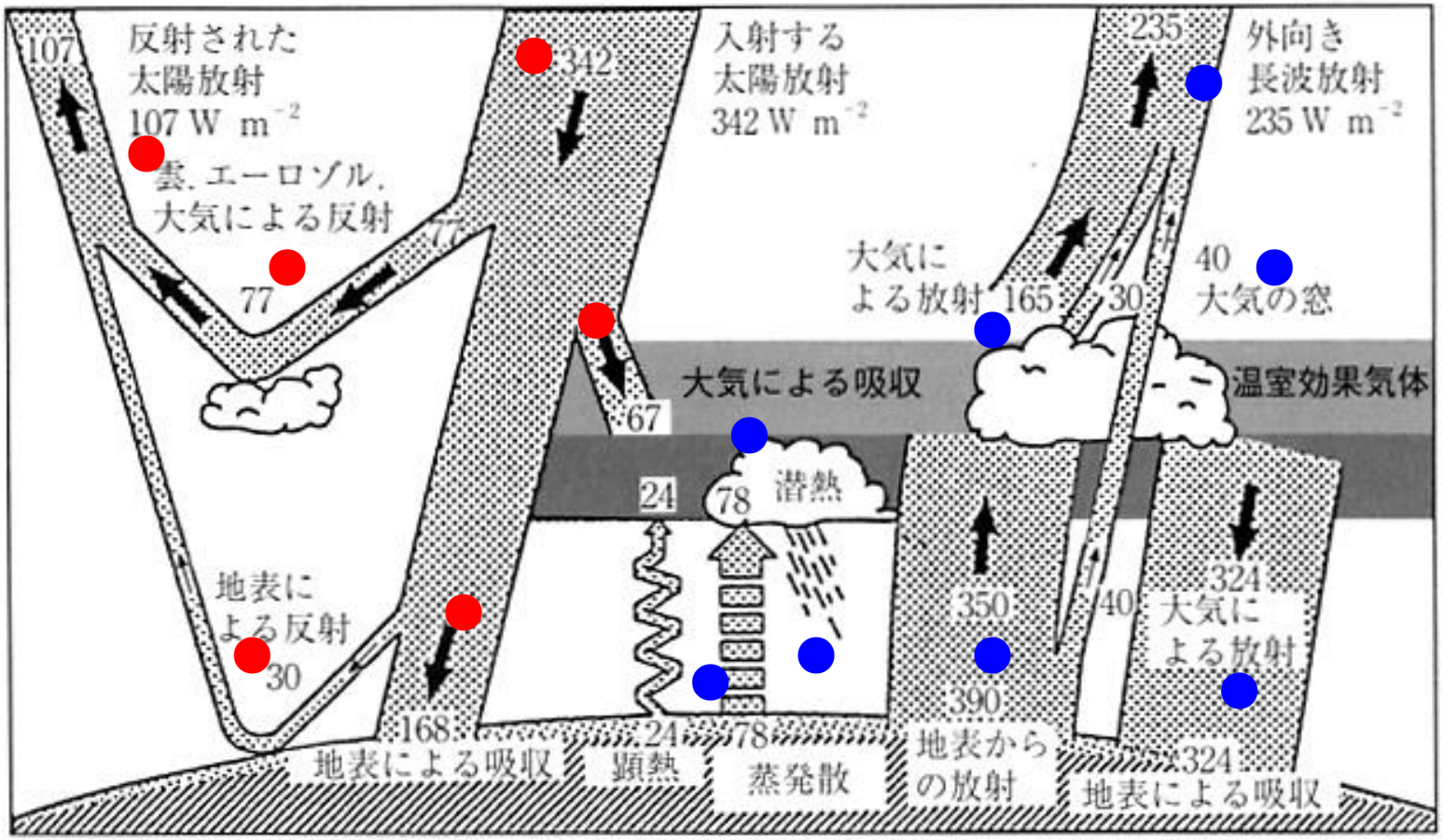


図 2.7　地球のエネルギー収支（気候変動に関する政府間パネル IPCC 第 2 次報告書，1995）

- **この割合が変わると・・・・気候変動**

緯度方向の熱収支量の分布

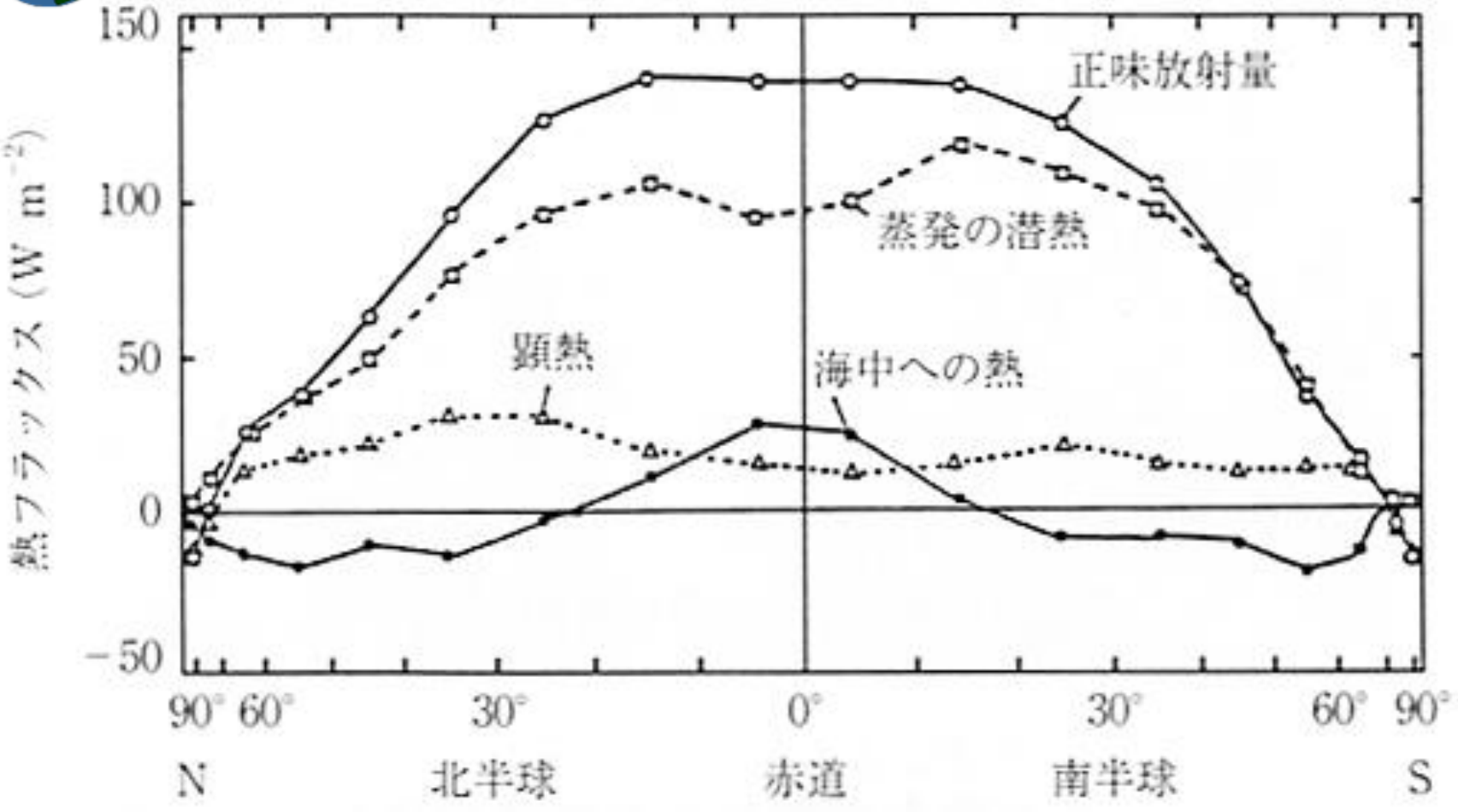
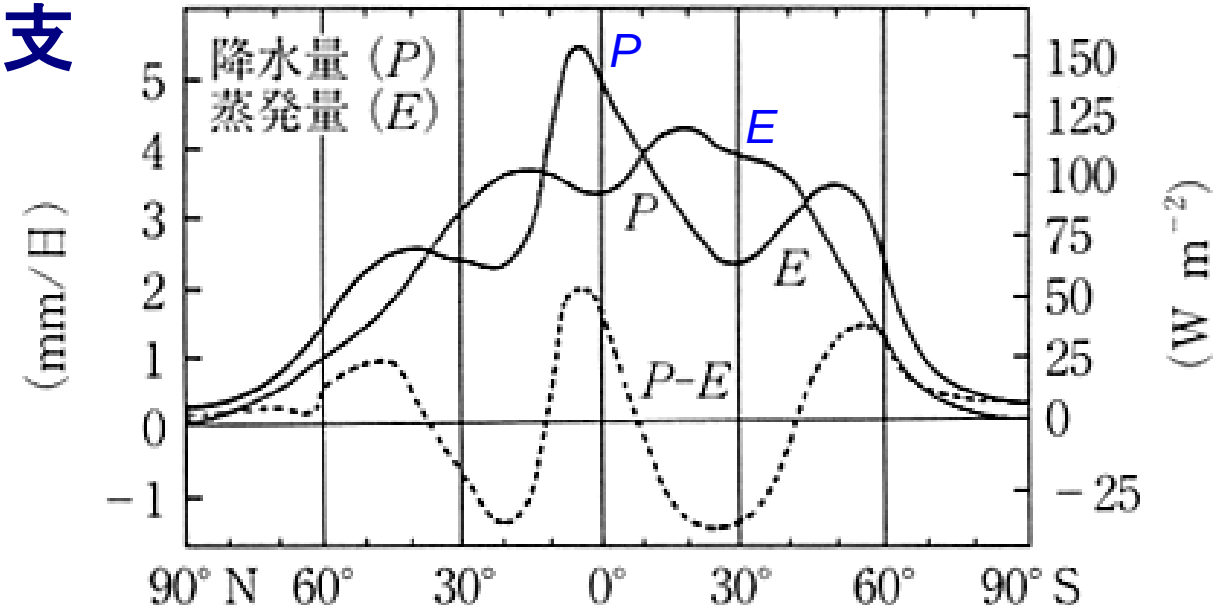


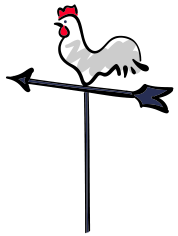
図 2.8　地表面における熱収支量の年平均値の緯度分布[4)]

●蒸発のピークは南北15度付近にある
●顕熱のピークは南北30度付近にある

地球の水収支

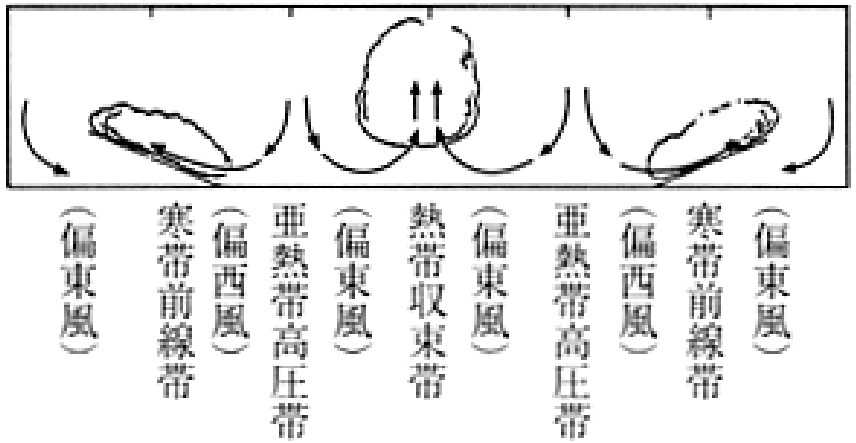
雨量は雨量計で！





（a） 降水量（P）と蒸発量（E）の年平均値の緯度分布
破線は両者の差（P-E）を示す．左側に1日あたりの量を mm 単位で，右側にエネルギー換算値を示す．

蒸発散量の推定は重要ですね！



蒸発量は？

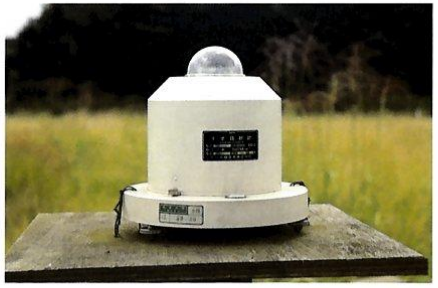
（b）降水パターンと主な鉛直風（水平発散）の緯度分布の模式図

図 2.12 降水量と蒸発量の緯度分布[8)]

筑波大学水理実験センター　水収支・熱収支観測圃場(1980年代）

1.▼日射計・赤外放射計
太陽から地表面に達する短波エネルギー及び地表面と大気間のエネルギーの出入りを測定します。近くに地温計と地中熱流板が埋設され、合わせて地中での熱移動を測定しています。

1.▼Measurement of radiation energy and soil heat flux
Pyrheliometer and Funk type net radiometer are used at the Center. Soil heat fluxes are measured by heat flux plates at depths of 2cm and 10cm.



2.▼ウエイング・ライシメータ
地表面蒸発散量を測定するために、容器に土を詰め、それを地下室にセットした後、その表面を自然状態に復元して、蒸発散による水分減少量を直接重量測定します（高さ2m）。

2.▼Weighing lysimeter
Evapotranspiration is precisely measured through direct calculation of weight changes in soilmass.

3.▼気象観測塔
高さ30mの塔の3高度(1.6、12.3、29.5m)に超音波風速温度計、気温計、露点温度計が取り付けられています。

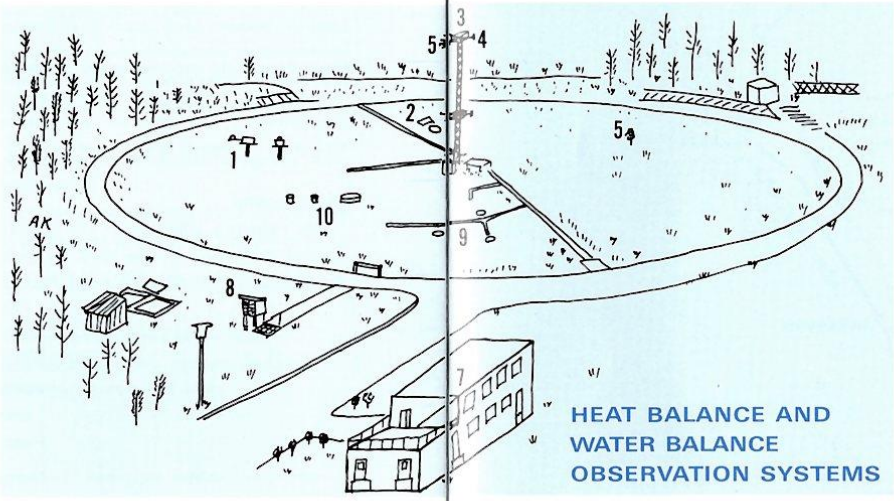
3.▼30m observation tower
Sonic anemometer thermometer, thermometer, and lithium chloride thermometer are installed on the 30m observation tower at heights of 1.6, 12.3 and 29.5m.

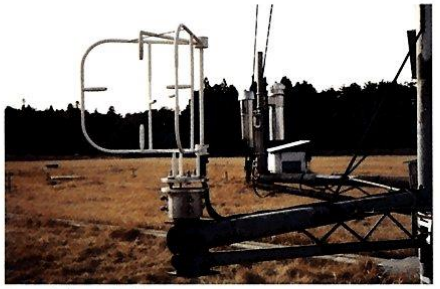
4.◀気温計
気象観測鉄塔に設置された通風式白金抵抗温度計によって、高さ30mまでの気温の垂直分布を知ることができ、逆地温転の研究などが行われています。

4.◀Measurement of air temperature
Vertical distribution of air temperature are measured by ventilated platinum resistance thermometer.

10.▲蒸発パン・雨量計・雨量強度計
直径1.2mの円筒型容器中の水面変化から水面蒸発量を求めています。また、雨量は転倒升型雨量計および雨量強度計で観測しています。

10.▲Evaporation pan, rain gauge, rain intensity meter
Class A pan is used to measure the evaporation from water surface. Precipitation is measured by rain gauge and rain intensity meter.





5.▲超音波風速温度計
超音波を利用して三次元的な空気の流れ、および温度を捉えることができ、運動量と顕熱フラックスも観測しています。

5.▲Sonic anemometer thermometer
Movement of air mass in three dimensional space, and temperature can be measured by means of sonic anemometer thermometer, and momentum flux and sensible heat flux are measured continuously.

9.▲地下水位計
地下水位は2m、10m、22mの3深度で測定されています。それぞれの水位は深度2mの井戸が1～2m、深度10mの井戸が3～4m、深度22mの井戸では4～5m程度です。

9.▲Measurement of groundwater level
Groundwater levels at depths of 2, 10, and 22m are measured continuously. Water table in each well is at about 1-2m, 3-4m, and 4-5m from ground surface, respectively.

8.◀表面流出量測定装置
圃場周辺の溝に流入した表面流出水を集めて、堰を越流する水頭から表面流出量を測定します。

8.◀Overland flow measurement
In the experimental field, overland flow is generated when rainfall intensity exceeds 10-20mm/hour. Discharge is gathered in the drainage channel around the field and is measured with a trapezoidal weir.

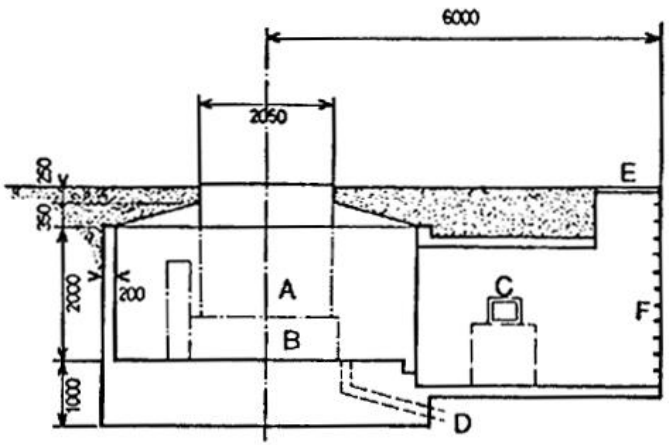
7.▶データ集録室
それぞれの測器で測定されたデータは約100m離れた研究棟に送られ、フロッピーディスク、記録紙及び気象日報として保管されます。

7.▶Data aquisition room
All signals from the field instruments are recorded on floppy disks, chart and realtime data processor.

6.▲牧草の状態
圃場表面を均一に保つため、ライグラスを主体とする牧草を播種してあります。春～夏にかけ約1m伸び、秋に一様な高さに刈ります。

6.▲Condition of pasture
The experimental field is covered by green grass during the growing season. Leaf area index and grass height are measured periodically.

蒸発散量の推定法



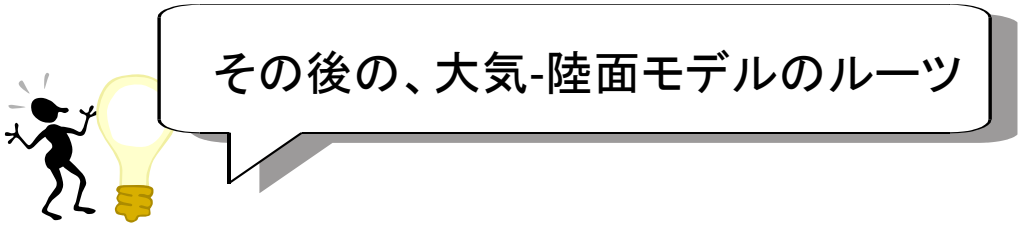
●経験的手法

ソーンスウエイト法
ハーモン法

・気温のみから蒸発散量を計算⇒経験式（ブラックボックス）
・全米のライシメーターから得られた蒸発散観測値と気温を使用
・経験式はそのパラメータが得られた地域でのみ成り立つ

●半経験的手法

ペンマン法
観測された気象要素から理論式と経験式により
蒸発散量を計算　⇒　組合せ法



ソーンスウエイト法(Thornthwaite,1948)

丈の低い緑草で密に覆われた地表面から、水不足の起こらないように給水した場合に失われる蒸発散量ー可能蒸発散量ーを気温だけの関数として表した

$$E_p(i) = 0.533 D_0(i)\,(10 t_i / J)^a$$

$$a = 6.75 \times 10^{-7} J^3 - 7.71 \times 10^{-5} J^2 + 1.79 \times 10^{-2} J + 0.492$$

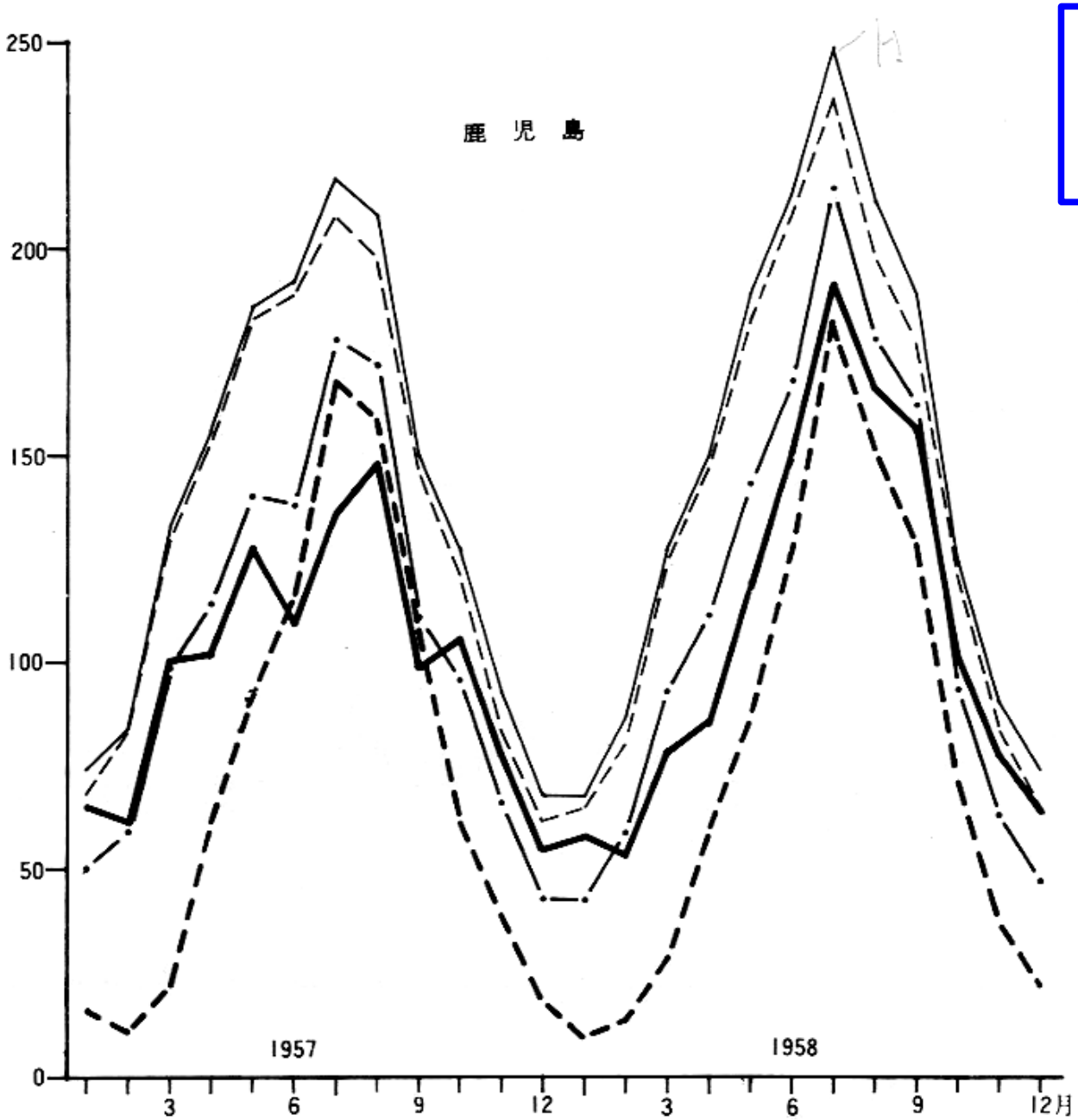
$$J = \sum_{i=1}^{12} (t_i / 5)^{1.514}$$

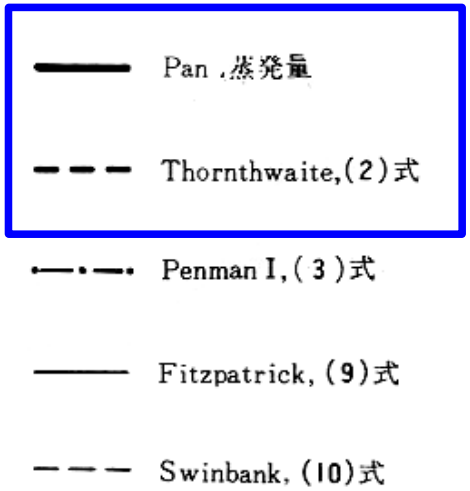
ここで、i:月、ti:月平均気温、$D_0(i)$:12時間/日を単位とするi月の月平均可照時間

- アメリカ国内のライシメーターのデータを使用
- よって、アメリカ以外の場所における適用は保証されない
- 特に、気温が正味放射量と相関を持たない地域ーたとえば熱帯ーではうまく計算できない

経験式の限界について留意せよ

鹿児島　中緯度の湿潤地域

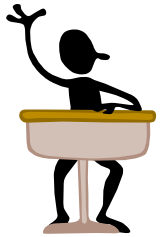




（出典：クリマテック株）

（吉野編、「モンスーンアジアの水資源」、榧根・小林）

気温と正味放射量の相関が高い！



シンガポール　湿潤熱帯

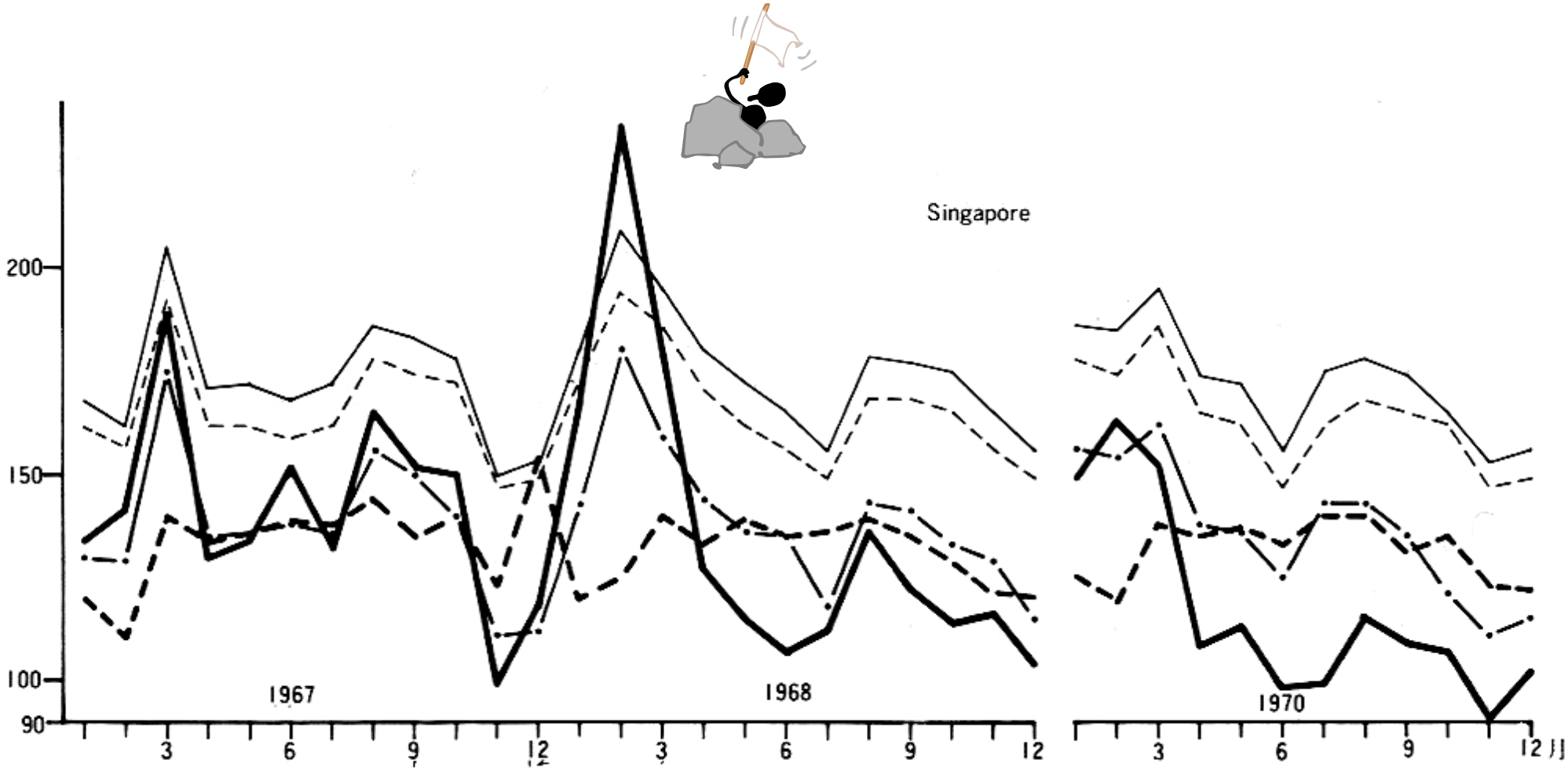


図３　ｂ）　図３ａ）と同じ，ただし Kota Bharu, Kuala Lumpur, Singapore

湿潤熱帯　：　正味放射量と気温の相関が高くない

→このような地域ではソーンスウエイト法の精度は低い

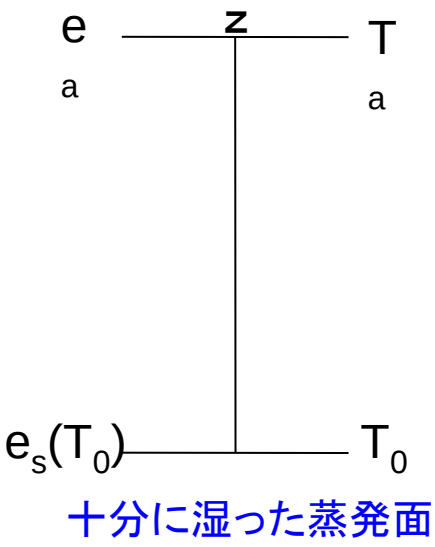
蒸発散量の推定:組み合わせ法

顕熱フラックス

$$H=\frac{\rho C_P}{r_a}(T_0-T_a)$$

潜熱フラックス

$$\lambda E=\frac{\rho C_P}{\gamma r_a}(e_s(T_0)-e_a)$$



ここで、ρ:空気の密度、C_p:空気の定圧比熱、r_a:空気力学的抵抗、γ:乾湿計定数、
T_0:表面温度、T_a:高さzにおける気温、$e_s(T_0)$:表面温度T_0における飽和水蒸気圧、
e_a:高さzの水蒸気圧、λ:蒸発の潜熱でλEでエネルギーになる。

このように考えよう

顕熱フラックスは温度の差(T_0-T_a)に比例

潜熱フラックスは飽差($e_s(T_0)$-e_a)に比例

(飽差:湿った空気の水蒸気圧と同じ温度の飽和水蒸気圧の差)

乾湿計定数γとは

乾湿計公式

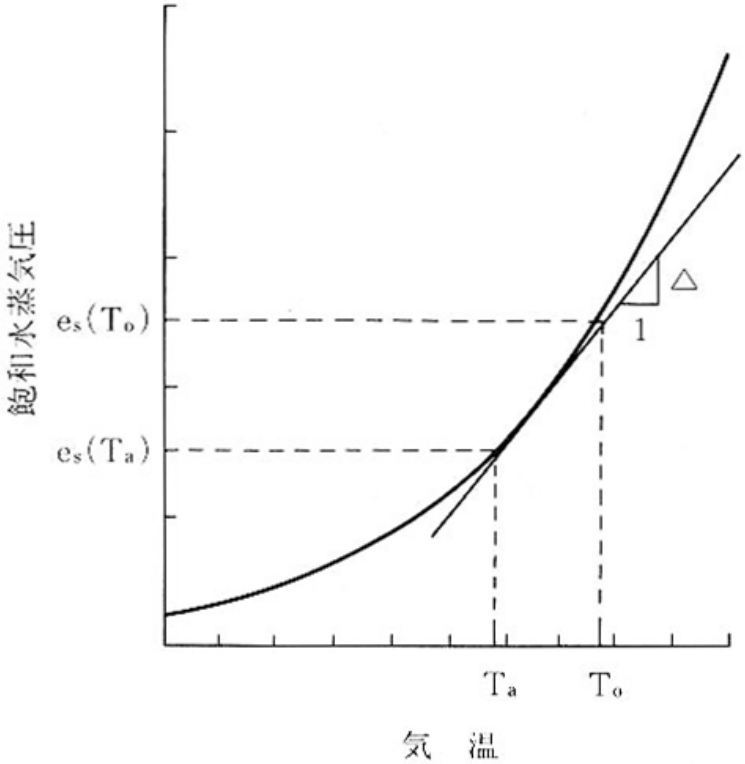
e=E(Tw)-Cp・p/{εL(Tw)}(Td-Tw)

における乾湿差Td-Twの項の係数、Cp・p/{εL(Tw)}のこと。ここで、e:求める水蒸気圧、Td;乾球温度、Tw;湿球温度、E(Tw);湿球温度Twにおける飽和水蒸気圧、Cp;乾燥空気の定圧比熱、p;気圧、ε;比熱比(=0.622)、L(Tw);湿球温度Twにおける潜熱である。空気塊内における水物質の相変化による気温低下1℃当りの水蒸気圧の増加率を意味する。

飽和水蒸気圧曲線の勾配とは

気温に対する飽和水蒸気圧は気温の関数になる。その曲線の勾配ことで、下式で近似できる。

$$\Delta \fallingdotseq \frac{e_s(T_0)-e_s(T_a)}{T_0-T_a}$$



ペンマン・モンティース式の誘導

ここで、飽和水蒸気圧曲線の勾配を（3）式で近似する

$$\Delta \fallingdotseq \frac{e_s(T_0)-e_s(T_a)}{T_0-T_a} \quad (3)$$

書き換えて、（4）式を得る

$$e_s(T_0)=\Delta(T_0-T_a)+e_s(T_a) \quad (4)$$

$$H=\frac{\rho C_P}{r_a}(T_0-T_a) \quad (1)$$

これを（2）式に代入すると（5）式を得る

$$\lambda E=\frac{\rho C_P}{\gamma r_a}(e_s(T_0)-e_a) \quad (2)$$

$$\lambda E=\frac{\Delta\rho C_P}{\gamma r_a}(T_0-T_a)+\frac{\rho C_P}{\gamma r_a}(e_s(T_a)-e_a) \quad (5)$$

$$\lambda E = \frac{\Delta \rho C_P}{\gamma r_a}(T_0 - T_a) + \frac{\rho C_P}{\gamma r_a}(e_S(T_a) - e_a) \qquad (5)$$

右辺の第一項を（1）式で置き換えると（6）式を得る。

$$\lambda E = \frac{\Delta}{\gamma} H + \frac{\rho C_P (e_S(T_a) - e_a)}{\gamma r_a} \qquad (6)$$

熱収支式から　H＝（Rn－G）－λE　を代入すると（7）式を得る

$$\lambda E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma}(R_n - G) + \frac{\rho C_P (e_S(T_a) - e_a)}{(\Delta + \gamma) r_a} \qquad (7)$$

[完全湿面の蒸発式]

$$\lambda E = \frac{\Delta}{\Delta+\gamma}(R_n - G) + \frac{\rho C_P (e_s(T_a) - e_a)}{(\Delta+\gamma)\, r_a} \qquad (7)$$

（7）式右辺は二つの項からなる。　放射項＋空力項　→組み合わせ法

$$Et = f \times E_o \qquad (3\text{-}1)$$

$$= f \times \left\{ \frac{\Delta}{\Delta+\gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta+\gamma} E_a \right\} \qquad (3\text{-}2)$$

ここで，E_t：可能蒸発散量(mm/day)，

E_o：貯熱量を無視できる浅い仮想水面の蒸発量(mm/day)，

f：仮想水面蒸発量を可能発散量に変換する経験定数，

Δ：気温における飽和水蒸気圧曲線の勾配(hPa°C^{-1})，

γ：乾湿計定数(hPa°C^{-1})，

R_n：正味放射量(mm/day)，

E_a：空気力学的効果による蒸発を表す項(mm/day)，

である。(3-2)式の右辺の中括弧内の第一項を放射項，第二項を空力項と呼ぶ。

Rn の推定式は Penman(1948)を用い，Ea の式は Dunne and Leopold(1978)による次式を用いた。ただし，単位の変換のために10を掛けてある。

ペンマン法(Penman,1948)

ペンマンは気温、風速、水蒸気圧、日照率の4気象要素から可能蒸発散量を計算する半経験式を誘導した。

（7）式と比較してみよう。

(3-2)式右辺第一項では、Gが無視できる時間で計算を行うことを前提としている。

(3-2)式右辺第二項では、空力項を経験的に求めているが、基本的には飽差の関数になることがわかるだろう。(近藤、1994）

$$E_a = 10 \times (0.013 + 0.00016 u_2)(e_{sa} - e_a) \qquad (4)$$

ここで，u_2：地上2 mにおける風速(km/day)，

e_{sa}：気温における飽和水蒸気圧(hPa)

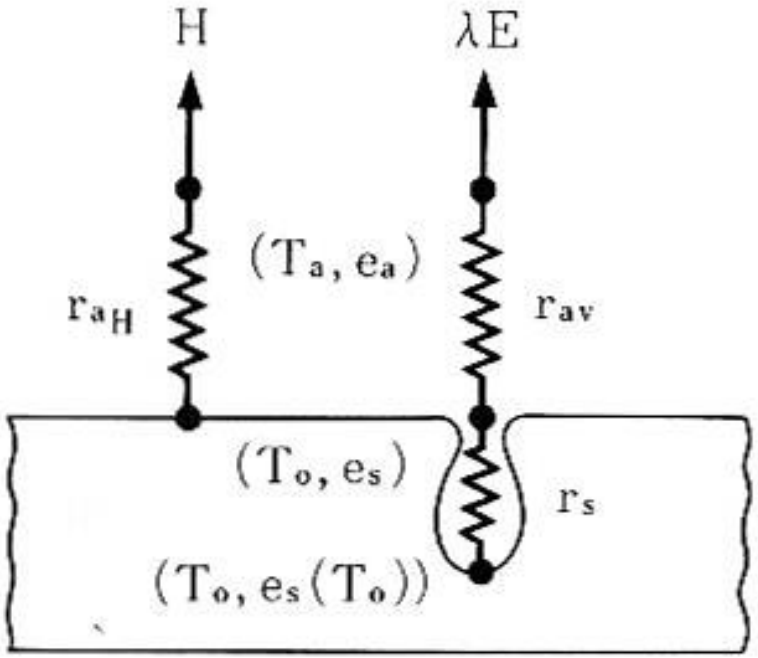
e_a：水蒸気圧(hPa)，

である。

[不完全湿面の蒸発式]

（2）式を（8）式のように変形する。

$$\lambda E = \frac{\rho C_P}{\gamma (r_a + r_c)} (e_s(T_a) - e_a) \quad (8)$$



ここで、r_C：気孔抵抗（群落抵抗）、r_a：空力抵抗。

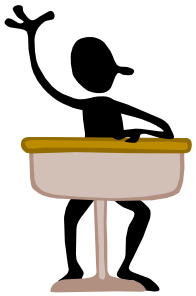
気孔から水蒸気が大気へ出るには、気孔を通過する際の抵抗、葉から自由大気へ出る際の抵抗の二つを受ける。

$$\lambda E = \frac{\Delta (R_n - G) + \rho C_P (e_s(T_a) - e_a)/r_a}{\Delta + \gamma (1 + r_c / r_a)} \quad (9)$$

（8）式を用いると、（9）式の不完全湿面に対する蒸発散量を求めるPenman-Monteith式が得られる。

大気ー陸面相互作用モデルの基本的考え方

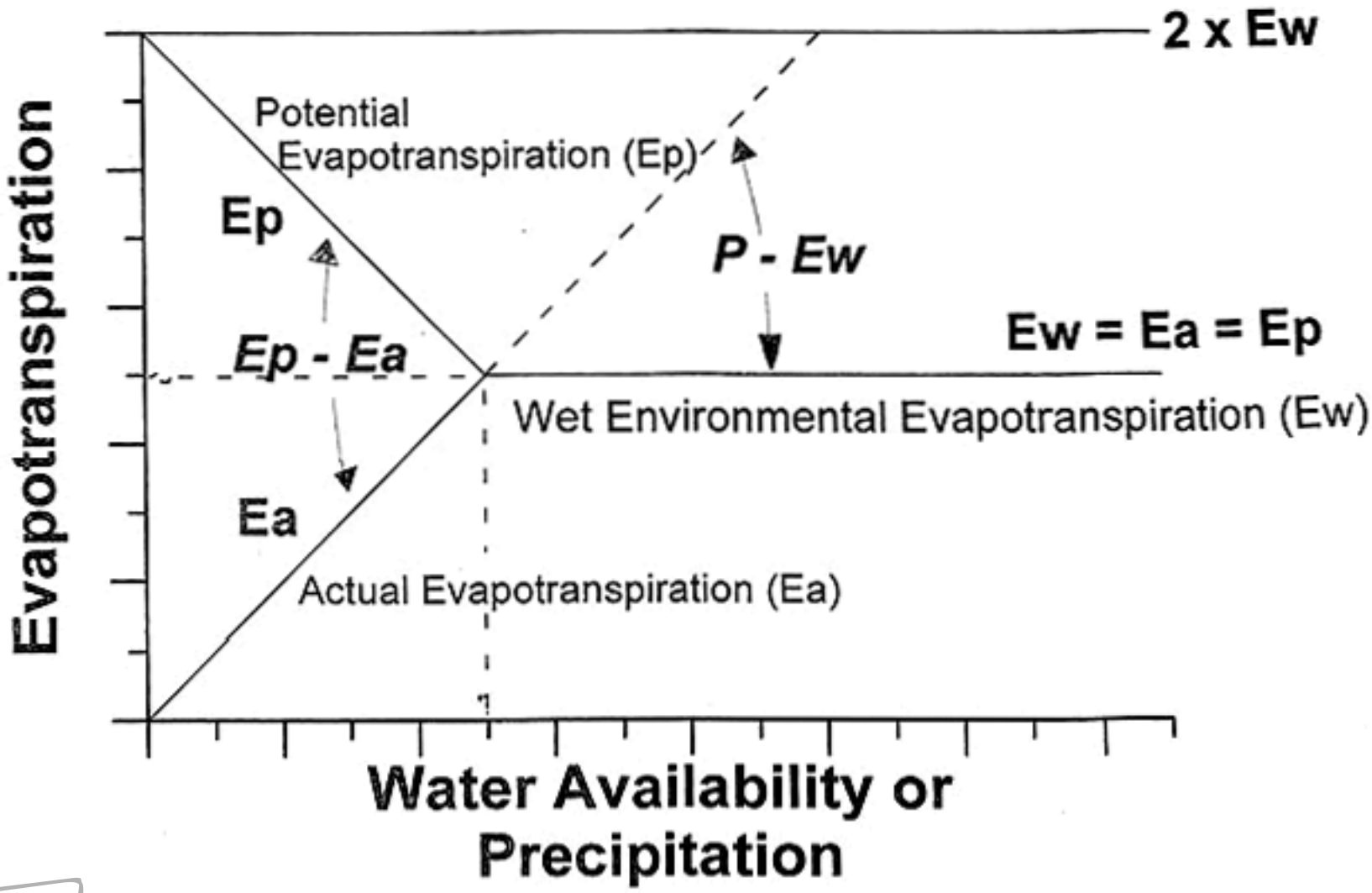
日射エネルギーがたくさんあって、大気が乾燥していれば
いくらでも蒸発散するのですか？？？



$$\lambda E = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho C_P (e_s(T_a) - e_a)/r_a}{\Delta + \gamma(1 + r_c/r_a)}$$

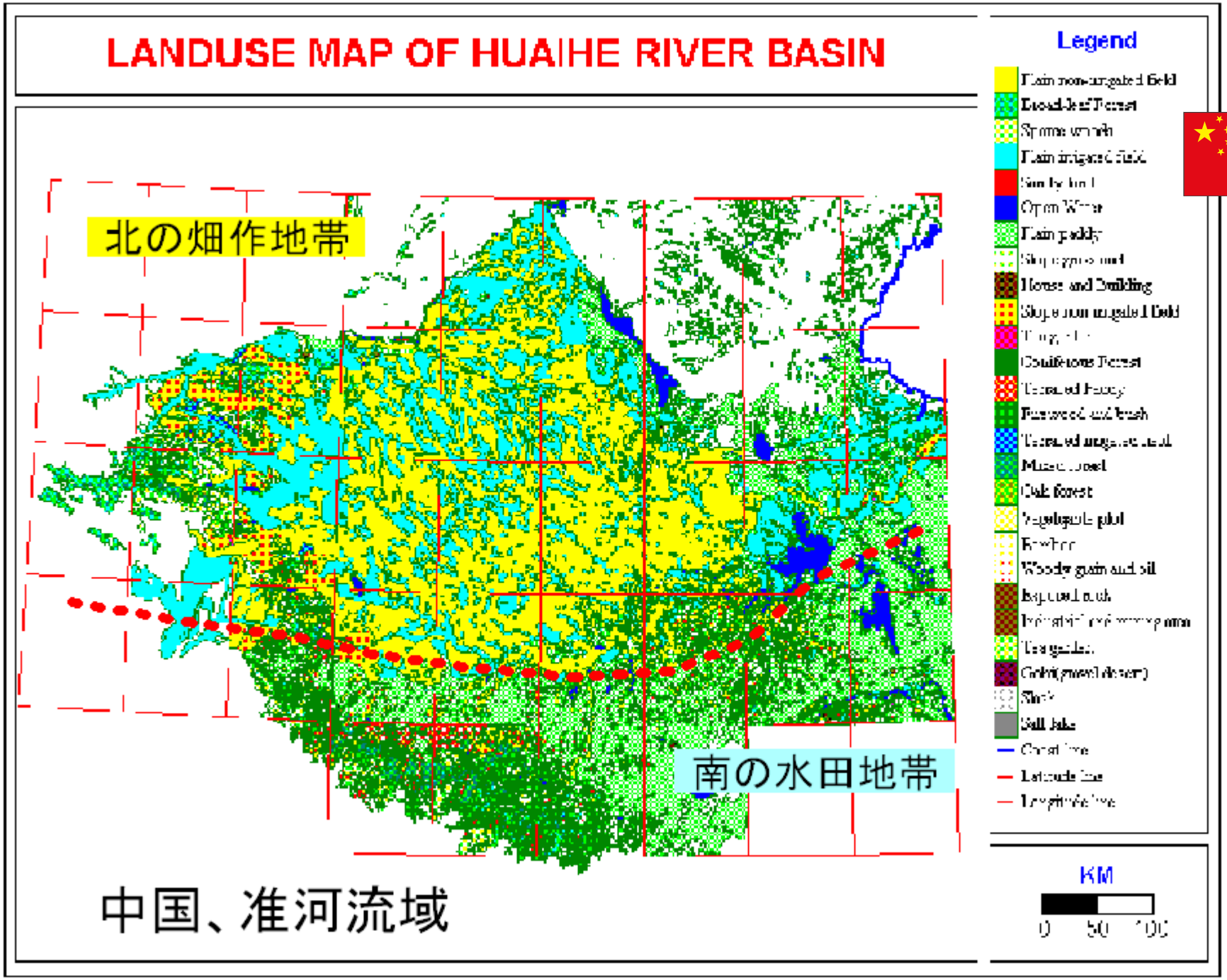
[補完関係]

Ea=2 x Ew - Ep



- ●蒸発すべき水が十分ある状態では、実蒸発散量は可能蒸発散量に等しい（＝湿潤状態の蒸発散量）
- ●土壌水分量が少なくなると、実蒸発散量は減少し、可能蒸発散量は増加
- ●このとき、実蒸発散量と可能蒸発散量の和は湿潤環境の蒸発散量の2倍
  Ea=2xEw-Ep

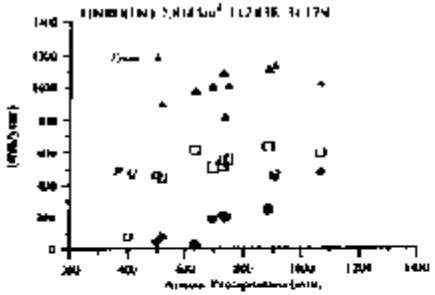
補完関係は実在するのか　流域水収支法による蒸発散量の推定

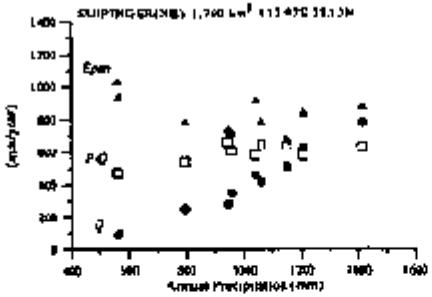


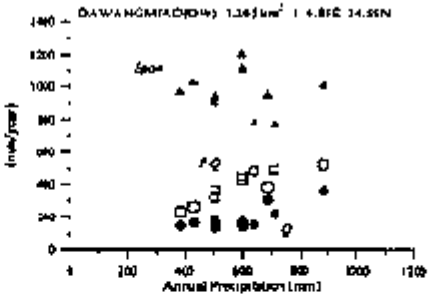
流域水収支法： E=P-Q 蒸発散量＝年降水量－年流出量

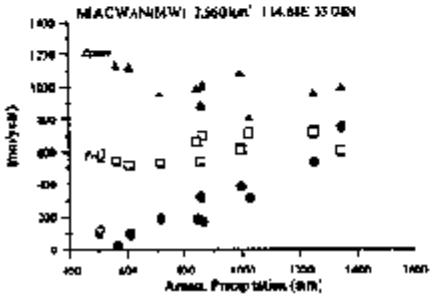
▲パン蒸発量(Epan)
■流出量(Q)
□降水量－流出量
(P−Q)

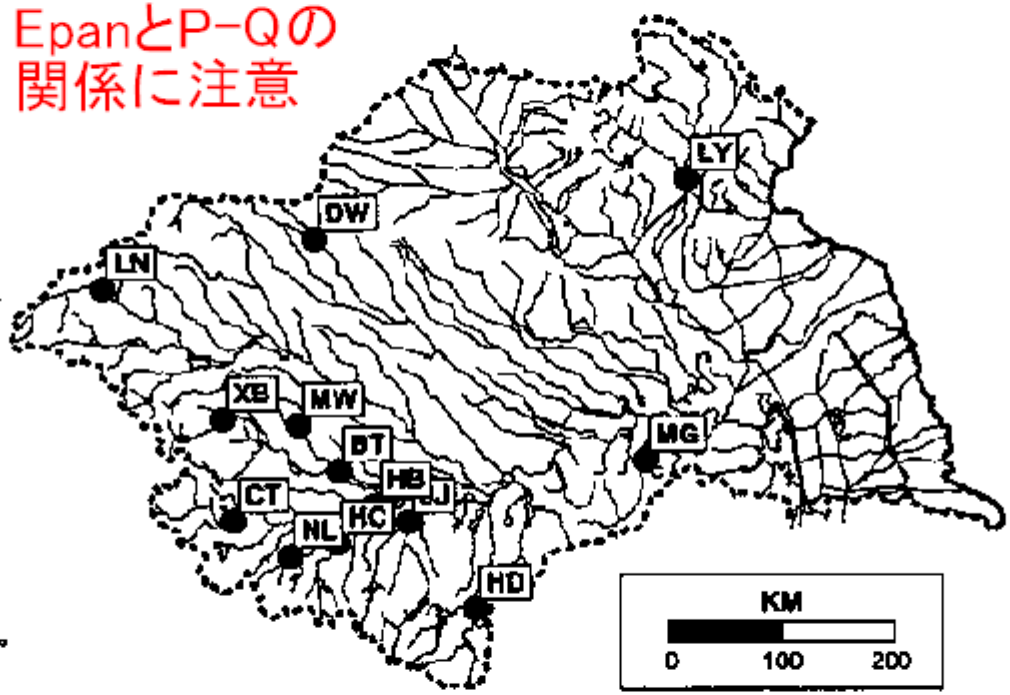
EpanとP−Qの
関係に注意

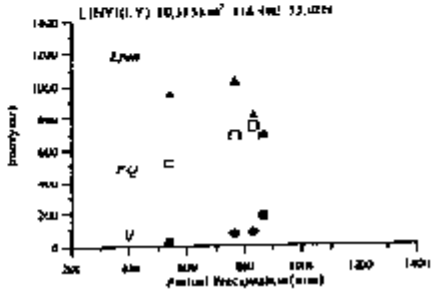


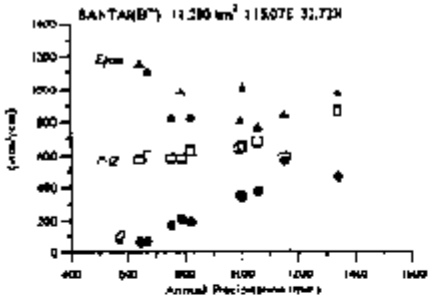


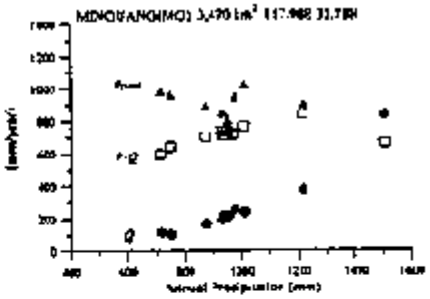


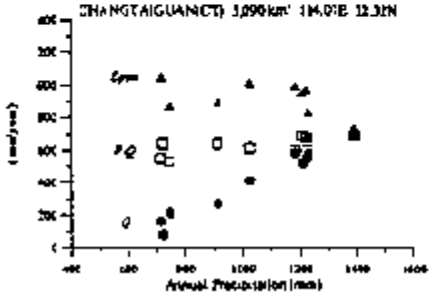


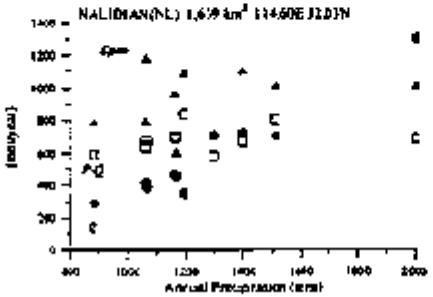


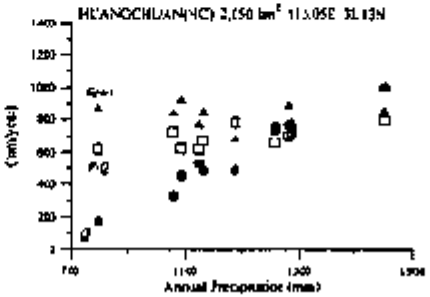


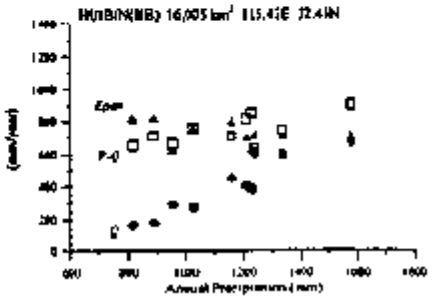


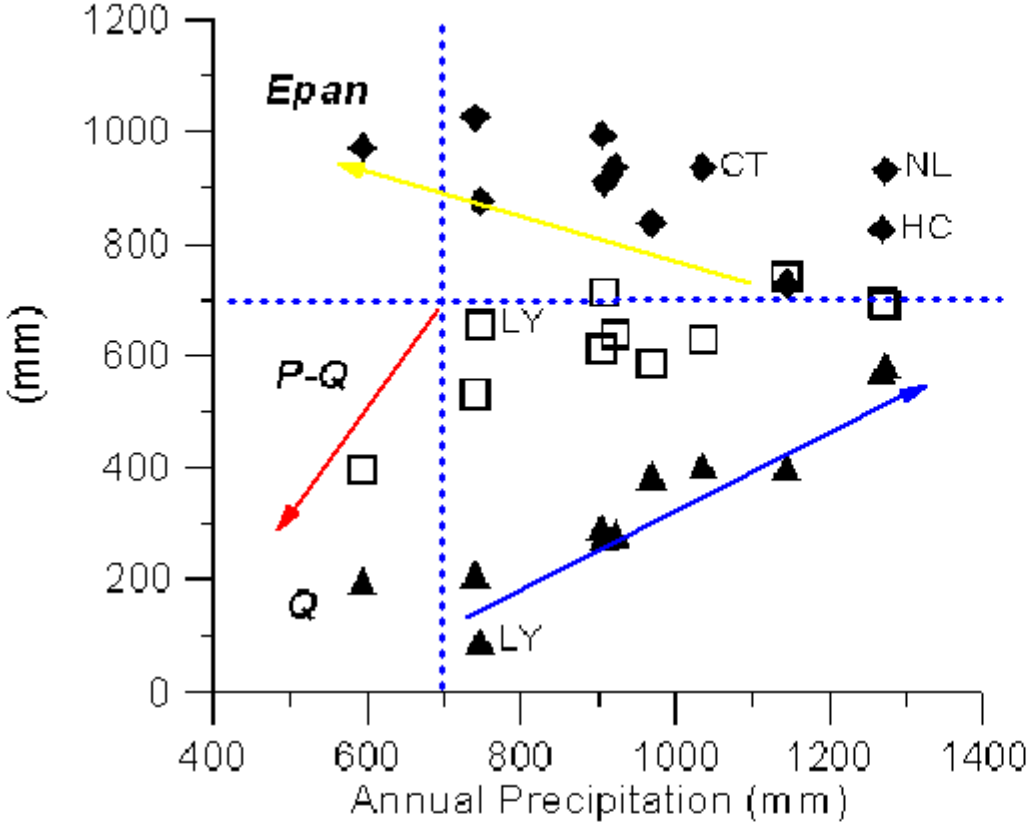












流域全体の平均水収支（左）

・気候学的に決まるP−Q（湿潤環境の蒸発散量）は一定値

・年降水量が一定のP−Qを下回ると、P−Qは減少

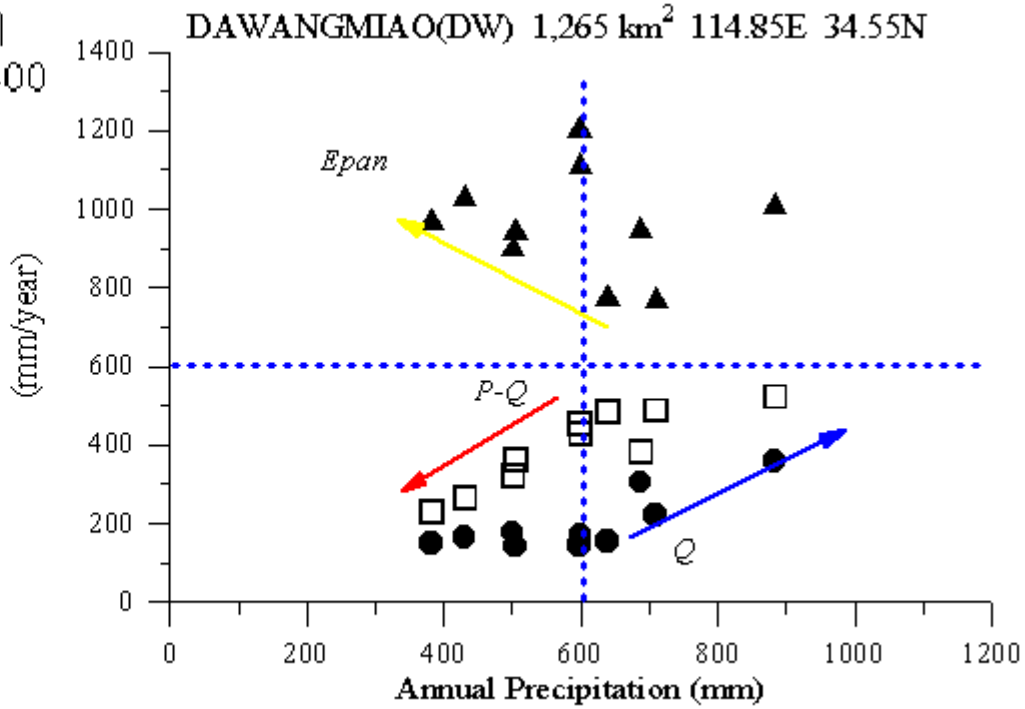
・その時、Epanは増加

DW流域の年々の水収支（右）

・気候学的に決まる湿潤環境の蒸発散量は600mm程度

・年降水量が600mmを下回ると、P−Qは直線的に減少

・その時、Epanは増加



蒸発パラドクス

ある地域のパン蒸発量が経年的に減少しているとする

⇒何が起きているのか

蒸発パラドクス

ある地域のパン蒸発量が経年的に減少しているとする

⇒何が起きているのか

×その地域の蒸発散量が減少している

●地域蒸発散量が増加している

●その結果、飽差が小さくなり、パン蒸発量が減少

もし、パン蒸発量が増加していたら
その地域は乾燥化傾向にある

Areal Evapotranspirationとは何か(Morton,1983)

●沙漠はなぜ乾燥しているのか･･･蒸発が行われていないから

●もし、広い地表面から蒸発が生じたら、大気の湿潤度は増す

●飽差は小さくなり、蒸発は抑制される

●大気と地表面が十分調節を行った後の蒸発散量が

Areal Evapotranspiration （とりあえず地域蒸発散量と訳す）

自然現象を理解するということは気づきでもある

問：沙漠では蒸発散量は年間3000mmを超える
●どう考えるか？

[その他の蒸発散量推定手法]

[可能蒸発量]　(Priestley and Taylor, 1972)

移流がなく、水平的に均質な飽和した表面からの蒸発散量を可能蒸発量(Ep:Potential evaporation)として定義

$$\lambda Ep = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Rn - G) = \alpha Eeq$$

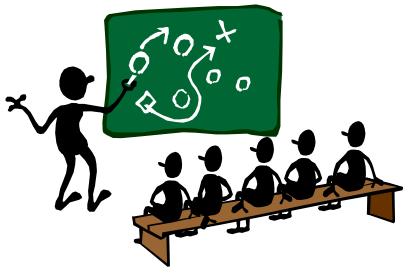
ここで、αは定数で、開水面、飽和された地表面の観測データから　α=1.26　を得た。

●当時の計算機で気候モデルを計算するために考案された
●少量の気象要素でλEpを計算できる

$$\lambda Eeq = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (Rn - G)$$

ここで、は平衡蒸発量、大気が地表面と十分調節を終えた後の蒸発量（飽差が0）

[An advection-aridity approach – Brutsaert & Stricker法]



補完関係を用いた計算式

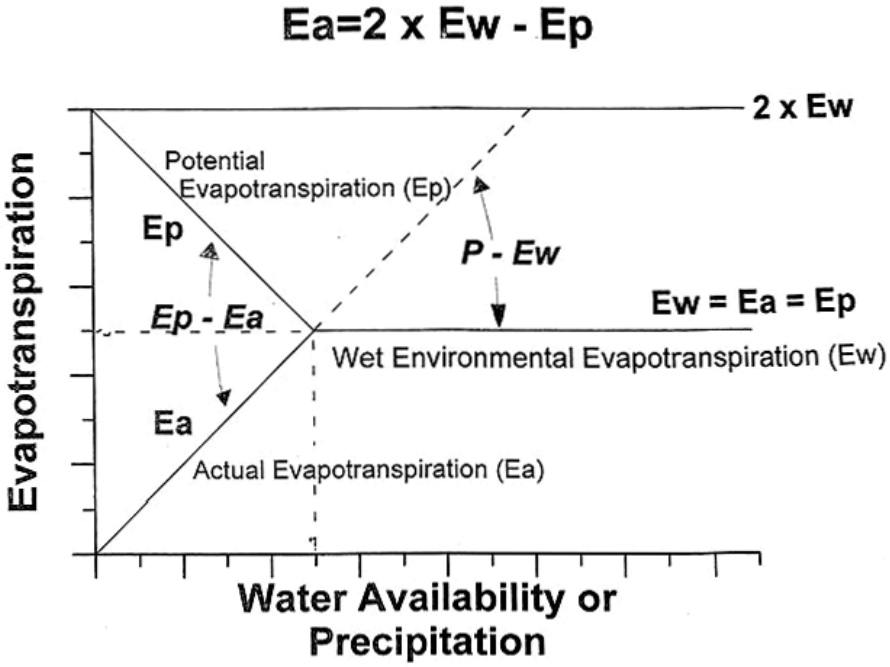
$$Eac = 2 \times Ew - Ep$$

Ewには可能蒸発量、Epにはペンマンの可能蒸発散量を用いる

$$Eac = (2\alpha - 1)\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Rn - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} Ea$$

ここで、Eacは実蒸発散量、Ewは湿潤環境の蒸発散量、Epは可能蒸発散量。ただし、以下の制約条件を加える。

$$Ew = Ep \quad if \quad Ew > Ep$$



[モートン法] (Morton, 1983)

補完関係を用いた計算式。実測データによるパラメタリゼーションを多く含む。

蒸発散量はだいたいの量はわかるが、実際の量の推定が難しい水文要素

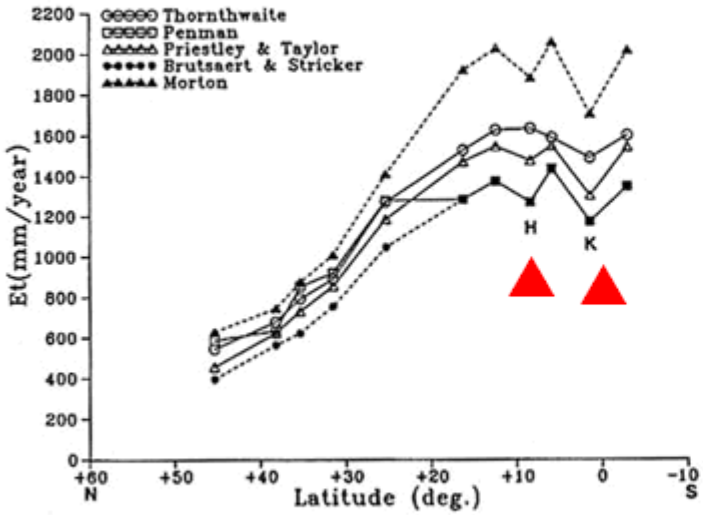
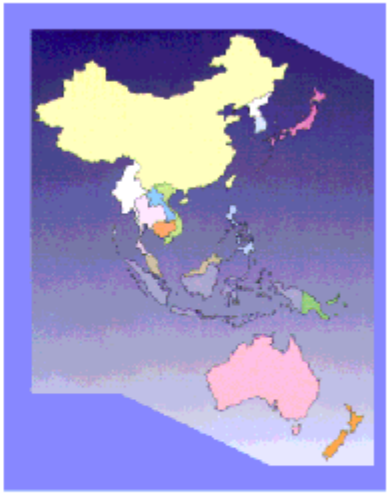


Figure 1 Latitudinal distribution of annual evapotranspirations.
H:Hinatuan (Philippine), K:Kuching (Malaysia)

乾燥地域では、蒸発は抑制されることがわかった

では、モンスーンアジアの蒸発散量計算値はどのような分布をしているか？



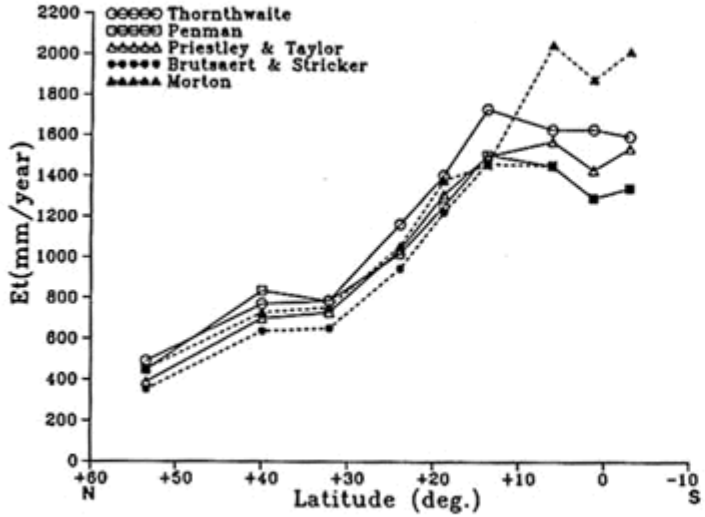


Figure 2 Latitudinal distribution of annualevapotranspirations.

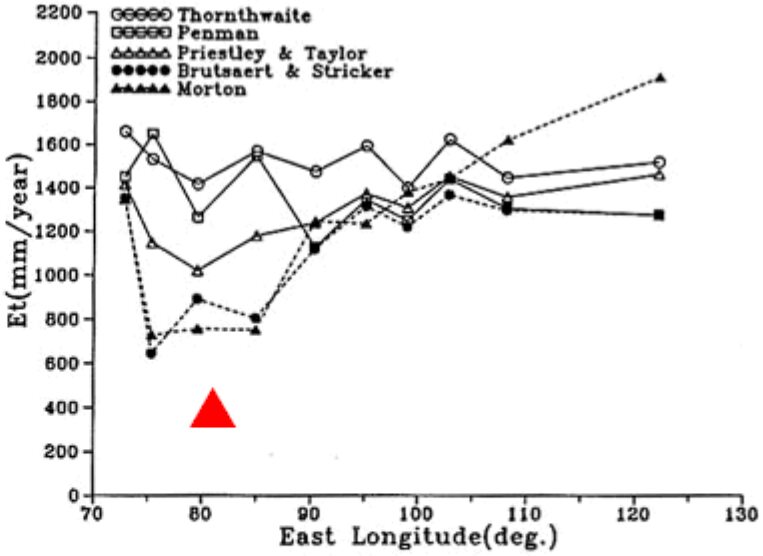
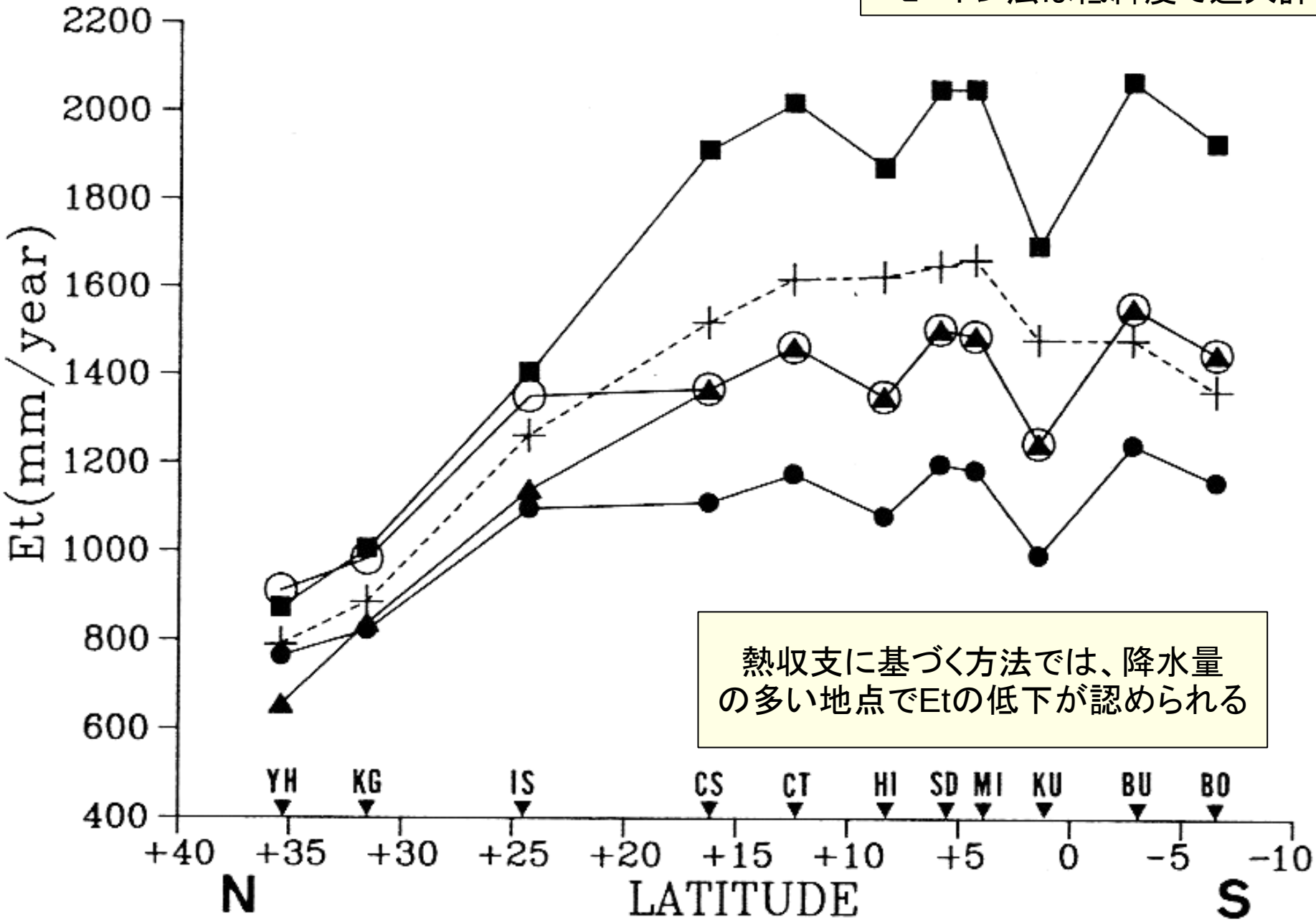


Figure 3 Longitudinal distribution of annualevapotranspirations.

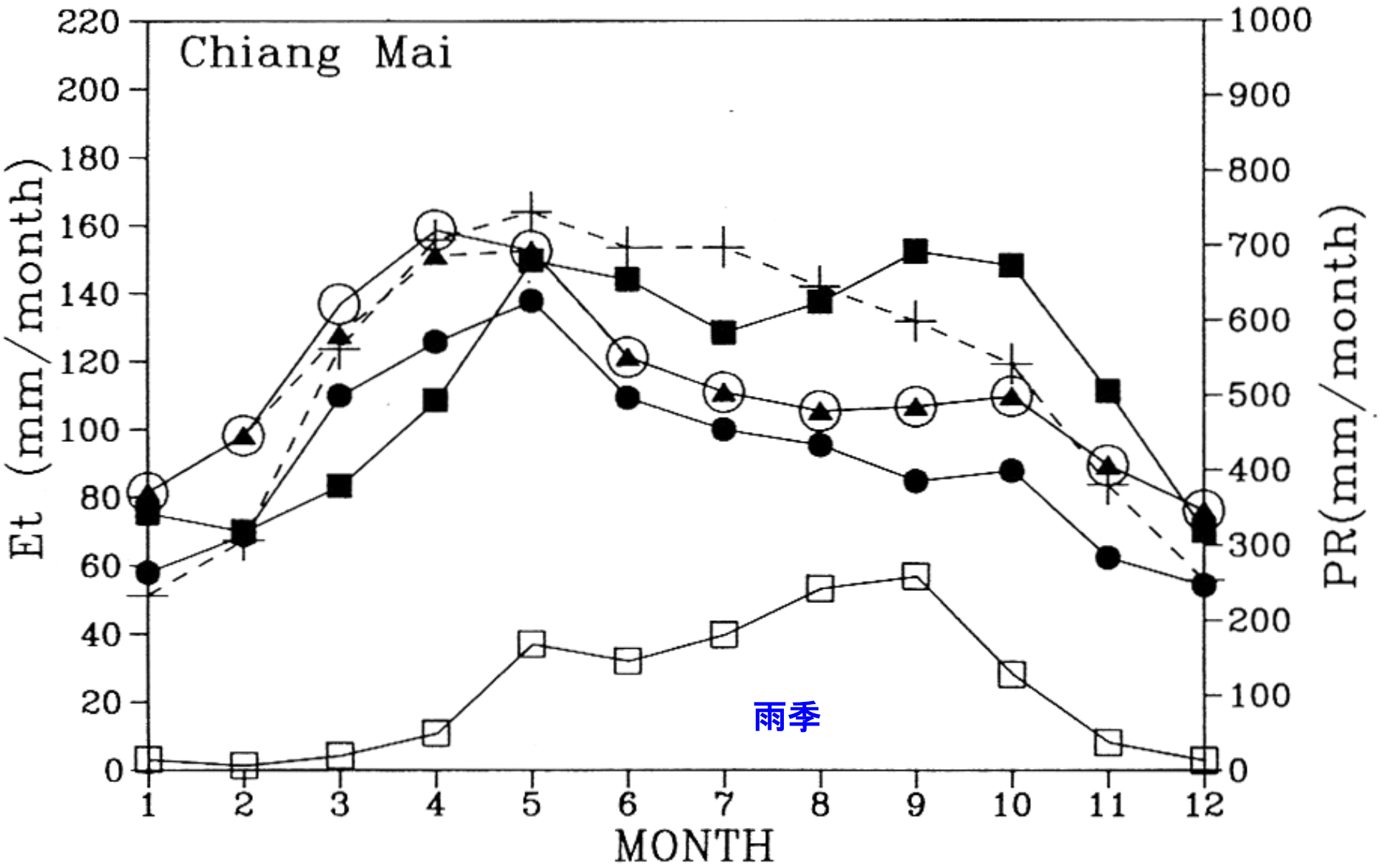
（近藤、1994)

モートン法は低緯度で過大評価

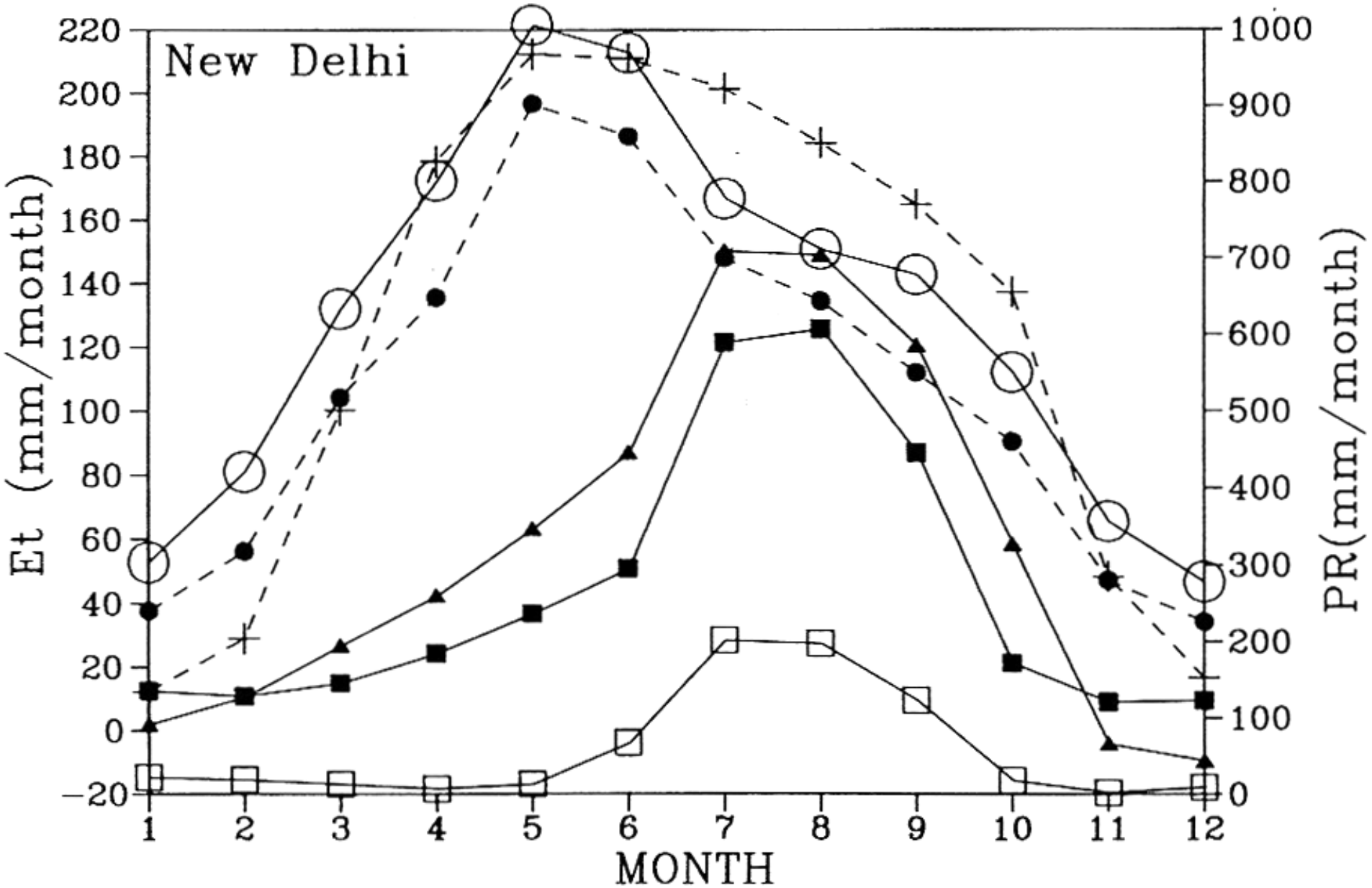


熱収支に基づく方法では、降水量の多い地点でEtの低下が認められる

●：Penman (1948) ρ (albedo)＝15%, ○：Penman (1948) ρ＝5%,
■: Morton (1983), ▲: Fitzpatrick and Stern (1965) ρ＝15%.



□: Monthly Precipitation (PR), +: Thornthwaite Method, ●: Penman Method I, ○: Penman Method II, ▲: Modified Brutsaert-Stricker Method, ■: Morton Method.



□: Monthly Precipitation (PR), +: Thornthwaite Method, ●: Penman Method I, ○: Penman Method II, ▲: Modified Brutsaert-Stricker Method, ■: Morton Method.

第２回：地表面における水とエネルギーの分配

【学んだこと】

●地表面における熱収支と水収支
●蒸発散量の推定方法

【発展】

●ペンマン・モンティース法で蒸発散量を計算するプログラムを書いてみよう
●各項目を計算する方法を調べることにより、蒸発散現象に関する理解と、計算のスキルが向上