

SCT6321: Hydrologie (Automne 2016)

CONTENU DU COURS

Semaine	Date	Chapitres	Intervenant
1	16/09/07	Introduction	M. Larocque
2	16/09/14	1. Bassin versant (TP1)	M. Larocque
3	16/09/21	1. Bassin versant (conférencière Denise Cloutier COBAMIL)	M. Larocque
4	16/09/28	2. Précipitations (TP2)	M. Larocque
5	16/10/05	2. Précipitations (intervention Éva Monteiro)	M. Larocque
6	16/10/12	3. Infiltration, ruissellement écoulement (TP3)	M. Larocque
7	16/10/19	3. Infiltration, ruissellement et écoulement (visite au Laboratoire Lasalle)	M. Larocque
8	16/10/26	Examen de mi-session	M. Larocque
9	16/11/02	4. Évapotranspiration (TP4)	L. Sushama
10	16/11/09	4. Évapotranspiration	L. Sushama
11	16/11/16	5. Estimation des débits de pointe (TP5)	L. Sushama
12	16/11/23	5. Estimation des débits de pointe	L. Sushama
13	16/11/30	6. Hydrologie statistique (TP6)	L. Sushama
14	16/12/07	6. Hydrologie statistique	L. Sushama
15	16/12/14	Examen de fin de session	L. Sushama

Laxmi Sushama

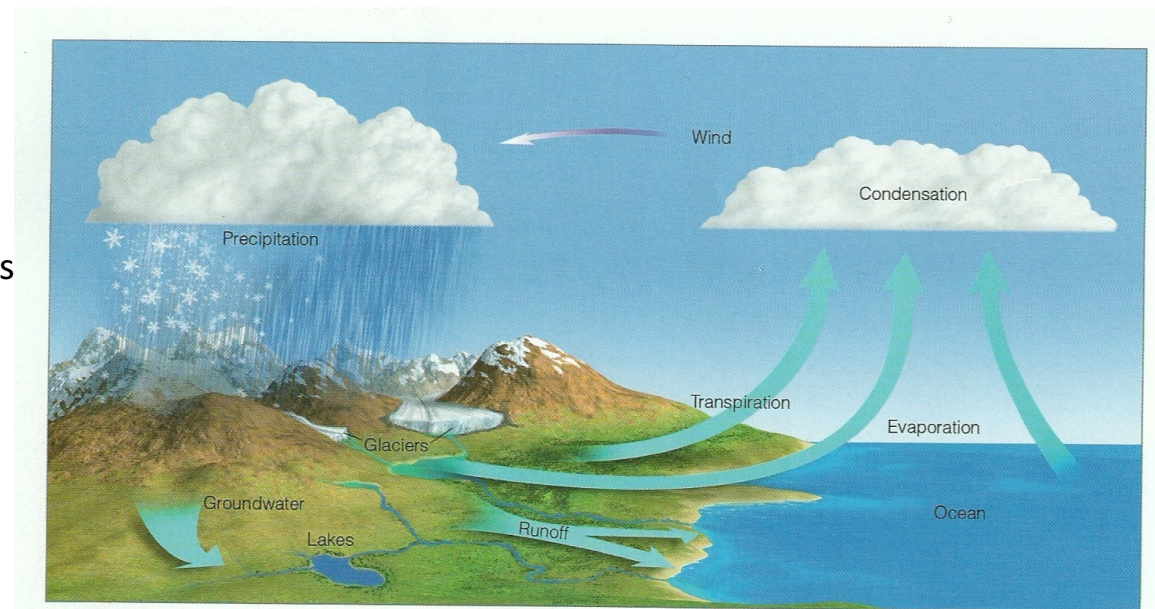
PK-6325, sushama.laxmi@uqam.ca

Auxiliaire d'enseignement: Francois Roberge

PK-6415, roberge.francois@uqam.ca

TP: PK-S1555

- Cycle hydrologique: les branches atmosphérique et terrestre
- Variations spatiales des divers termes du cycle hydrologique
- Relation entre la répartition de l'énergie et celle de l'eau (Relation between surface energy and water partitioning)
- Régimes d'évapotranspiration
- Impacts sur le climat et l'hydrologie



- Groundwater – eaux souterraines
- Wind – vent
- Runoff – ruissellement
- Lakes - lacs

Cycle hydrologique

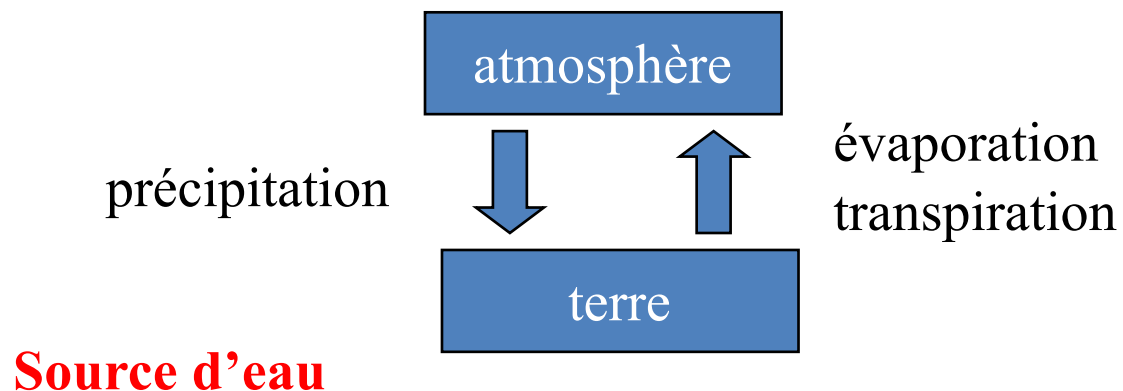
Branches terrestre et atmosphérique du cycle hydrologique

Atmosphérique

Transport atmosphérique de l'eau, principalement à l'état gazeux

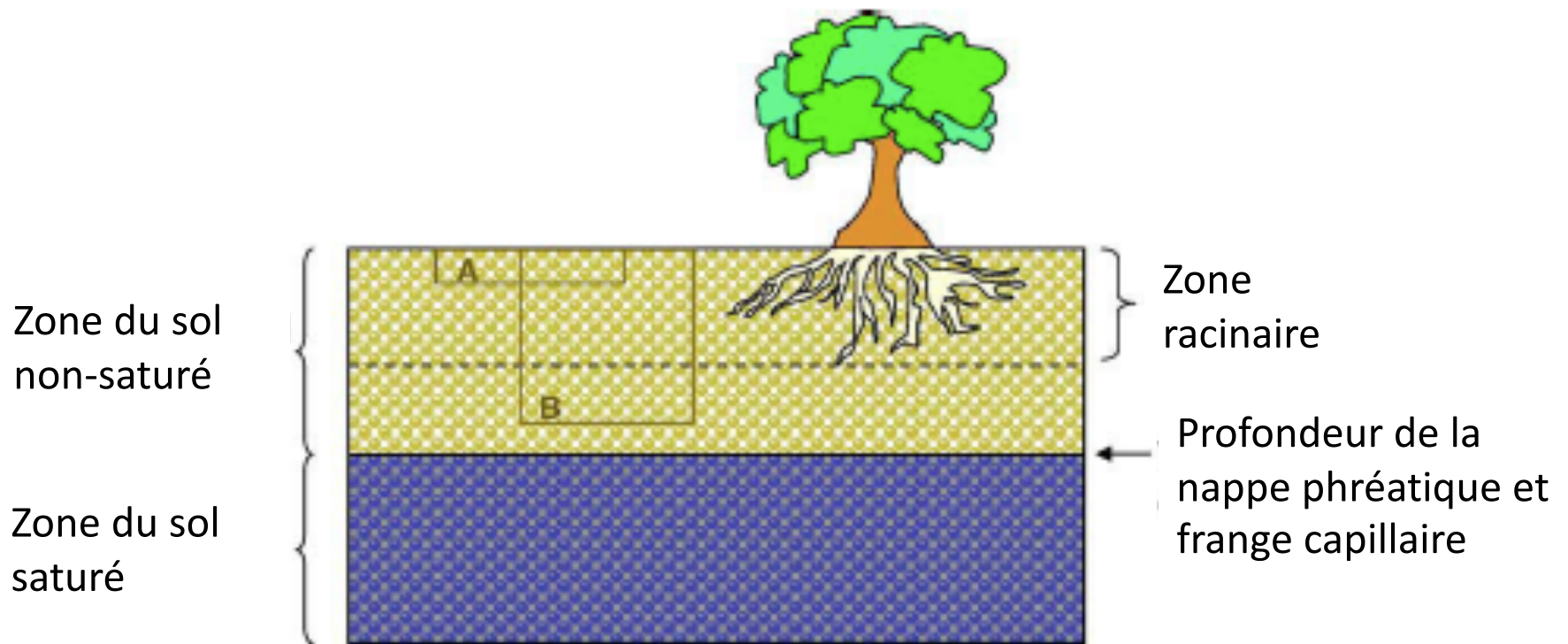
Terrestre

Transport et stockage de l'eau liquide, solide et/ou gazeuse sur les continents et dans les océans



Cycle hydrologique

Humidité du sol



Quelques définitions de base

Porosité

$$f = \frac{V_f}{V_t} = (V_a + V_w) / (V_s + V_a + V_w)$$

Indice de vide

$$e = (V_a + V_w) / (V_s)$$

Humidité du sol

$$w = M_w / M_s \quad \text{Teneur en eau gravimétrique}$$

$$\theta = V_w / V_t = V_w / (V_s + V_f) \quad \text{Teneur en eau volumétrique}$$

Degré de saturation s

$$s = V_w / V_f$$

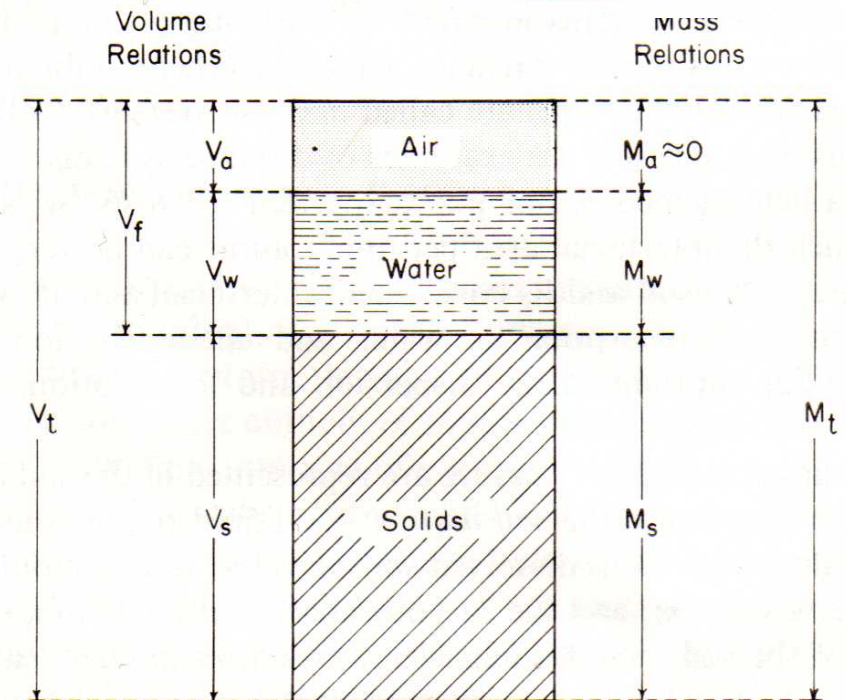
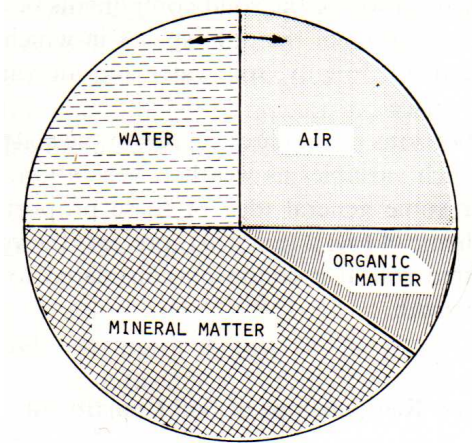
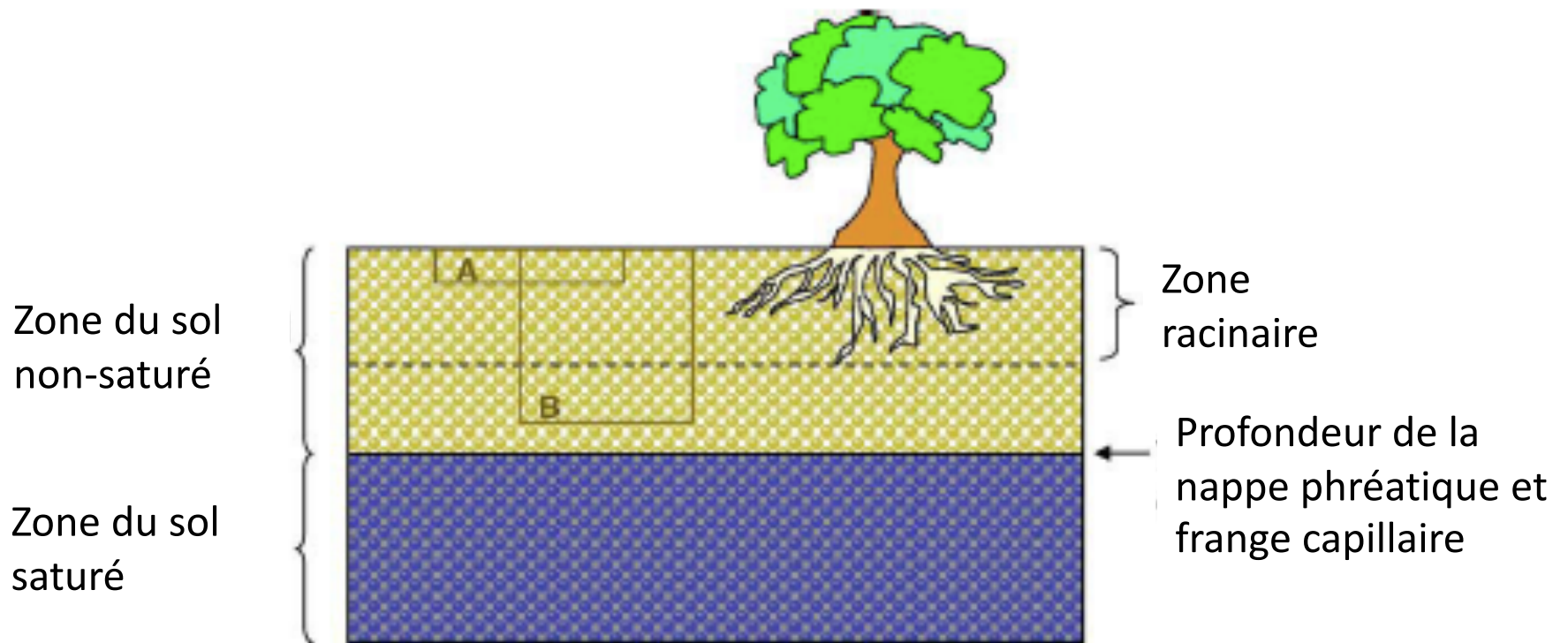


Fig. 2.2. Schematic diagram of the soil as a three-phase system.

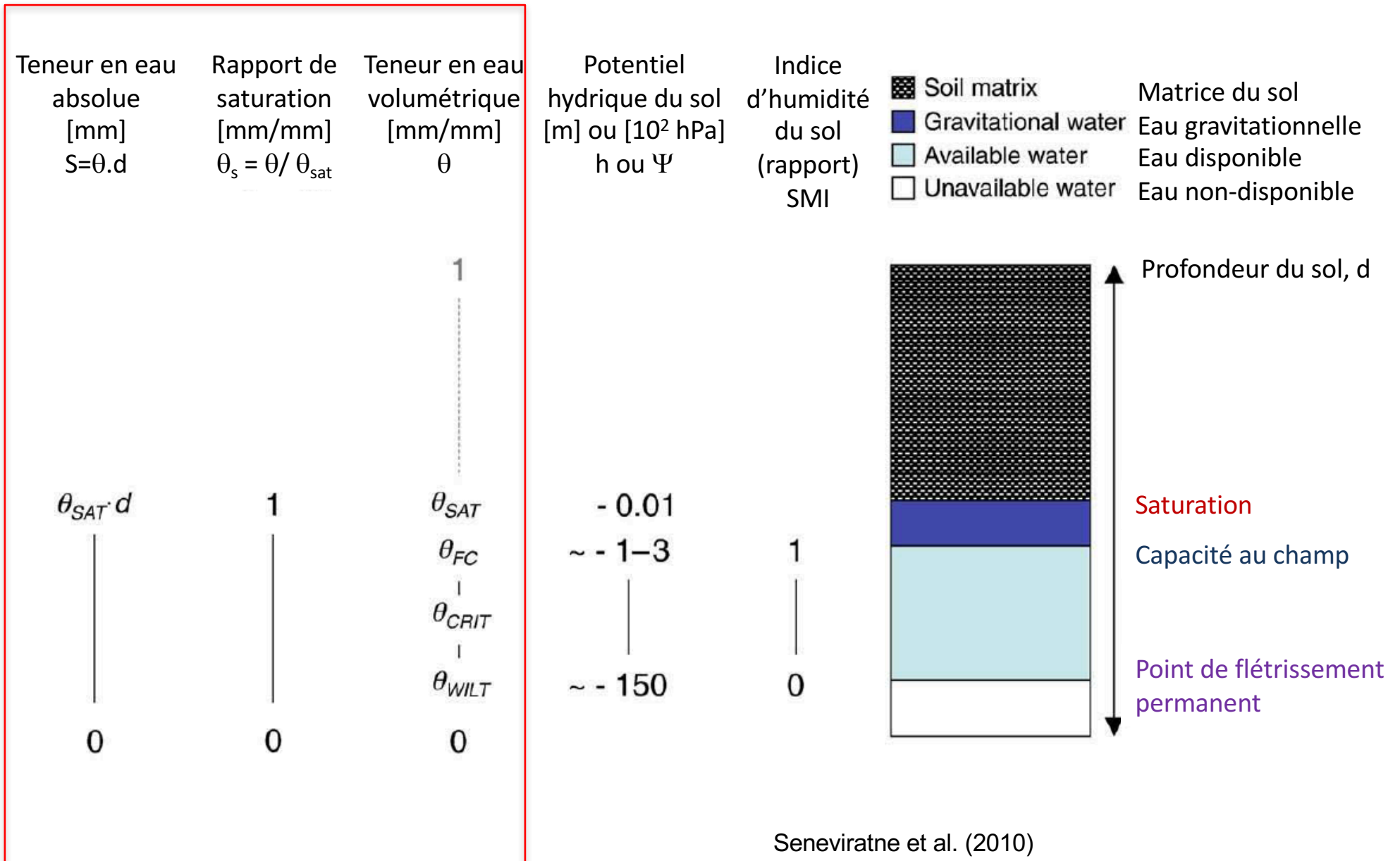
Diagramme schématique du sol représenté comme un système à trois phases : air (V_a , M_a), eau (V_w , M_w), et solides (V_s , M_s).

Cycle hydrologique

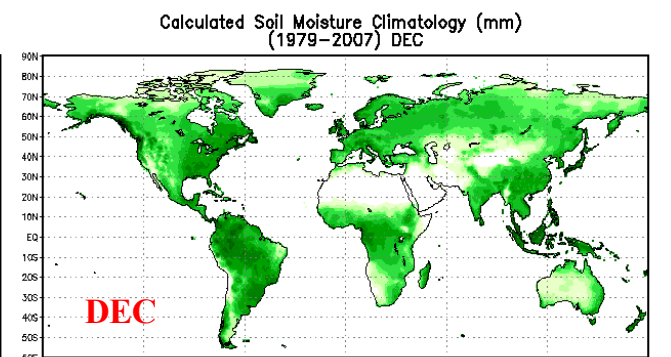
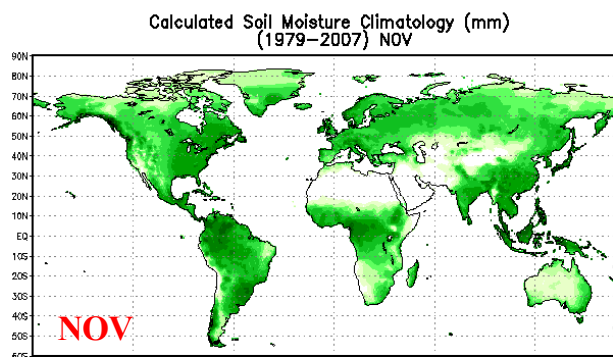
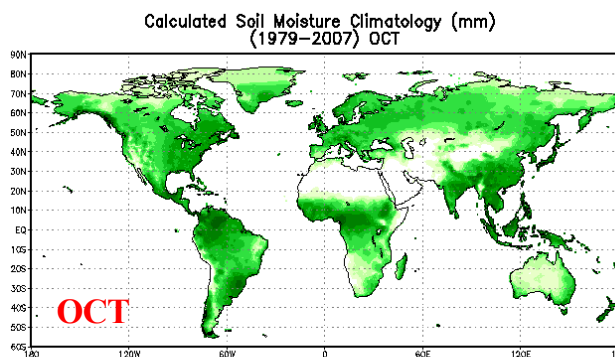
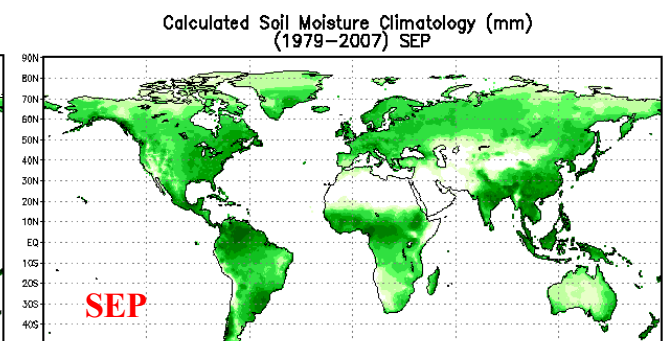
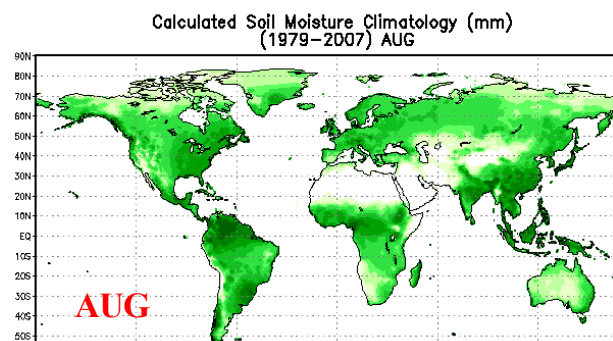
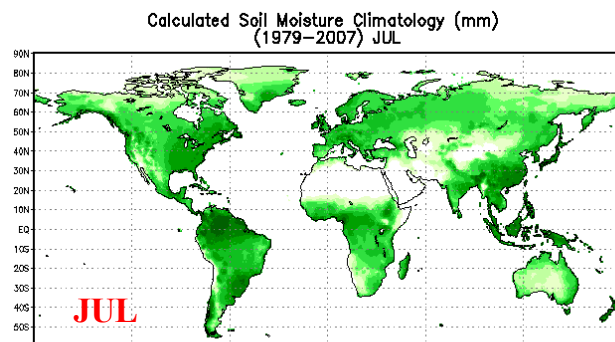
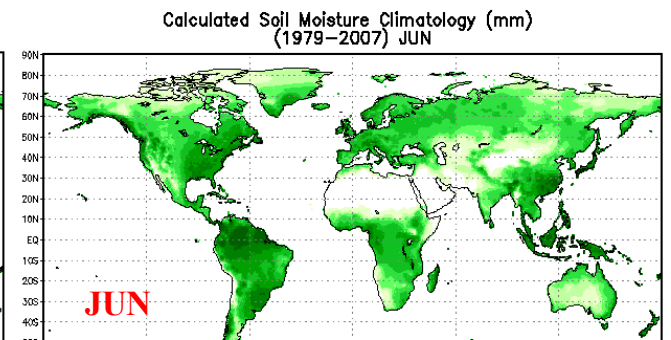
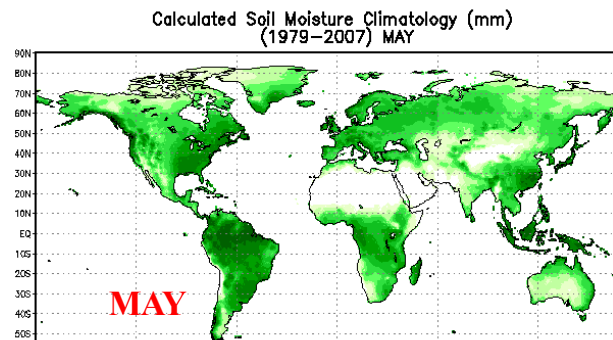
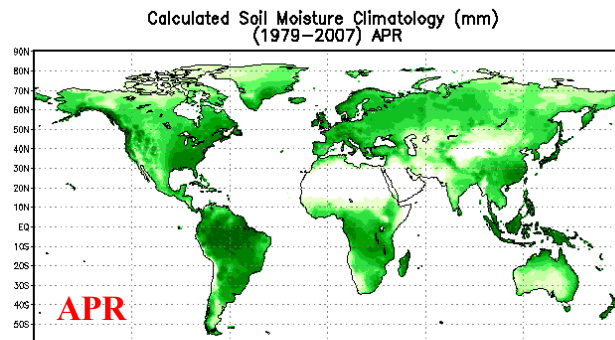
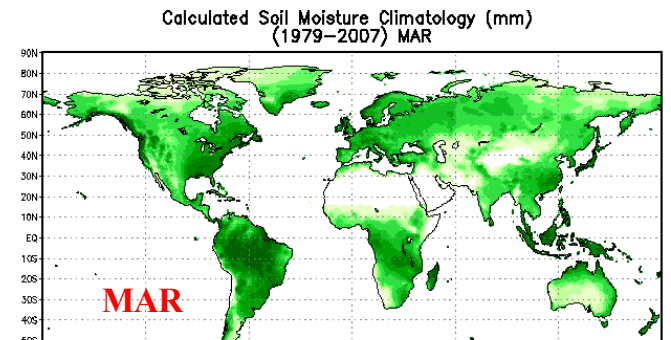
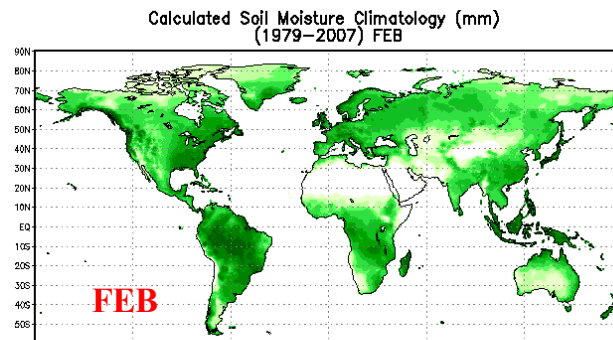
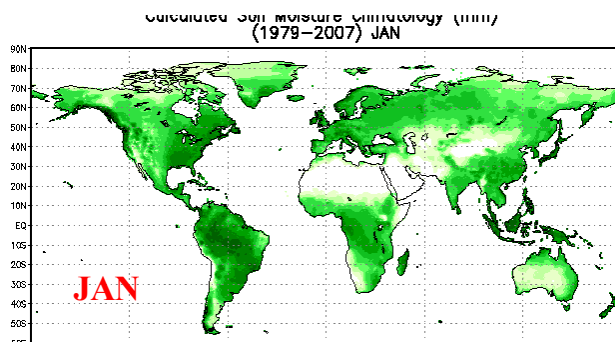
Humidité du sol



Cycle hydrologique



Seneviratne et al. (2010)



Source: NOAA

Cycle hydrologique

Humidité dans l'atmosphère

Mesures de l'humidité atmosphérique

Humidité spécifique: rapport de la masse de vapeur d'eau (M_w) et la masse d'air humide (M) pour un même volume d'air humide

$$q = M_w / M = \rho_w / \rho$$

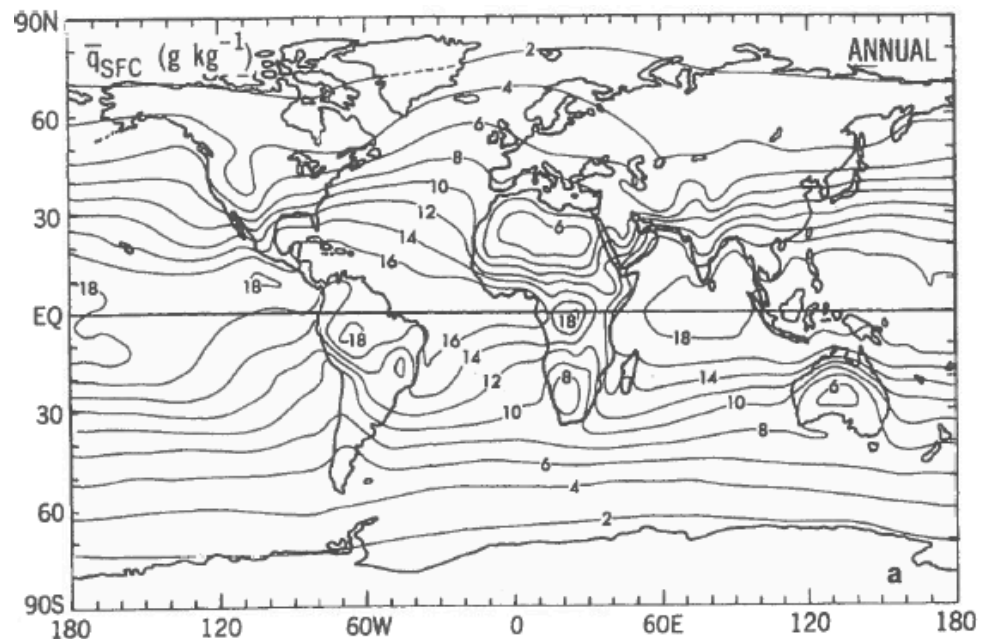
q humidité spécifique en g/kg

ρ_w densité de vapeur

ρ densité de l'air humide

- Le patron global de l'humidité spécifique ressemble au patron de température.
- La teneur de la vapeur d'eau dans l'air dépend fortement de la température.

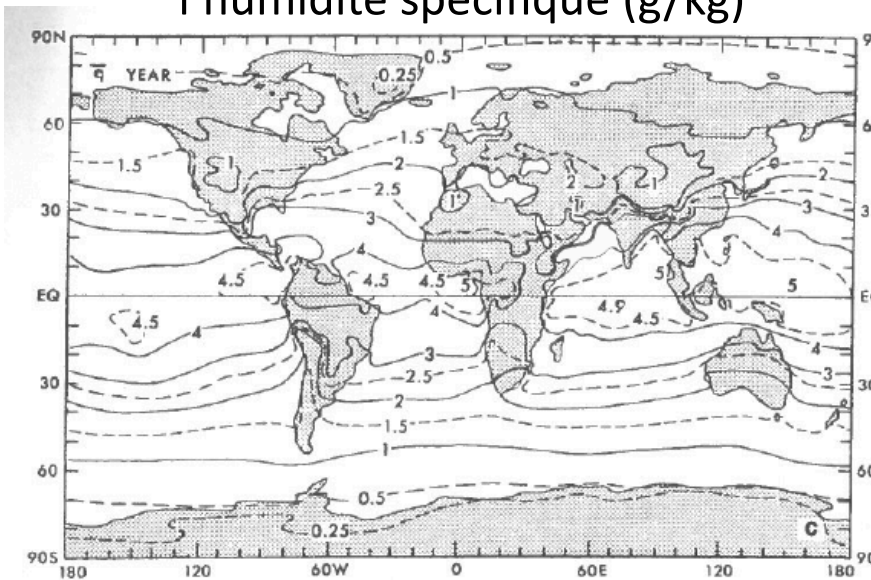
Moyenne annuelle de l'humidité spécifique proche de la surface (grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air humide)



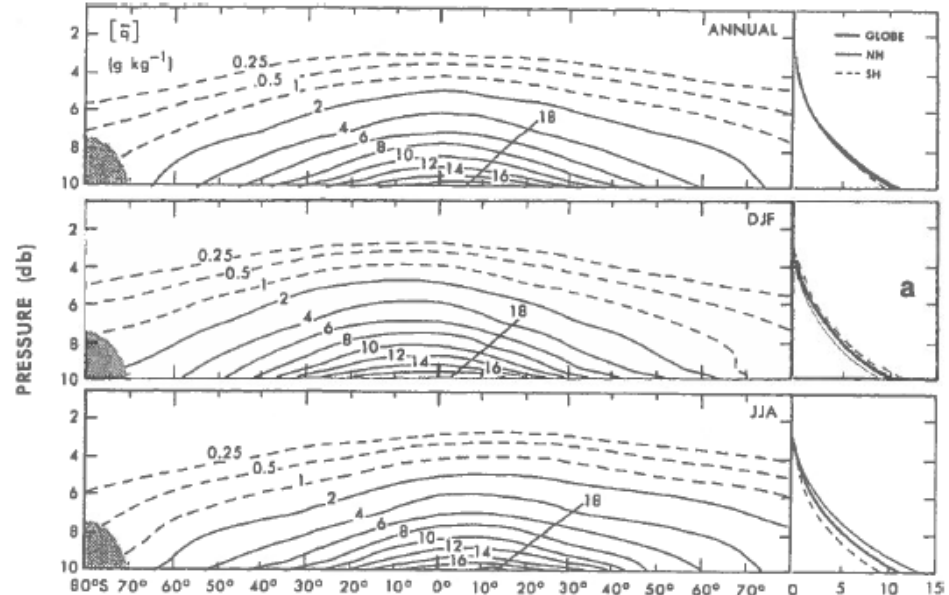
Cycle hydrologique

Humidité spécifique: rapport de la masse de vapeur d'eau (M_w) et la masse d'air humide (M) pour un même volume d'air humide

Moyenne verticale de
l'humidité spécifique (g/kg)



Moyenne zonale d'humidité spécifique (g/kg)



Profil vertical moyen d'humidité
spécifique: annuel, en hiver et en été

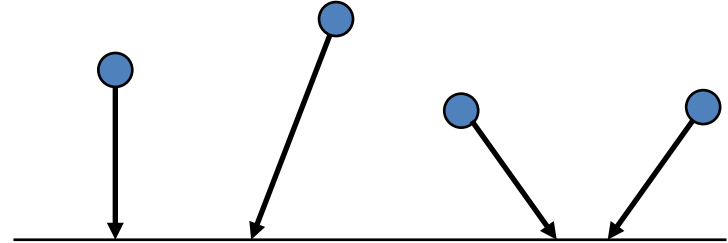
Cycle hydrologique

Humidité relative : rapport de l'humidité spécifique (q) à une température et une pression données et l'humidité spécifique à saturation (q_s) dans les mêmes conditions de température et de pression.

$$RH = q/q_s = e/e_s$$

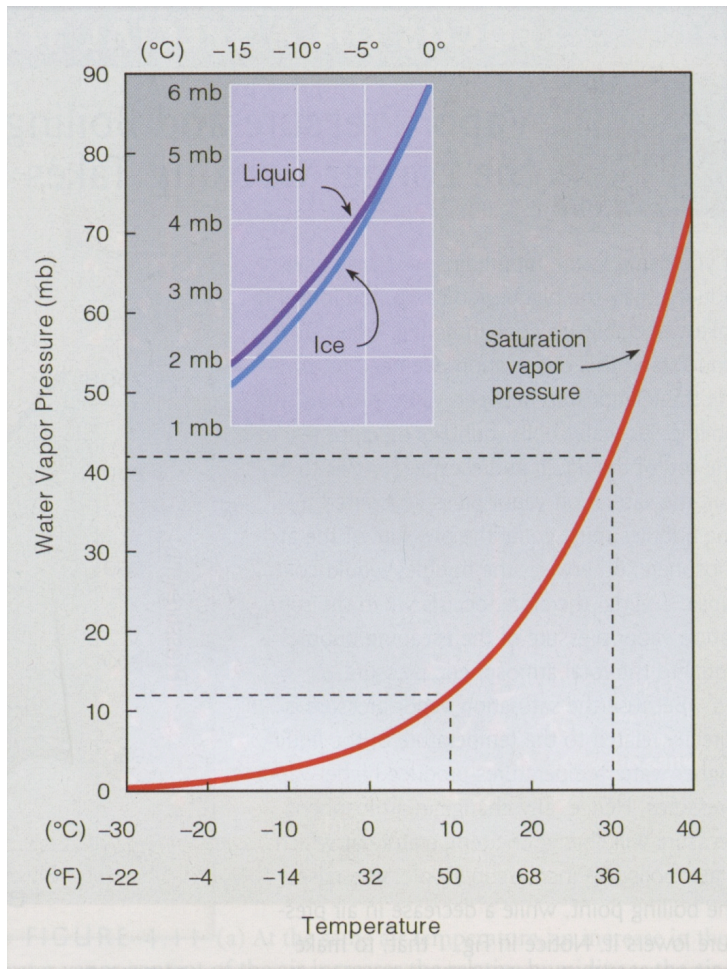
- L'air est considéré saturé quand il contient le maximum de vapeur d'eau possible à l'équilibre.
- Donc, l'air saturé a une humidité relative de 100%.
- L'air sursaturé a une humidité relative supérieure à 100%. Il n'est pas à l'équilibre.

La pression de la vapeur (e) est la pression que la vapeur d'eau exerce sur une surface donnée.



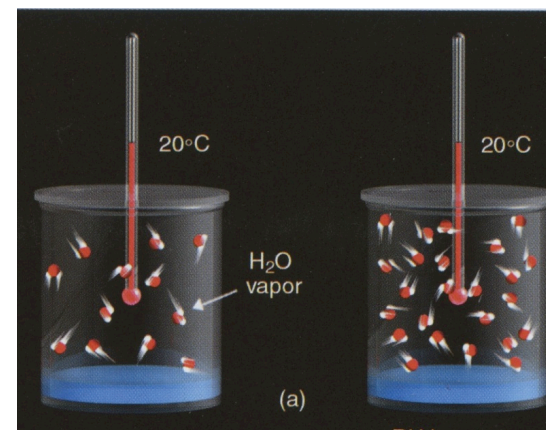
La pression de vapeur saturante (e_s) est la pression de vapeur qui correspond à l'équilibre entre la phase gazeuse (vapeur) et la phase liquide de l'eau. Elle dépend uniquement de la température d'équilibre.

Cycle hydrologique



Courbe de saturation de la vapeur d'eau (Water vapour saturation curve): La pression de vapeur d'eau en équilibre avec l'eau liquide à une température donnée.

$$e_s = 611 \exp\left(\frac{17.27T}{237.3 + T}\right)$$

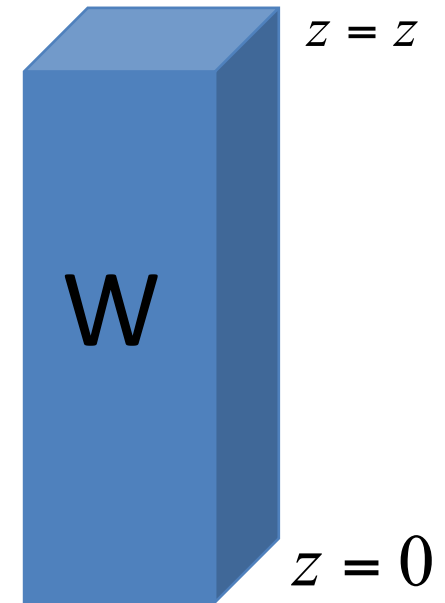


Cycle hydrologique

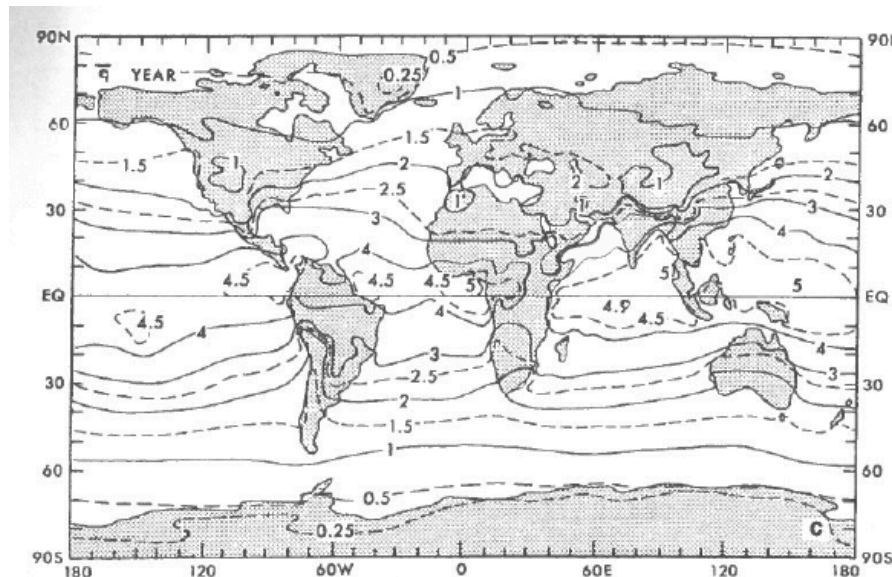
Quantité d'eau précipitable:

Masse totale de vapeur d'eau comprise entre l'altitude 0 et une altitude z

$$W = \int_0^z \rho_w dz$$



Distribution spatiale de la moyenne annuelle d'eau précipitable :
Décroissance continue de l'eau précipitable des régions équatoriales vers les régions polaires.



Multiplication par p_0/g ;
Eau précipitable dans l'atmosphère en unités de 10 kg/m²

Cycle hydrologique

Branche atmosphérique

Équation du bilan hydrique pour une colonne atmosphérique

$$\frac{\partial W}{\partial t} = (E - P) - \vec{\nabla}_H \cdot \vec{Q}$$

où,
$$\vec{Q} = \int_{p_s}^{p_{top}} q \vec{V} \frac{dp}{g}$$

W = eau précipitable (kg m^{-2})

E = évapotranspiration ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

P = précipitation ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

$\vec{Q}$ = flux horizontal de vapeur d'eau intégré verticalement (vecteur) ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$)

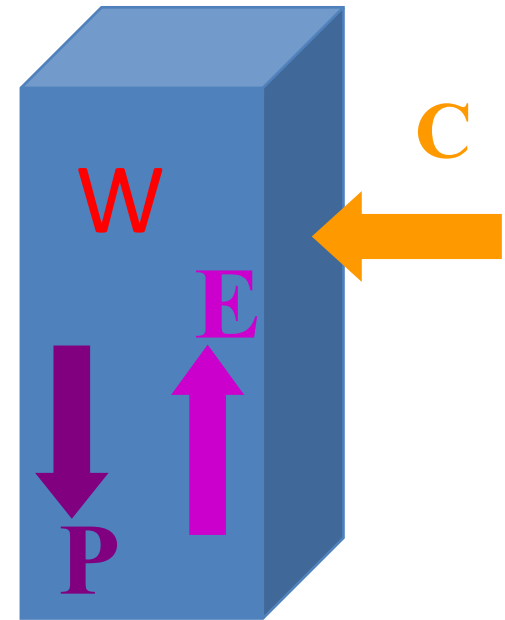
$\vec{\nabla}_H \cdot \vec{Q}$ = divergence horizontale du flux horizontal intégré ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

$C = -\vec{\nabla}_H \cdot \vec{Q}$ = convergence ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

$\vec{V}$ = vitesse horizontale (vecteur) (m s^{-1})

p = pression (Pa)

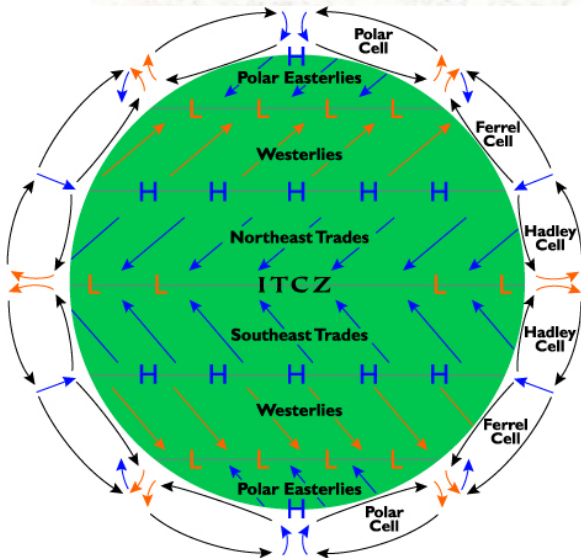
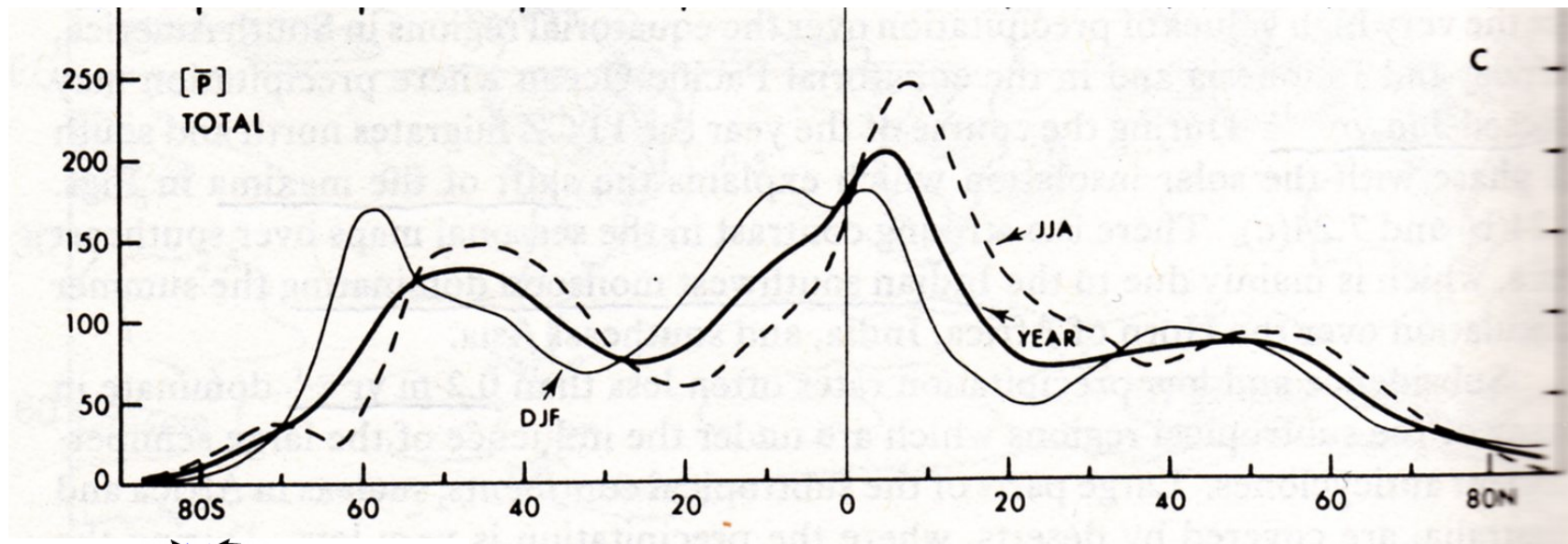
g = accélération de la gravité (m s^{-2})



$$\frac{\partial W}{\partial t} = (E - P) + C$$

Cycle hydrologique

Précipitations zonales moyennes



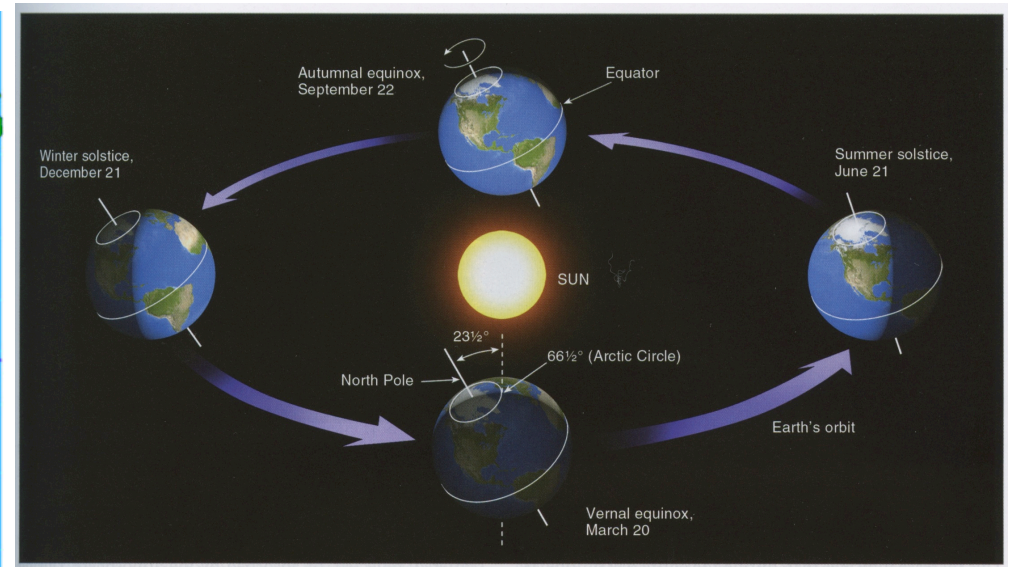
Profil méridien des précipitations moyennes zonales en cm/an des régions terrestres et océaniques pour les conditions moyennes annuelles, hivernales et estivales, d'après Jaeger (1976)

Cycle hydrologique

Zone de convergence intertropicale (ZCIT)

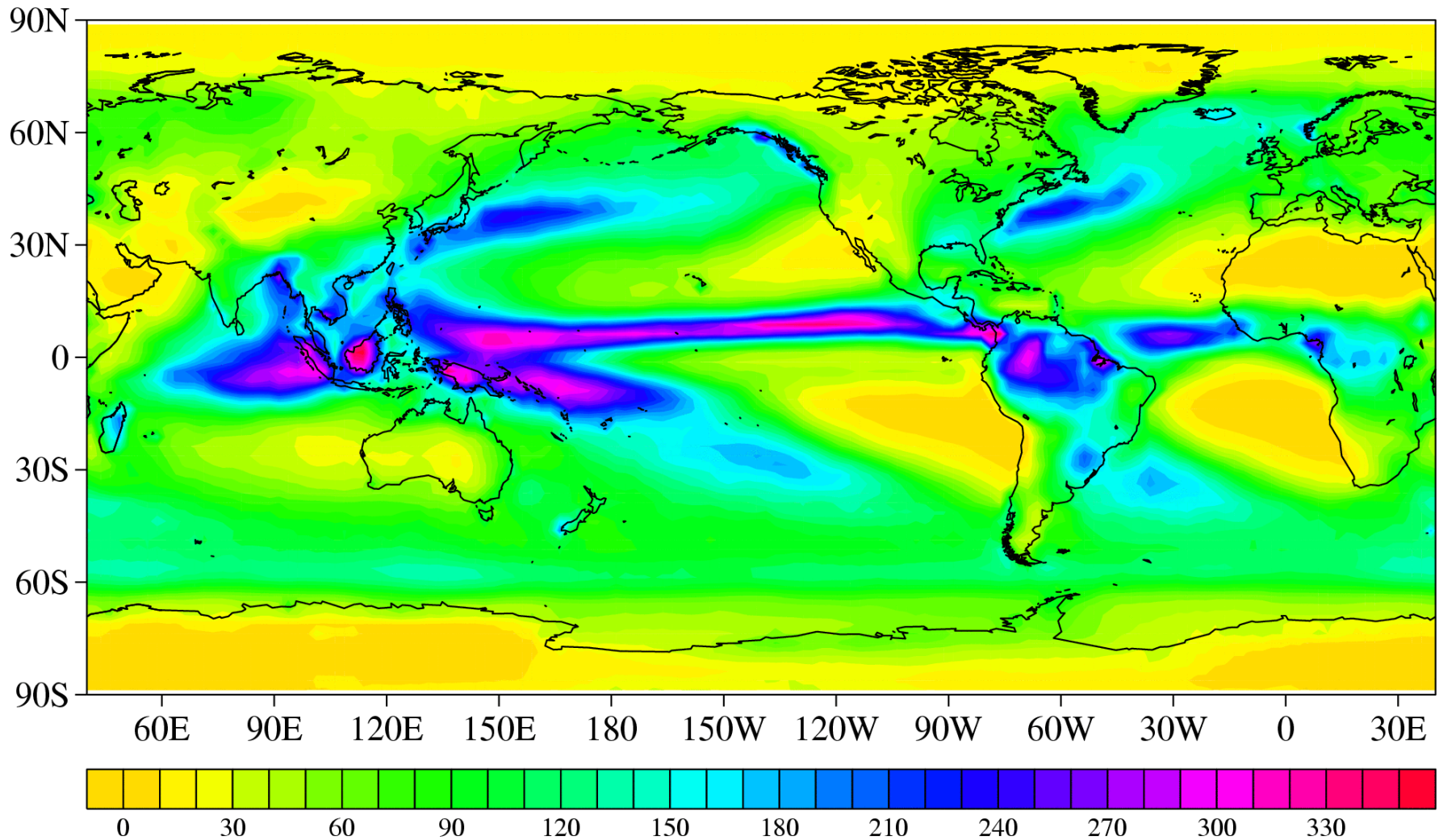
En raison de l'inclinaison de l'axe de la Terre par rapport au plan de l'orbite, la ZCIT se déplace vers le sud, puis de nouveau vers le nord.

- Déplacement vers le nord en été boréal
- Déplacement vers le sud en hiver boréal



Cycle hydrologique

Précipitation totale annuelle (cm, GPCP)



Cycle hydrologique

Évaporation annuelle moyenne

- Évaporation annuelle moyenne estimée par Baumgartner et Reichel à partir de plusieurs méthodes.
- Les valeurs d'évaporation les plus élevées sont observées au dessus des océans subtropicaux.

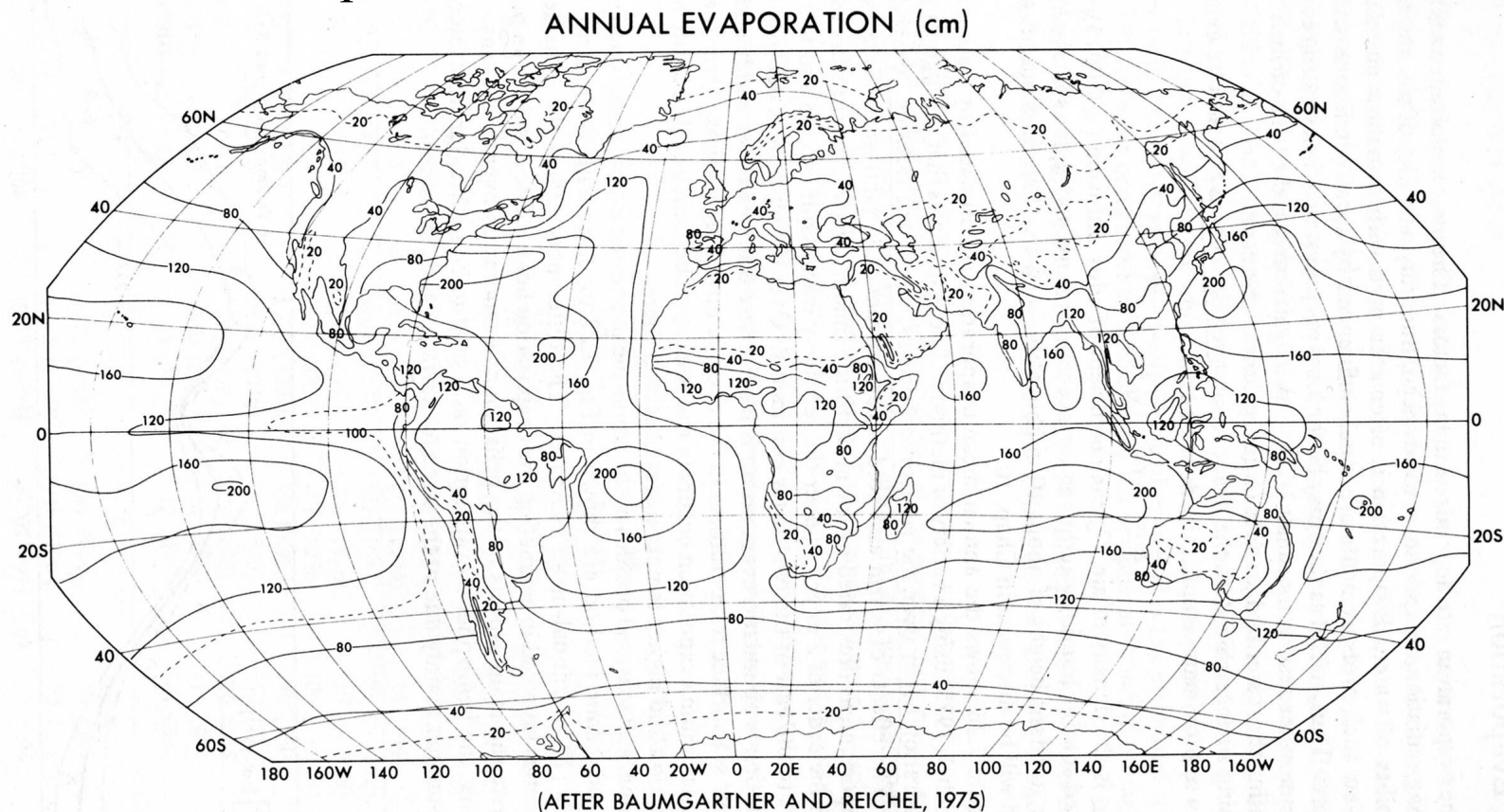
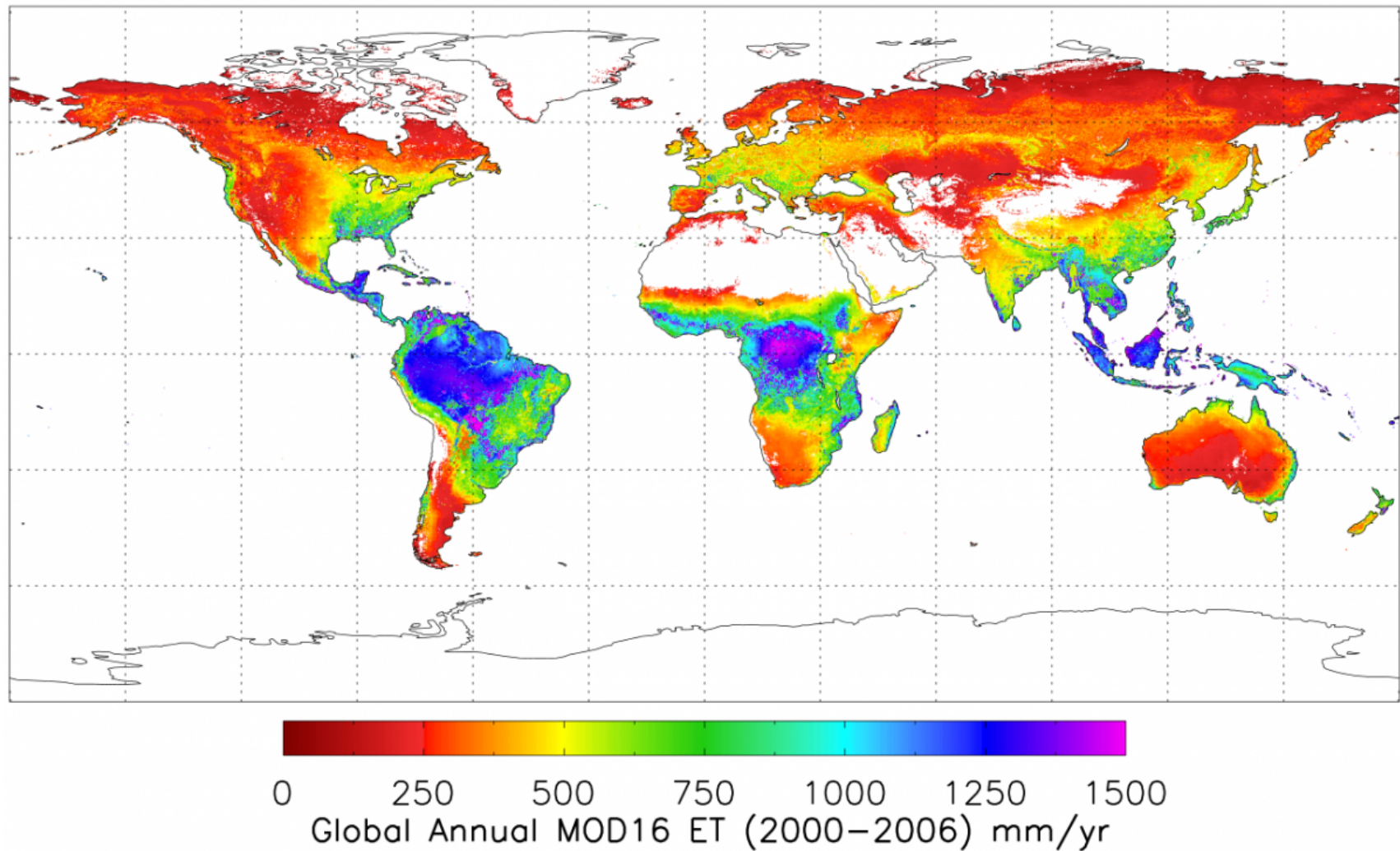


FIGURE 7.26. Global distribution of the annual-mean evaporation rate in cm yr^{-1} after Baumgartner and Reichel (1975).

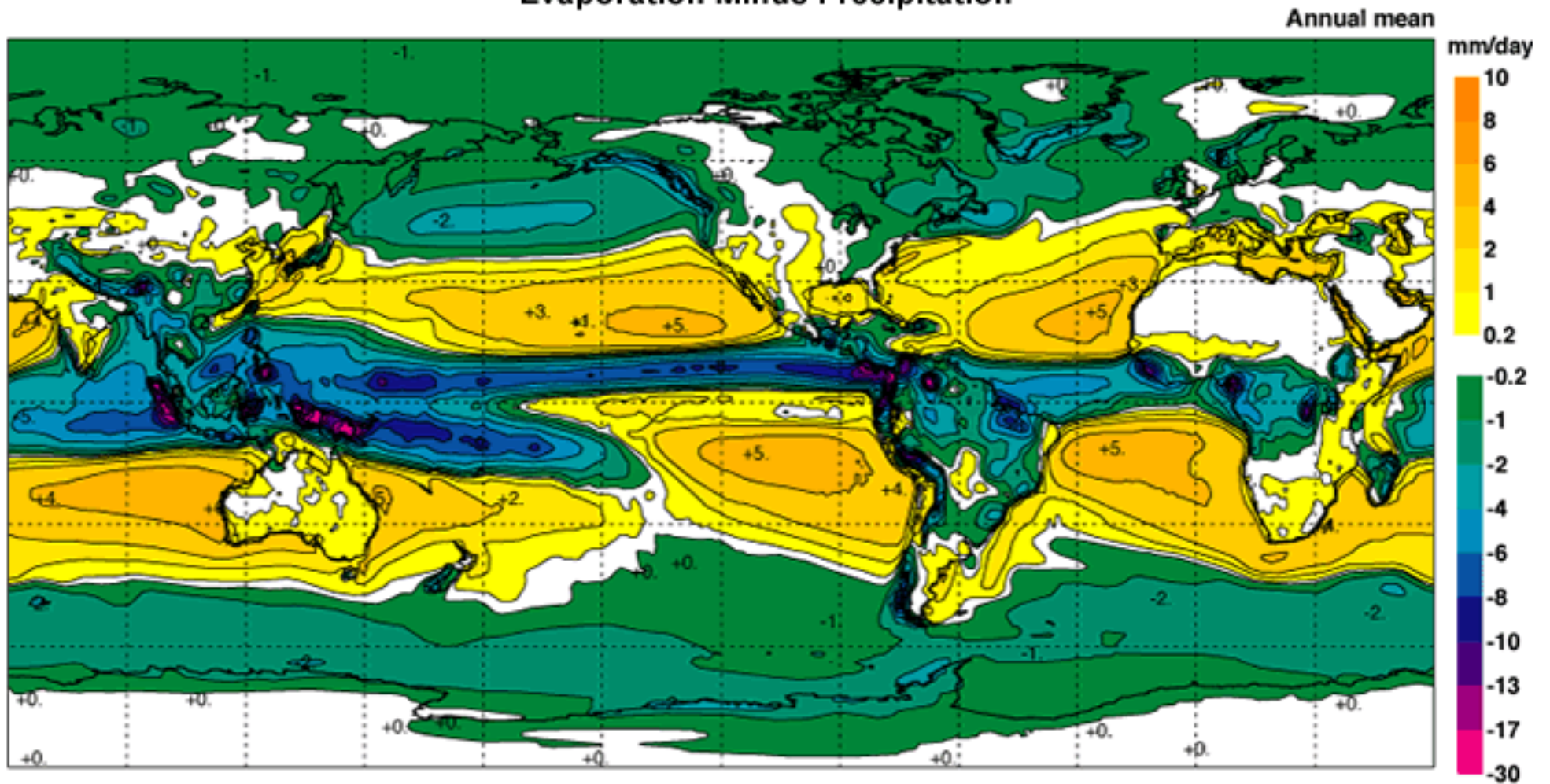
Cycle hydrologique

Évaporation annuelle moyenne



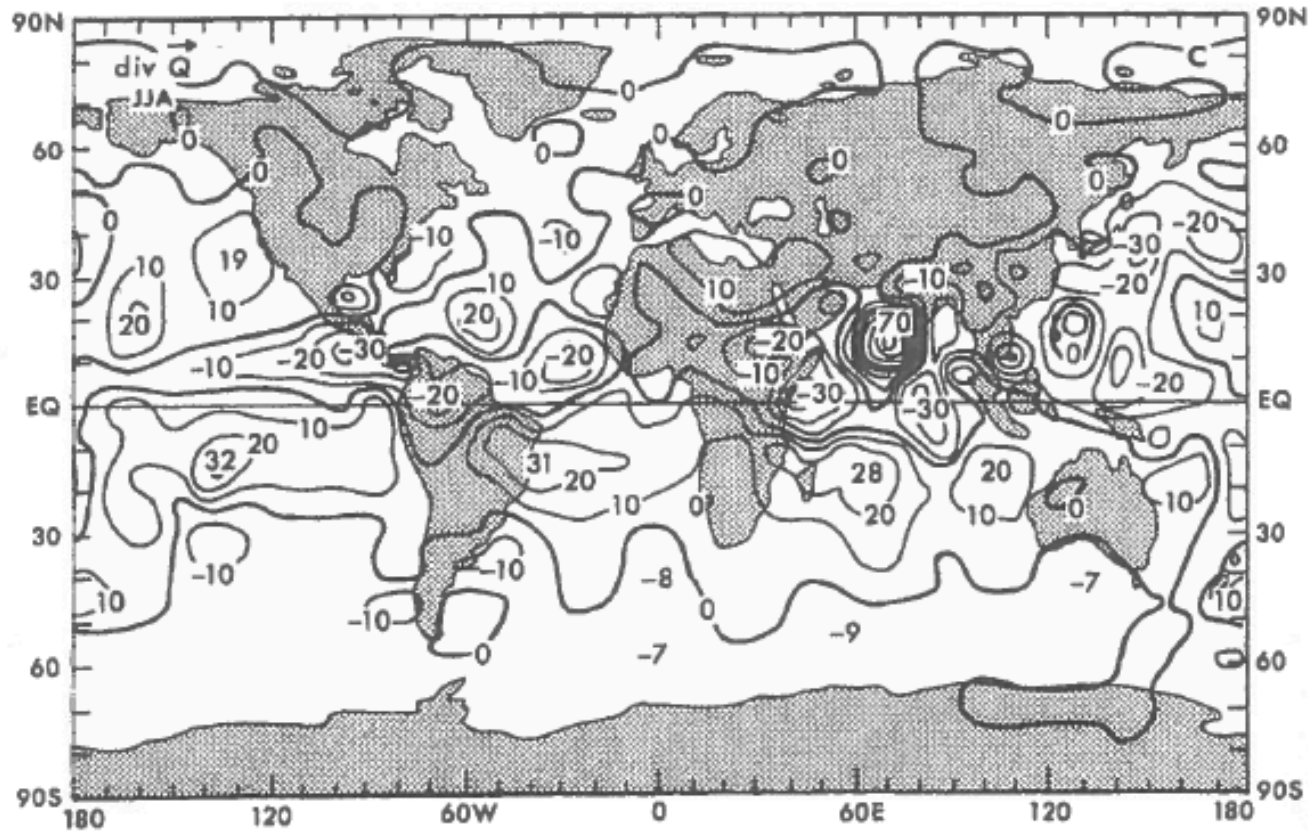
Cycle hydrologique

Evaporation Minus Precipitation



©ECMWF

Cycle hydrologique



Distribution globale de la divergence horizontale du transport total de vapeur d'eau (0.1m/an). Les valeurs négatives indiquent les régions de convergence d'humidité ou un excès de précipitation par rapport à l'évaporation.

Cycle hydrologique

Branche terrestre

Bilan hydrique pour la branche terrestre

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P - E - R - R_u$$

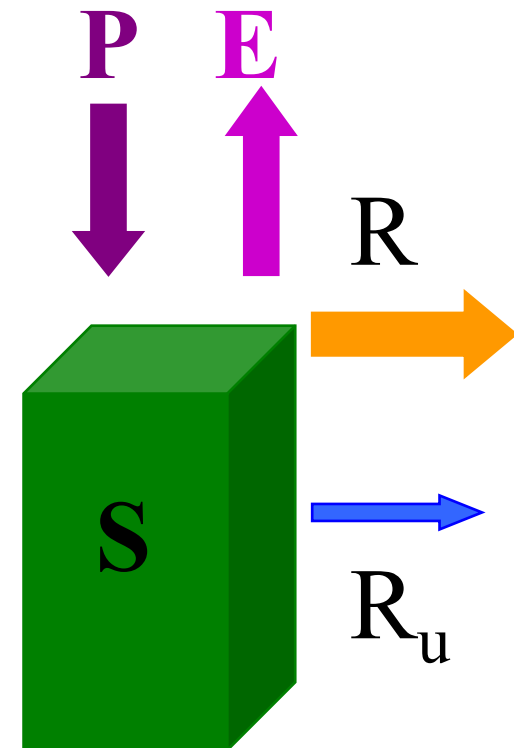
S = stockage (kg m^{-2})

P = précipitation ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

E = évaporation ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

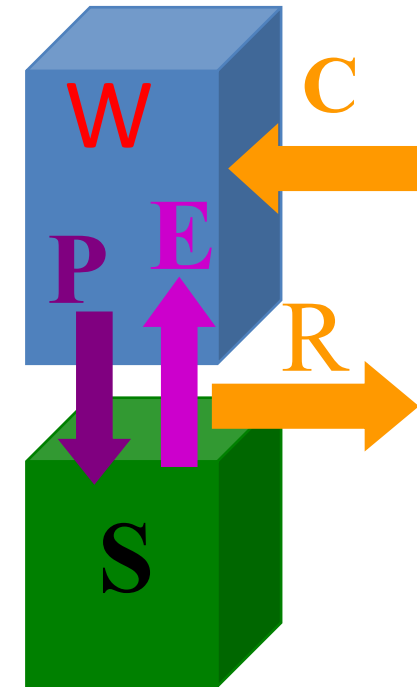
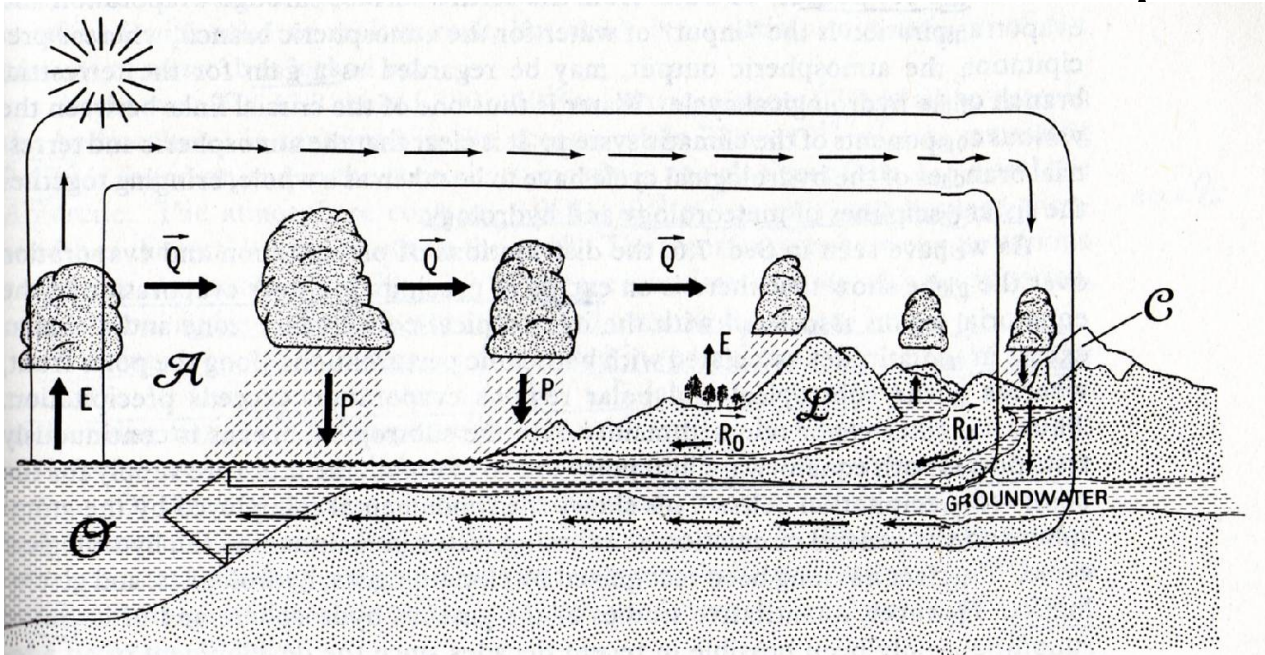
R = ruissellement de surface ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)

R_u = ruissellement souterrain ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$)



Cycle hydrologique

Relation entre les branches atmosphérique et terrestre



$$\frac{\partial W}{\partial t} = (E - P) + C \quad \text{atmosphère}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P - E - R \quad \text{terrestre}$$

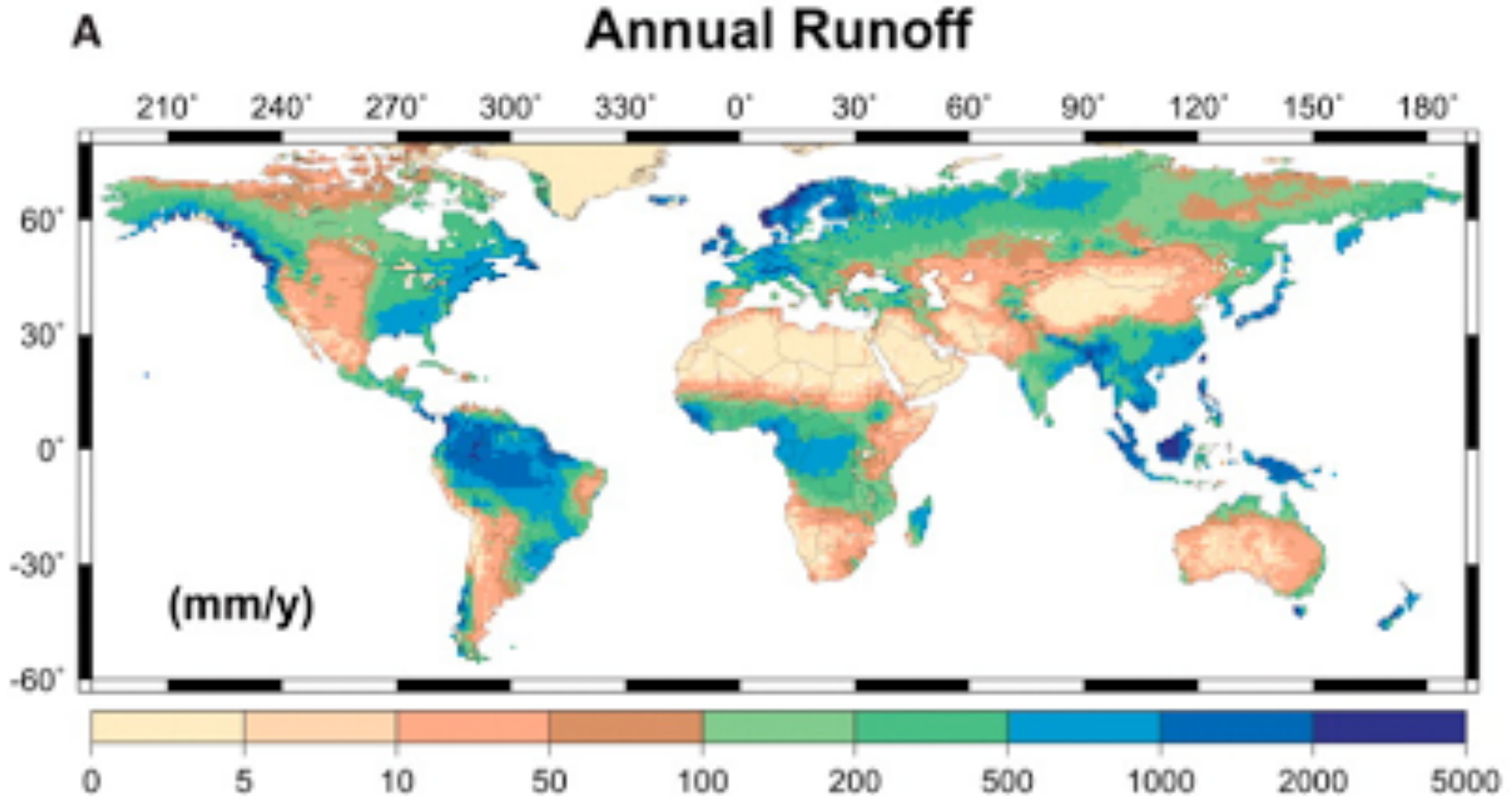
$$-\frac{\partial W}{\partial t} + C = \frac{\partial S}{\partial t} + R$$

Pour des longues périodes de temps et
des grandes régions

$$[\bar{C}] = [\bar{R}]$$

Les barres indiquent une moyenne
temporelle, et les crochets une moyenne
spatiale pour une région

Ruissellement annuel

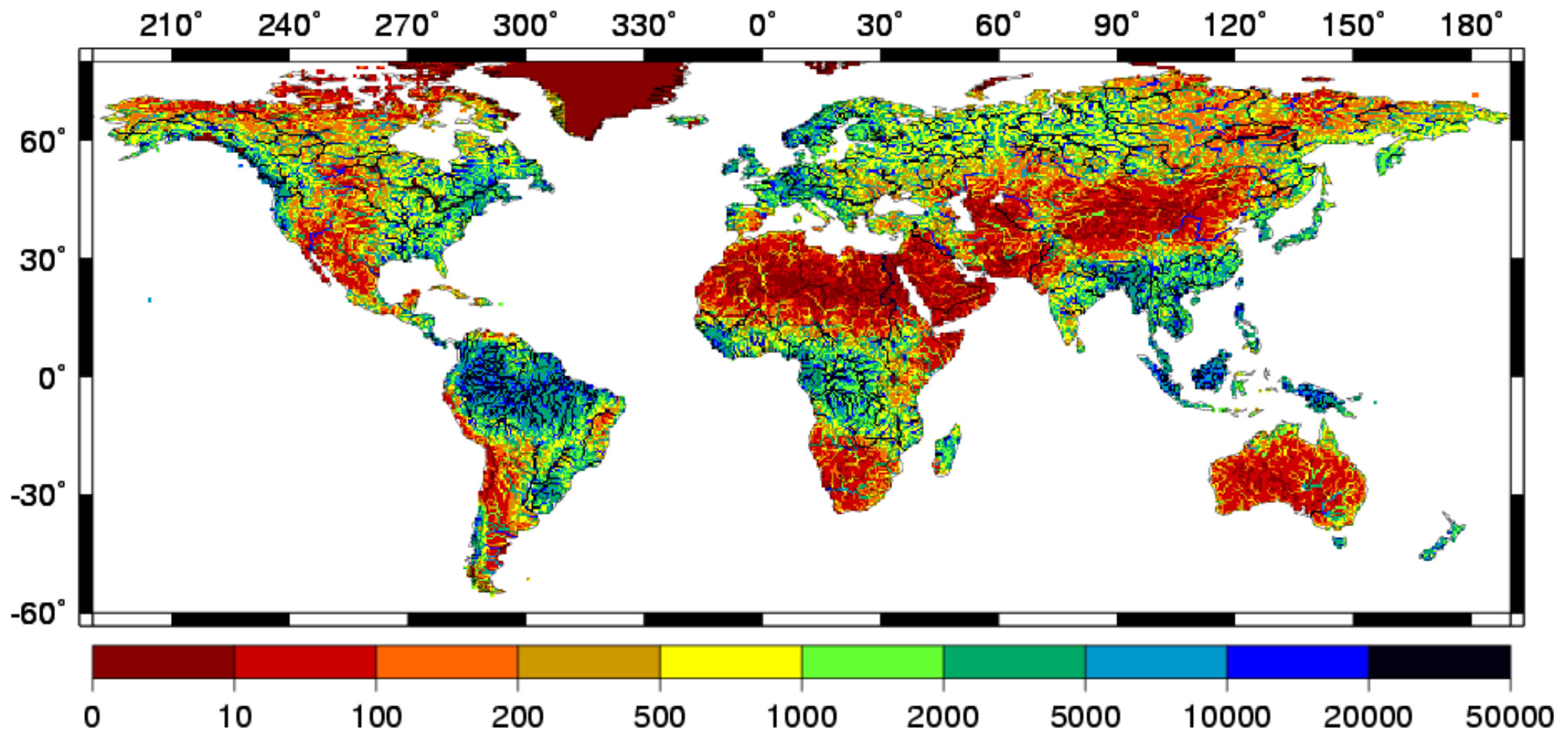


Débit annuel des cours d'eau Annual River Discharge

[$10^6 \text{ m}^3/0.5^\circ \text{ grid cell}$]

1986

GSWP2-B0-CT-1



Cycle hydrologique

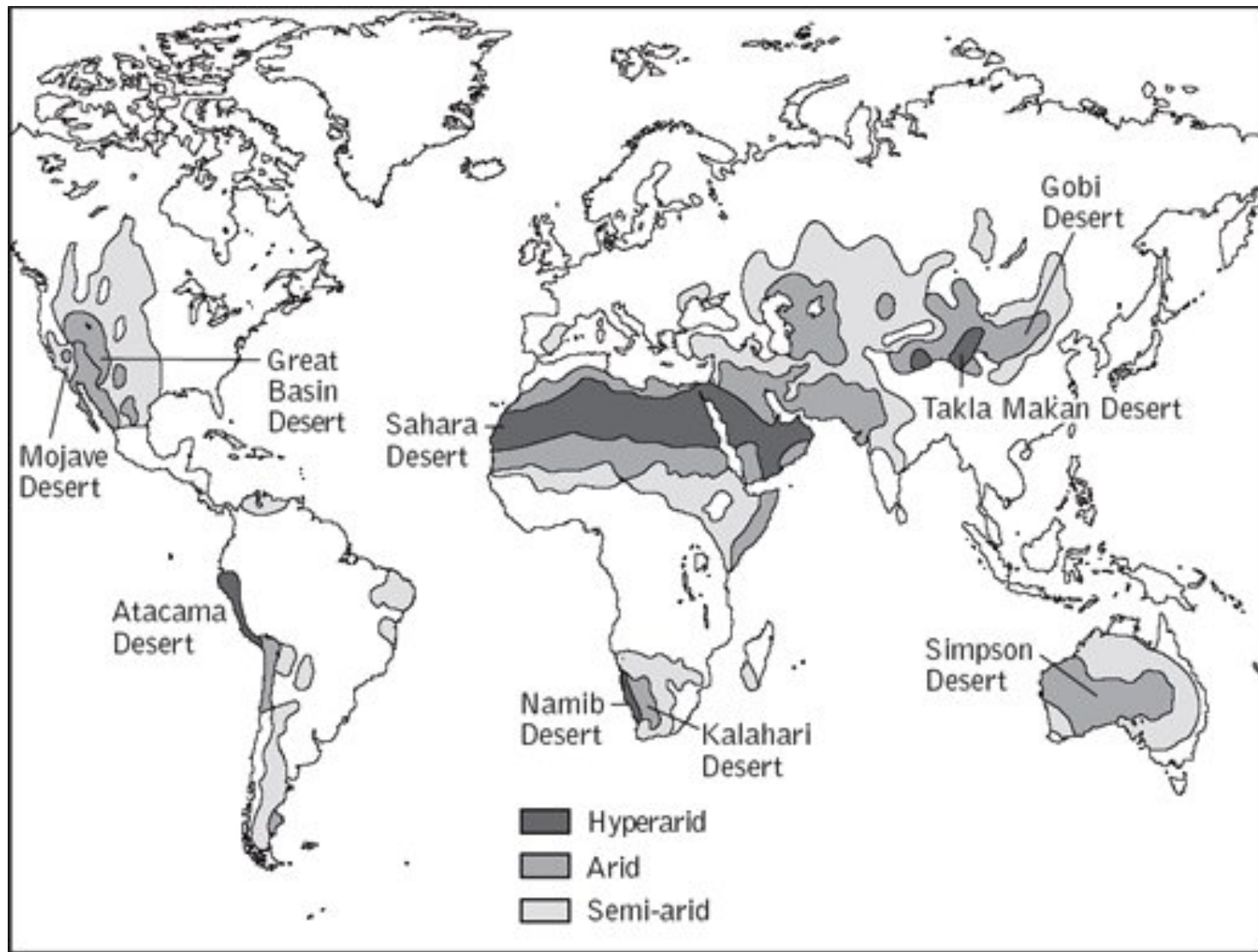
TABLE • 7.1. Estimated mean annual values of the precipitation rate P , evaporation rate E , runoff rate ($P - E$), evaporation ratio E/P (an aridity index), and runoff ratio ($P - E$)/ P for 10° latitude belts, the hemispheres, and the globe from Baumgartner and Reichel (1975). For comparison, Sellers' (1965) estimates for P and E , and Peixoto and Oort's (1983) independent estimates of $P - E$ as computed from Table 12.1 are shown in parentheses.

	Surface area	P	E	$P - E$	E/P	$(P - E)/P$
80–90 °N	3.9	46 (120)	36 (42)	10 (93)	0.78	0.22
70–80 °N	11.6	200 (185)	126 (145)	74 (124)	0.63	0.37
60–70 °N	18.9	507 (415)	276 (333)	231 (224)	0.54	0.46
50–60 °N	25.6	843 (789)	447 (469)	396 (250)	0.53	0.47
40–50 °N	31.5	874 (907)	640 (641)	234 (156)	0.73	0.27
30–40 °N	36.4	761 (872)	971 (1002)	– 210 (23)	1.28	– 0.28
20–30 °N	40.2	675 (790)	1110 (1246)	– 435 (– 435)	1.64	– 0.64
10–20 °N	42.8	1117 (1151)	1284 (1389)	– 167 (– 322)	1.15	– 0.15
0–10 °N	44.1	1885 (1934)	1250 (1235)	635 (478)	0.66	0.34
0–10 °S	44.1	1435 (1445)	1371 (1304)	64 (144)	0.96	0.04
10–20 °S	42.8	1109 (1132)	1507 (1541)	– 398 (– 342)	1.36	– 0.36
20–30 °S	40.2	777 (857)	1305 (1416)	– 528 (– 312)	1.68	– 0.68
30–40 °S	36.4	875 (932)	1181 (1256)	– 306 (– 128)	1.35	– 0.35
40–50 °S	31.5	1128 (1226)	862 (895)	266 (150)	0.76	0.24
50–60 °S	25.6	1003 (1046)	553 (520)	450 (278)	0.55	0.45
60–70 °S	18.9	549 (418)	229 (174)	320 (245)	0.42	0.58
70–80 °S	11.6	230 (82)	54 (45)	176 (98)	0.23	0.77
80–90 °S	3.9	73 (30)	12 (0)	61 (32)	0.16	0.84
0–90 °N	255.0	970 (1009)	897 (944)	73 (39)	0.92	0.07
0–90 °S	255.0	975 (1000)	1048 (1064)	– 73 (– 39)	1.07	– 0.07
Globe	510.0	973 (1004)	973 (1004)	...	1.00	...
Units	10° km²	mm yr ^{–1}	mm yr ^{–1}	mm yr ^{–1}	...	...

E / P = indice d'aridité

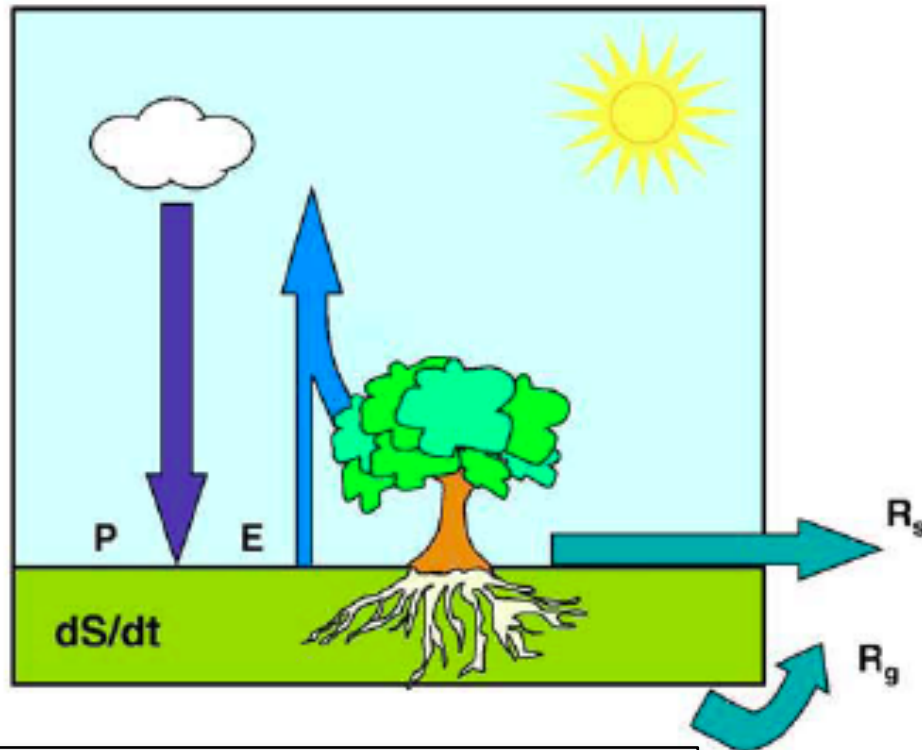
Précipitation, évaporation, ruissellement, quotient d'évaporation (evaporation ratio) et quotient de ruissellement (runoff ratio) pour les bandes de 10° de latitude d'épaisseur, les 2 hémisphères et le globe d'après Baumgartner et Reichel (1975)

Cycle hydrologique

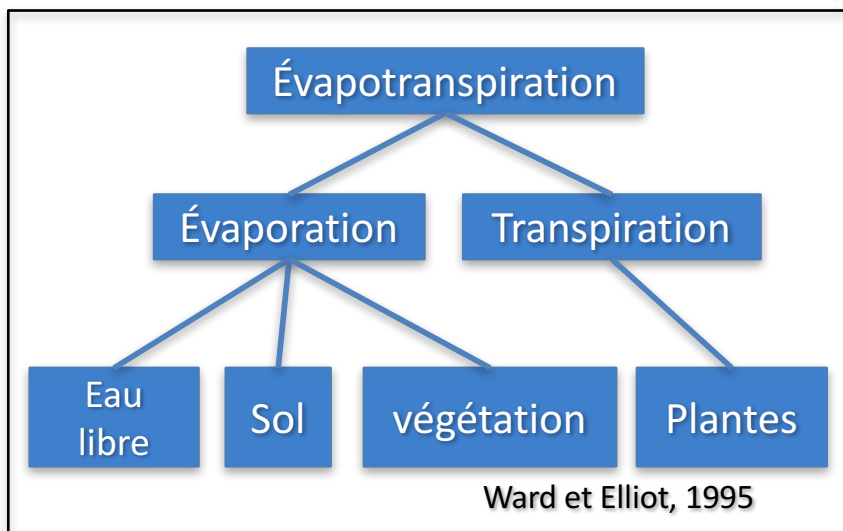
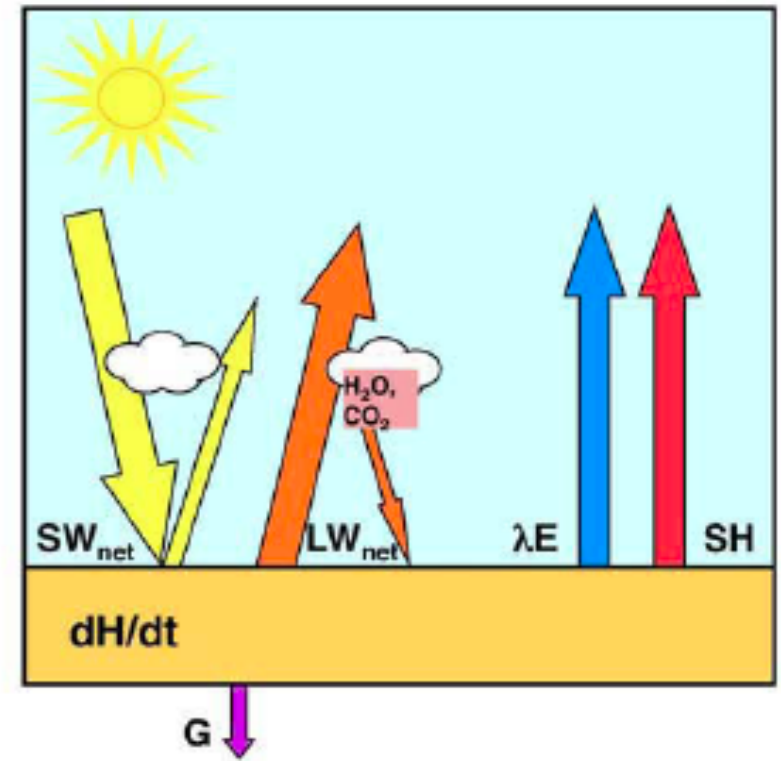


Bilan énergétique et hydrique à la surface

Bilan hydrique à la surface



Bilan d'énergie à la surface



Évaporation : Processus au cours duquel un liquide se transforme en vapeur (lac, océan, sol nu)

Transpiration : Phénomène physique par lequel les plantes absorbent une quantité d'eau du sol qui est partiellement restituée à l'atmosphère sous forme de vapeur par la surface des feuilles.

Bilan énergétique de surface

- Bilan énergétique de surface composé de quatre principaux termes : rayonnement net, flux de chaleur sensible, flux de chaleur latente et flux de chaleur du sol
- Le terme de rayonnement net est divisé en :
 - Rayonnement d'ondes courtes en provenance du soleil (descendant)
 - Rayonnement réfléchi d'ondes courtes (ascendant)
 - Rayonnement atmosphérique (descendant) d'ondes longues
 - Rayonnement terrestre (ascendant) d'ondes longues

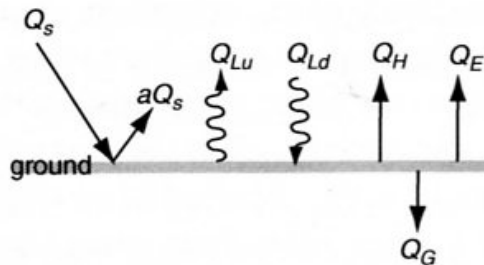


Figure 2.2. Schematic of the fluxes associated with the surface energy budget during a typical daytime situation when incoming solar radiation is present. The arrows indicate the direction of flux relative to the ground surface.

Q_s = flux de rayonnement solaire incident
 aQ_s = flux de rayonnement solaire réfléchi
 Q_{Lu} = flux de rayonnement émis par la surface (ondes longues)
 Q_{Ld} = flux de rayonnement émis par l'atmosphère reçu à la surface (ondes longues)
 Q_H = flux de chaleur sensible
 Q_E = flux de chaleur latente
 Q_G = flux de chaleur du sol

1. Q_n

$$Q_n = Q_{sn} - Q_{ln}$$

$$Q_{sn} = Q_s - \alpha Q_s$$

$$Q_{ln} = Q_{lu} \uparrow - Q_{ld} \downarrow$$

$$Q_{lu} \uparrow = \varepsilon \sigma T_s^4$$

Q_{sn} – rayonnement net d'onde courte (net short-wave radiation)

Q_{ln} – rayonnement net d'ondes longues (net long-wave radiation)

Q_s – rayonnement incident d'ondes courtes incidentes à la surface (incident short-wave flux received by the surface)

αQ_s – rayonnement d'ondes courtes réfléchi (reflected shortwave)

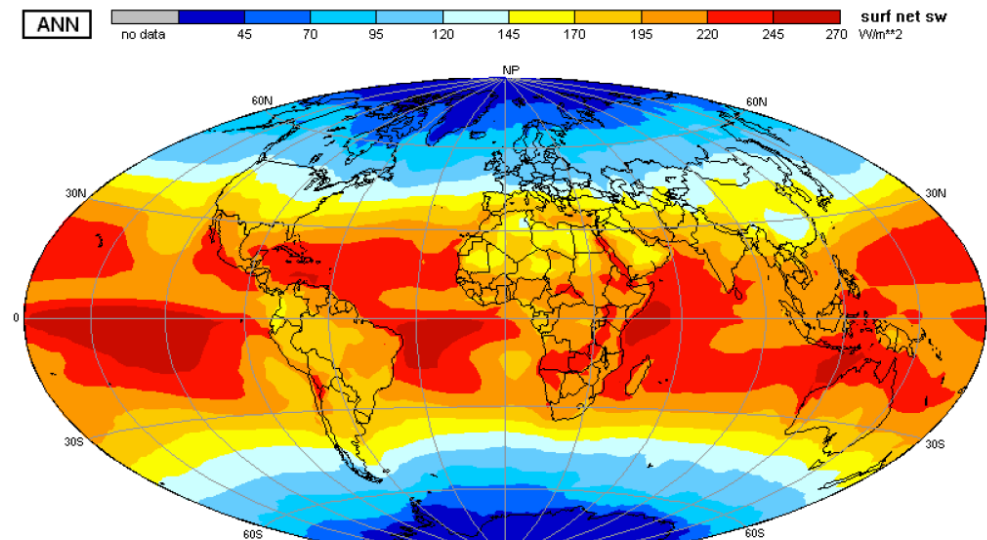
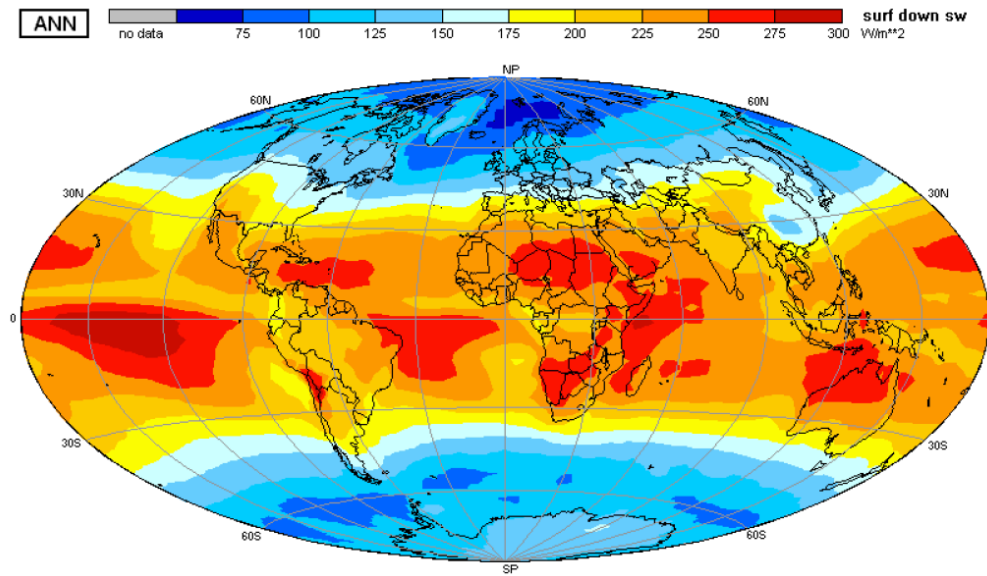
$$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} W / m^2 K^4$$

- Le rayonnement atmosphérique, ondes longues, est émis par le dioxyde de carbone, la vapeur d'eau et d'autres contaminants (gaz à effet de serre).

Rayonnement moyen annuel d'ondes courtes (1991-1995)

Mean annual shortwave radiation (1991-1995)

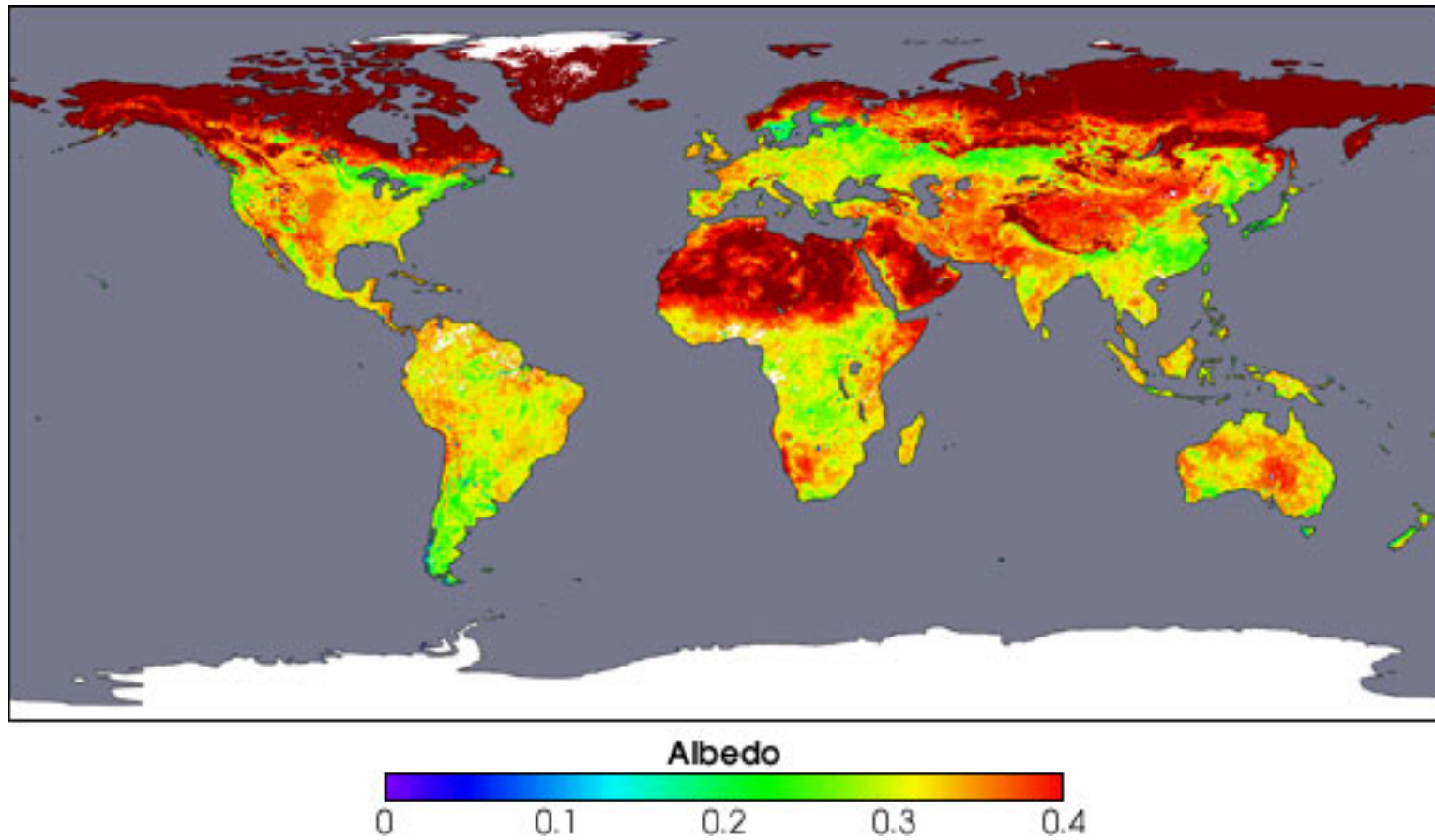
Source: Raschke and Ohmura (2005)



Rayonnement net d'onde courtes (1991-1995)

Net short-wave radiation (1991-1995)

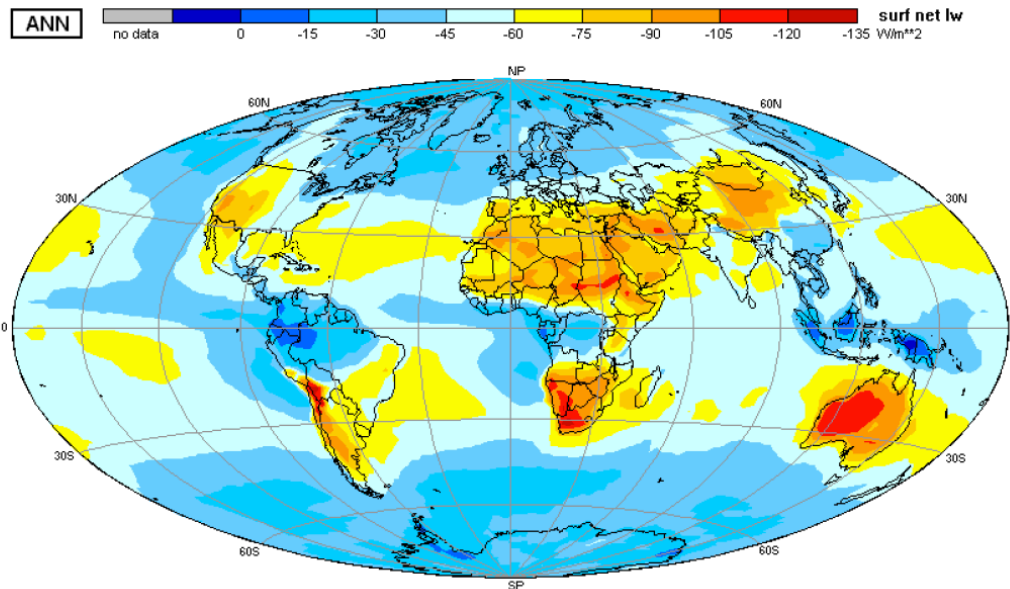
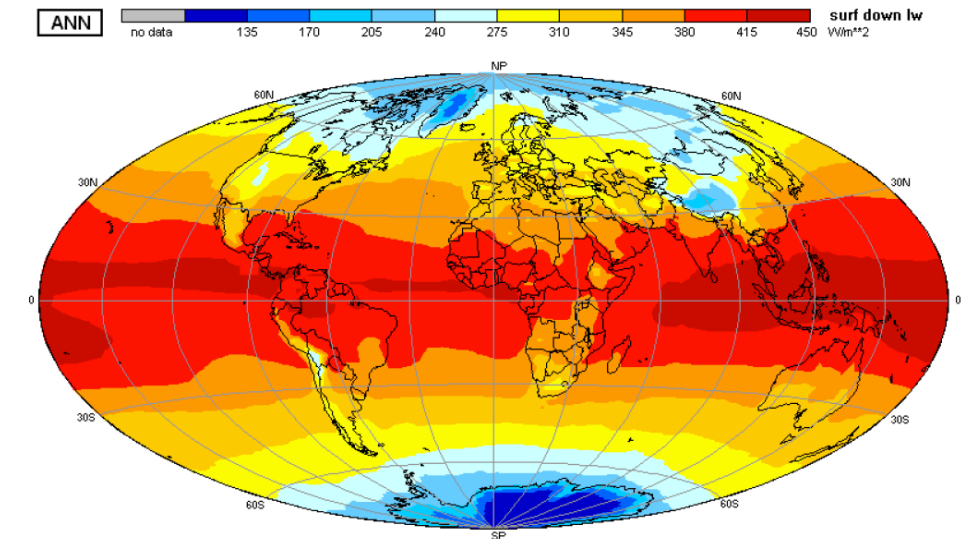
Source: Raschke and Ohmura (2005)



Source: NASA

April 7–22, 2002; MODIS

Rayonnement atmosphérique incident (ondes longues) moyenne annuelle (1991-1995)
Mean annual downwelling longwave radiation
Source: Raschke and Ohmura (2005)



Rayonnement atmosphérique net (ondes longues) (1991-1995)
Mean annual net longwave at the surface
Source: Raschke and Ohmura (2005)

2/3. Q_H/Q_E

Chaleur sensible
Chaleur latente

$$Q_h = D_h u_z (T_a - T_s)$$

$$Q_e = D_e u_z (e_a - e_s)$$

D_h - Coefficient de transfert pour la chaleur sensible
(Bulk transfer coefficient for sensible heat transfer)

u_z - Vitesse du vent à une hauteur de référence z

T_a, T_s - Température de l'air à la hauteur z et à la surface

D_h - Coefficient de transfert pour la chaleur sensible
(Bulk transfer coefficient for sensible heat transfer)

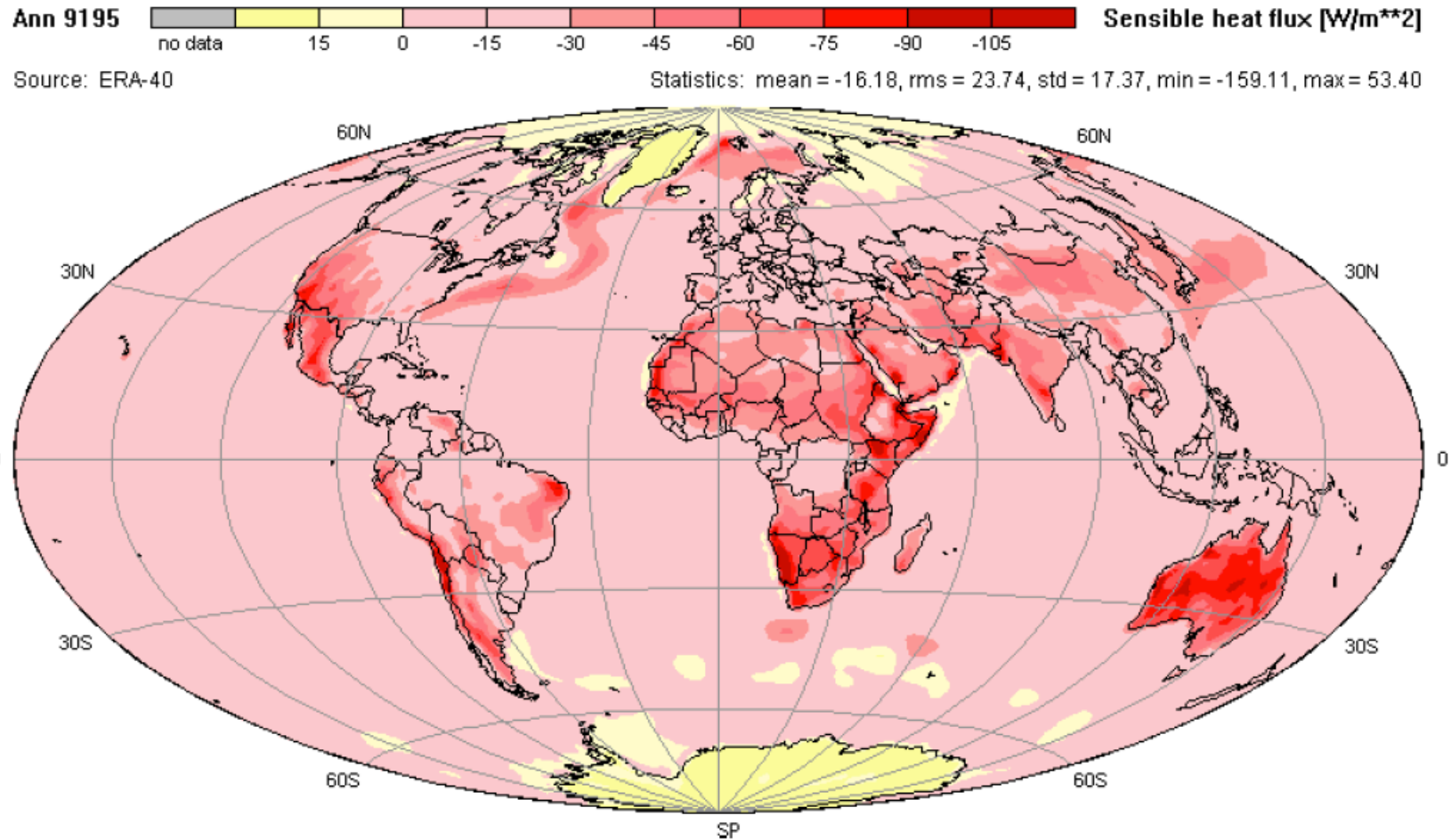
D_e - Coefficient de transfert pour la chaleur latente
(Bulk transfer coefficient for latent heat transfer)

e_a, e_s - Les pressions de vapeur dans l'air à la hauteur z et à la surface

4. Q_g

Flux de chaleur du sol (Ground heat flux)

$$Q_g = \lambda_g \left(\frac{\partial T_g}{\partial z} \right)$$

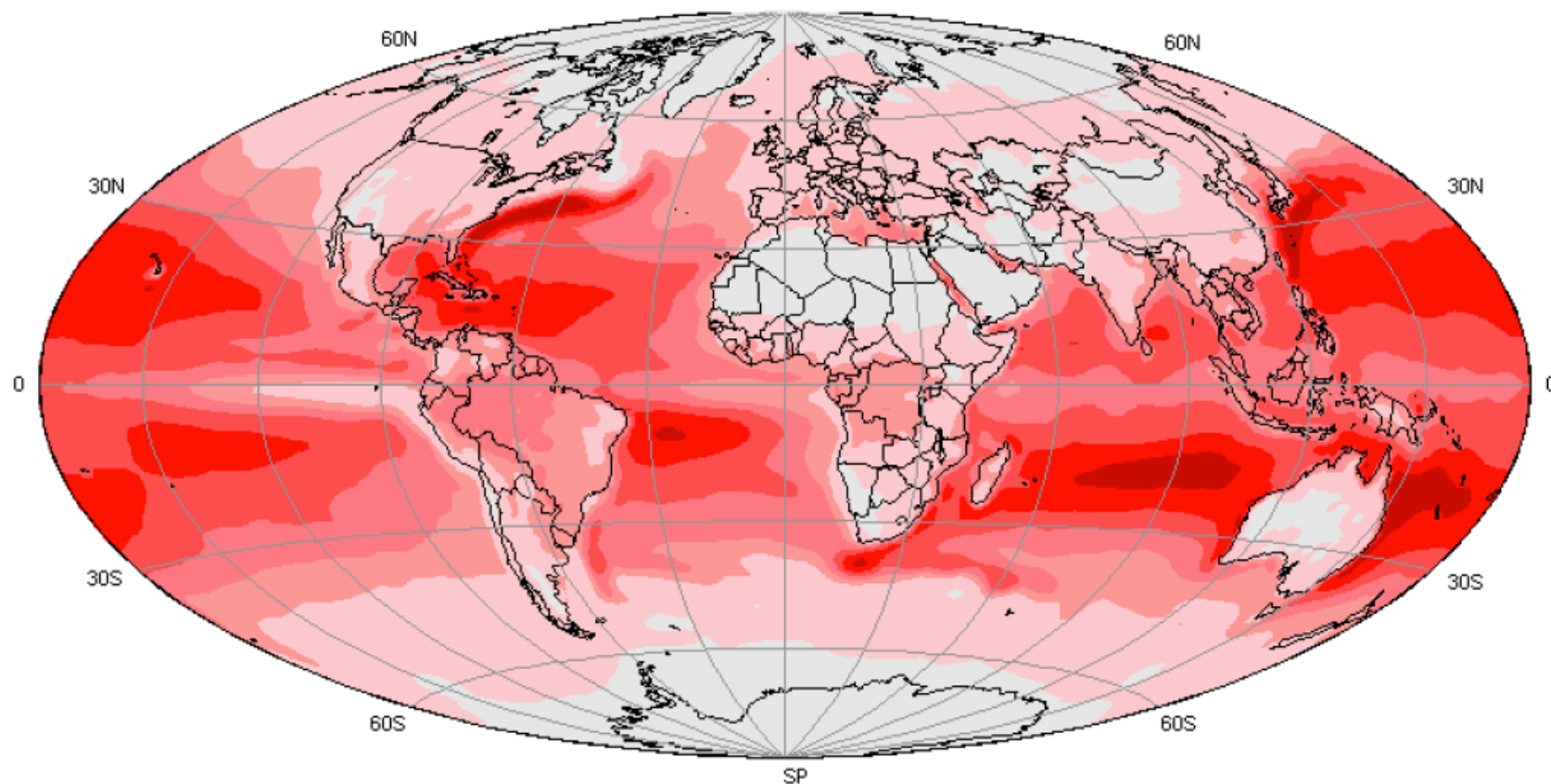


Moyenne annuelle du flux de chaleur sensible (1991-1995)
 Mean annual sensible heat flux
 Source: Raschke and Ohmura (2005)

Ann 9195  **Latent heat flux [W/m²]**
no data -25 -50 -75 -100 -125 -150 -175 -200 -225

Source: ERA-40

Statistics: mean = -83.64, rms = 97.97, std = 51.00, min = -222.08, max = 9.73



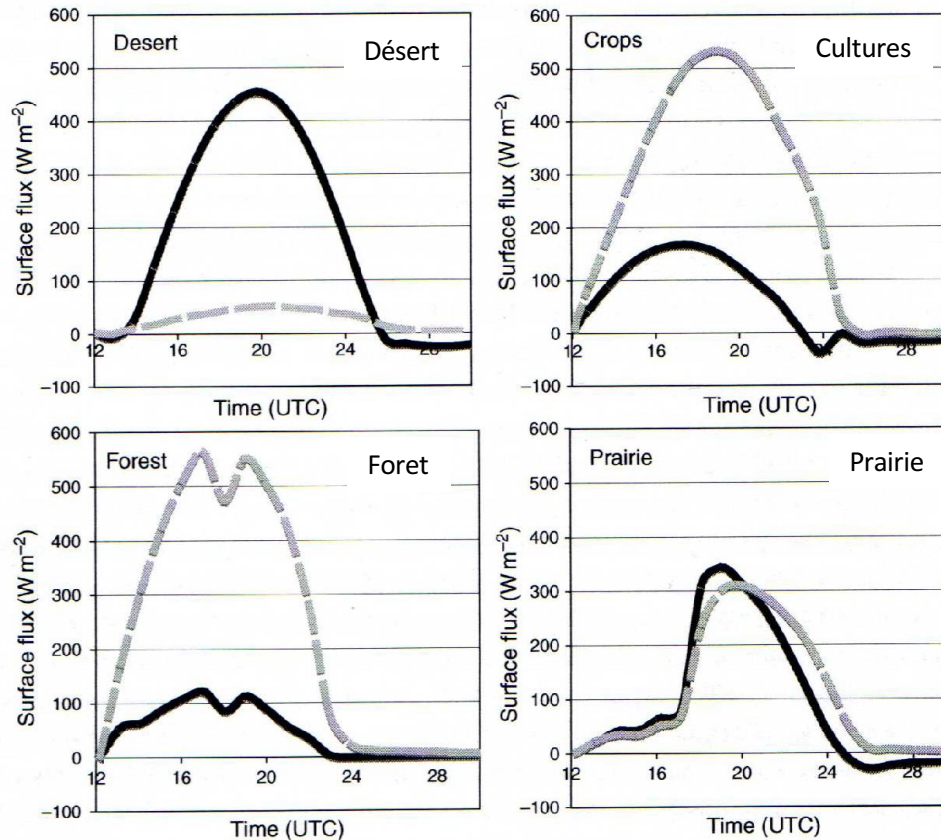
Moyenne annuelle du flux de chaleur latente (1991-1995)

Mean annual latent heat flux

Source: Raschke and Ohmura (2005)

Flux de chaleur sensible et latente

La somme du flux de chaleur sensible (SH) et du flux de chaleur latente (LH) est approximativement égal à 600 W/m^2 : $SH + LH \cong 600 \text{ W/m}^2$



- L'humidité du sol, le type de sol et de végétation influencent fortement la répartition d'énergie entre les flux de chaleur sensible et latente.
- La répartition d'énergie entre ces deux flux a une grande influence sur les variables proches de la surface, la profondeur et la structure de la couche limite et le potentiel de précipitation.

Flux de chaleur sensible et latente à différentes localisations en Amérique du Nord. Résultats d'un modèle.

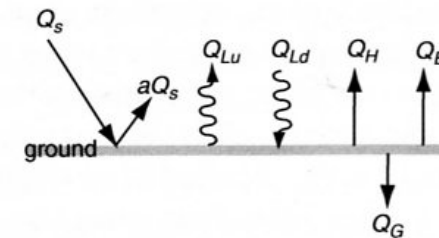


Figure 2.2. Schematic of the fluxes associated with the surface energy budget during a typical daytime situation when incoming solar radiation is present. The arrows indicate the direction of flux relative to the ground surface. Terms are defined in the text.

La température du sol et le transfert de chaleur

Température de la sous-surface

Propriétés thermiques des sols:

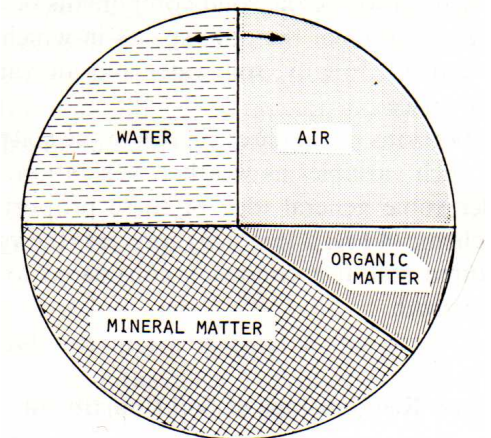
La capacité thermique, la conductivité thermique

La capacité thermique C - définie par la quantité de chaleur nécessaire pour élever de 1°C , la température de un mètre cube du sol.

La capacité calorifique du sol est donnée par l'addition des capacités calorifiques des différents constituants, pondérées en fonction de leurs fractions volumiques.

$$C = \sum f_{si} C_{si} + f_w C_w + f_a C_a$$

f indique la fraction volumétrique de chaque phase: solide, liquide et l'air



La température du sol et le transfert de chaleur

$$\lambda(z) = [\lambda_{sat} - \lambda_{dry}] \theta_w(z) / \theta_p + \lambda_{dry}$$

Interpolée entre les valeurs saturées et sèches de la conductivité thermique

Conductivité thermique au niveau z

$$\lambda_{sat} = \prod_j (\lambda_j^{\theta_j})$$

Conductivité thermique saturée

$$\lambda_{dry} = \lambda_m^{(1-\theta_p)}$$

Conductivité thermique sèche

Conductivité thermique saturée calculée comme la moyenne géométrique des conductivités thermiques des minéraux du sol, de la glace et de l'eau liquide, avec les fractions relatives de la glace et de l'eau liquide extrapolées à la saturation.

‘Mixing-law models’ dans les études de conductivité thermique: les modèles basés sur des moyennes arithmétiques et harmoniques sont fondés sur des arrangements en parallèle et en série des composants par rapport à la direction du flux de chaleur.

Température du sol et transfert de chaleur

Dans les milieux solides et liquides, la chaleur est principalement transférée par conduction.

Première loi de la conduction de chaleur : le flux de chaleur dans un corps homogène est proportionnel au gradient de température

$$q_h = -k \nabla T$$

q_h is the thermal flux

k is thermal conductivity

∇T the spatial gradient of temperature T

$$q_h = -k \nabla T$$

q_h est le flux thermique

k est la conductivité thermique

∇T est le gradient de la température T

Pour tenir compte des conditions non stationnaires ou transitoires, on a besoin d'une deuxième loi : la loi de conservation de l'énergie.

Le principe de conservation de l'énergie, sous forme d'équation de continuité, stipule qu'en l'absence de toute source ou de tout puits de chaleur, le taux de variation temporel de la teneur en chaleur d'un élément de sol, doit être dû à la variation du flux net de chaleur dans l'espace (divergence du flux net).

À 1-D :

$$\rho c_m \partial T / \partial t = -\nabla \cdot q_h$$

ρ est la densité du sol

c_m est la capacité thermique massique

$$\rho c_m \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right)$$

$$\rho c_m \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) \pm S(x, t)$$

Température du sol et transfert de chaleur

$$\rho c_m \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) \pm S(x, t)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_T \frac{\partial T}{\partial x} \right),$$

où $D_T = k / C$ est la diffusivité thermique

La connaissance des propriétés thermiques, i.e., la capacité thermique C , conductivité thermique k et la diffusivité thermique D_T , permet le calcul de la variation temporelle de la température du sol.

L'amplitude de la variation diurne de la température du sol décroît exponentiellement avec la profondeur et devient négligeable à une profondeur de l'ordre de 1m ou moins.

Température du sol et transfert de chaleur

$$T(0,t) = \bar{T} + A_0 \sin \omega t$$

$\bar{T}$ = température moyenne à la surface

A_0 = amplitude de la fluctuation de la température de la surface

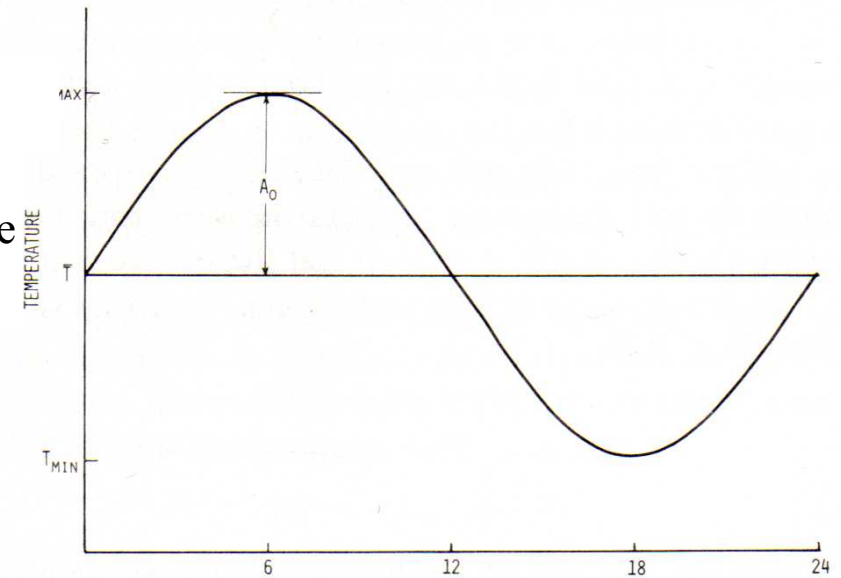
ω = fréquence

En supposant qu'à une profondeur infinie, la température est constante et égale à $\bar{T}$

$T(z,t) = \bar{T} + A_z \sin[\omega t + \phi(z)]$, où A_z est l'amplitude de la température au niveau z

$$T(z,t) = \bar{T} + A_0 [\sin(\omega t - z/d)] / e^{z/d}$$

$$d = (2\kappa / c\omega)^{1/2} = (2D_T / \omega)^{1/2}$$

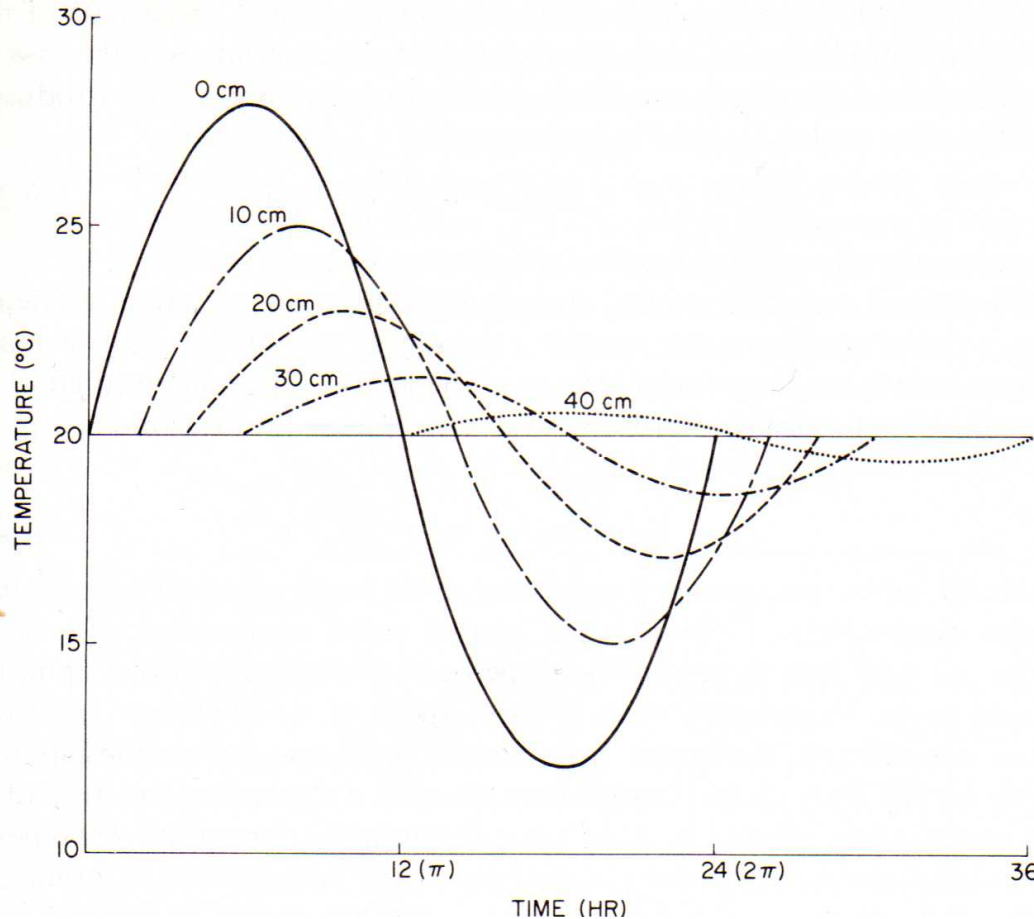


« d » est une profondeur caractéristique du sol appelée la profondeur d'amortissement (damping depth). Elle est définie comme la profondeur à laquelle l'amplitude de la température est égale à la fraction $1/e$ ($1/2,718 = 0,37$) de l'amplitude A_0 à la surface du sol.

Température du sol et transfert de chaleur

$$d = (2\kappa / c\omega)^{1/2} = (2D_T / \omega)^{1/2}$$

d est dépendant des propriétés thermiques du sol et de la fréquence des fluctuations de température de sorte qu'à toute profondeur z , l'amplitude de la fluctuation de la température A_z est inférieure à A_0 d'un facteur $e^{-z/d}$ et il existe un décalage de phase égal à $-z/d$.



Une variation idéalisée de la température du sol avec le temps pour diverses profondeurs. Notez qu'à chaque profondeur qui succède, la température maximale est amortie et décalée progressivement dans le temps. Ainsi, le pic à une profondeur de 40 cm se trouve à environ 12 heures derrière le pic de la température à la surface et il est seulement d'environ 1/16 de ce dernier. Dans ce cas hypothétique, un sol uniforme a été assumé, avec une conductivité thermique de 4×10^{-3} cal / cm deg s et une capacité calorifique volumique de 0,5 cal/cm³deg

Dans le même sol, la profondeur d'amortissement (damping depth) est $(365)^{1/2}$, soit environ 19 fois plus grande, pour la variation annuelle que pour la variation diurne.

Température du sol et transfert de chaleur

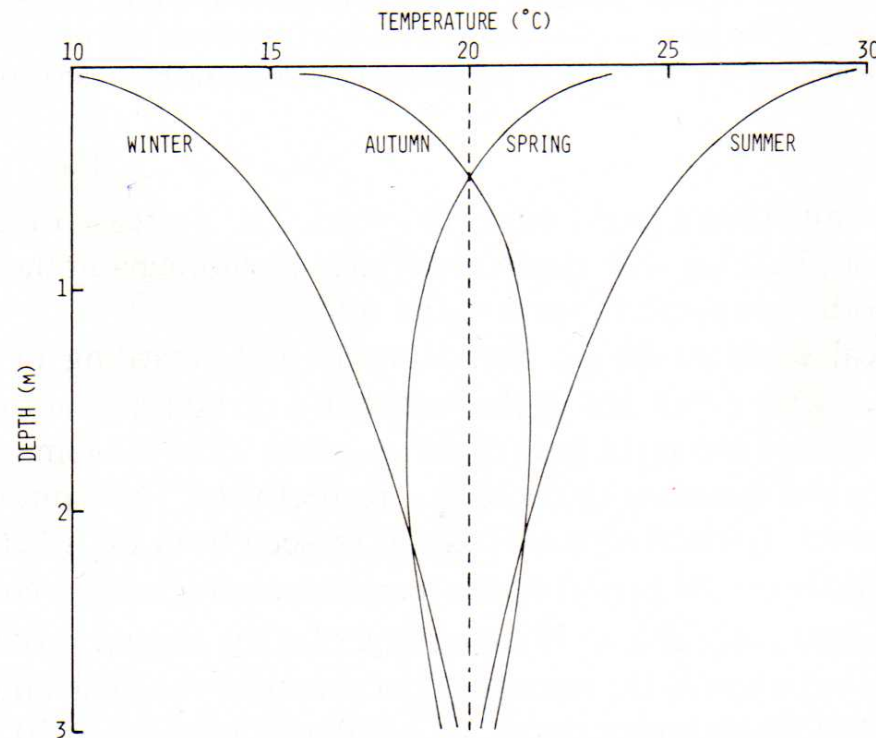


Fig. 9.4. The soil temperature profile as it might vary from season to season in a frost-free region.

Variation idéalisée du profil de la température du sol en fonction des saisons dans une région sans gel.

Cycle hydrologique

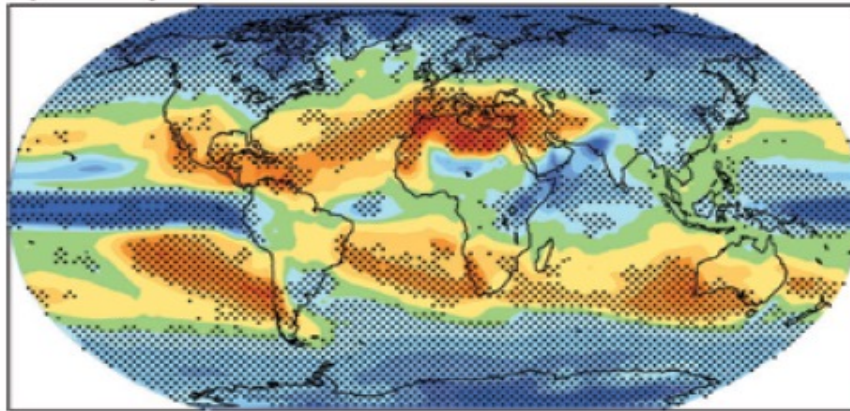
**Le changement climatique et le cycle hydrologique global
(Climate change and global hydrologic cycle)**

Intensification du cycle hydrologique

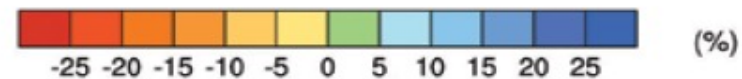
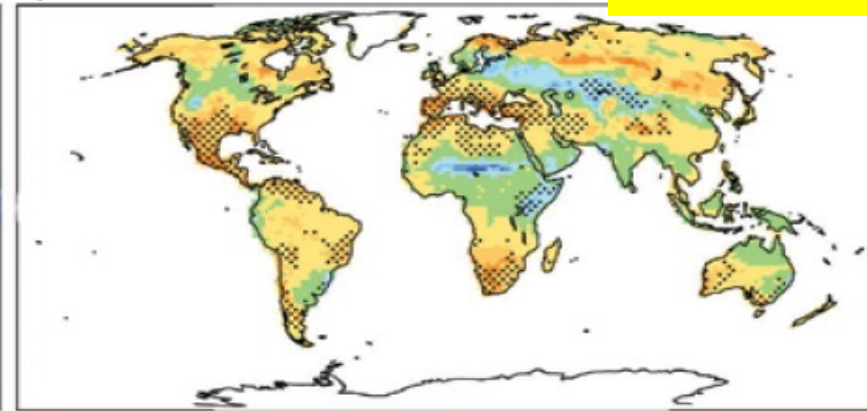
Changement projetée pour la période 2080-2099 par rapport à la période 1980-1999

IPCC, 2007

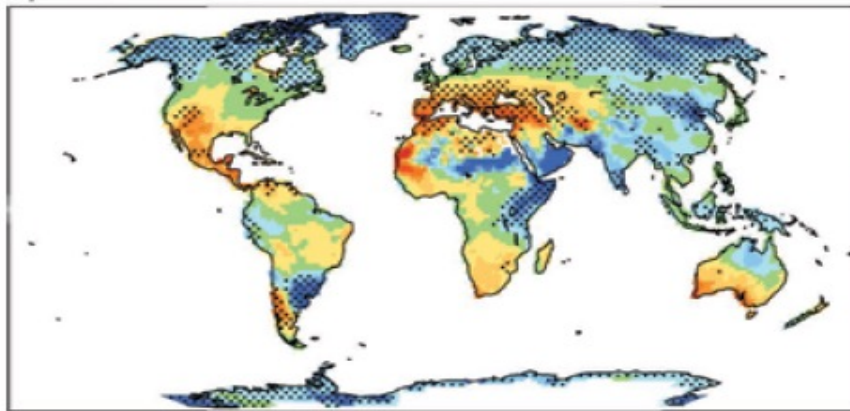
a) Precipitation



b) Soil moisture



c) Runoff



d) Evaporation

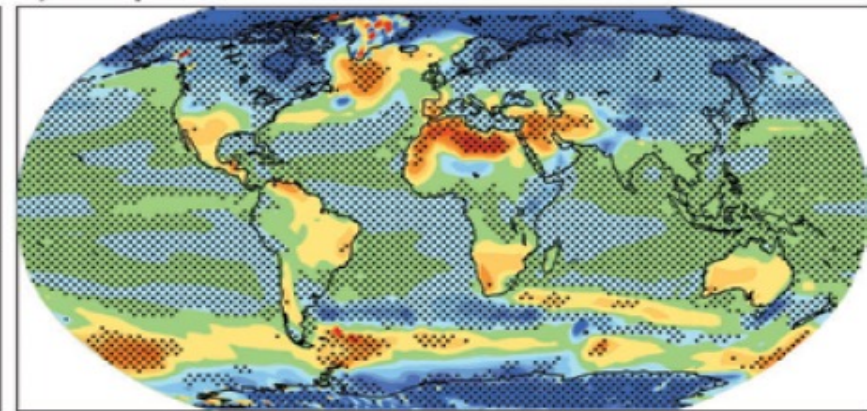


Figure 2.8: Fifteen-model mean changes in (a) precipitation (%), (b) soil moisture content (%), (c) runoff (%), and (d) evaporation (%). To indicate consistency of sign of change, regions are stippled where at least 80% of models agree on the sign of the mean change. Changes are annual means for the scenario SRES A1B for the period 2080–2099 relative to 1980–1999. Soil moisture and runoff changes are shown at land points with valid data from at least ten models. [Based on WGI Figure 10.12]

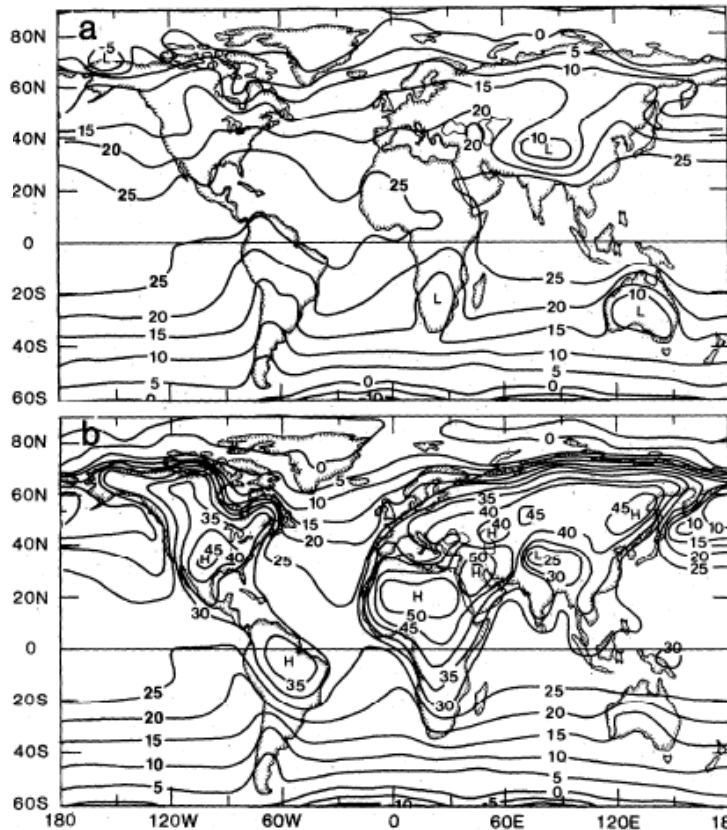
Deux expériences numériques (un monde avec végétation vs. un monde désertique)

- Humide – Planète avec végétation, l'évapotranspiration n'est pas limitée par l'humidité du sol
- Sec – Planète désertique : aucune évapotranspiration

Juillet : température de la surface (°C)

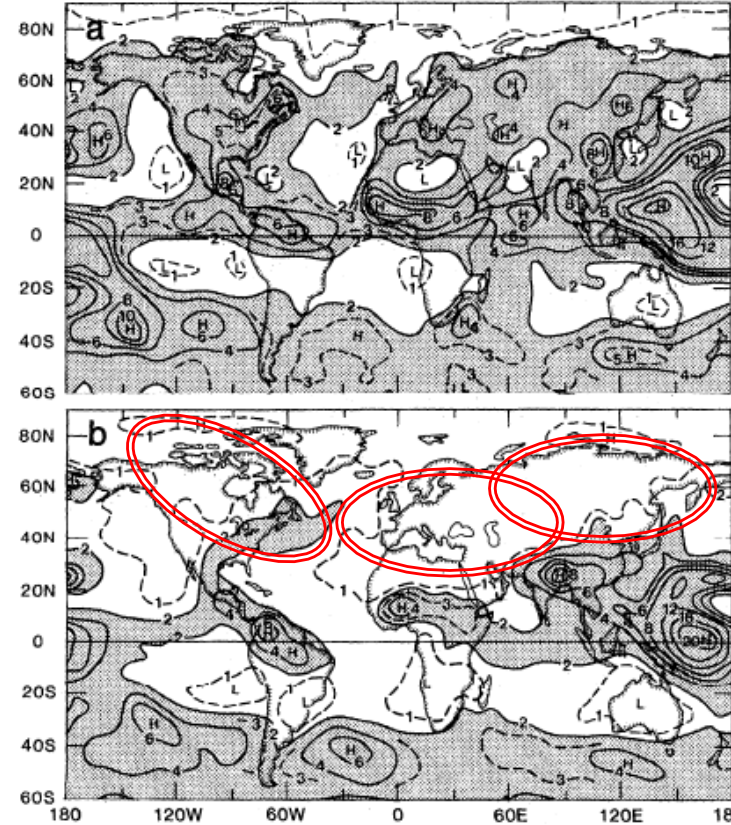
Juillet : précipitation (mm/jour)

Sol humide



Sol sec

Le sol sec est plus chaud que le sol humide

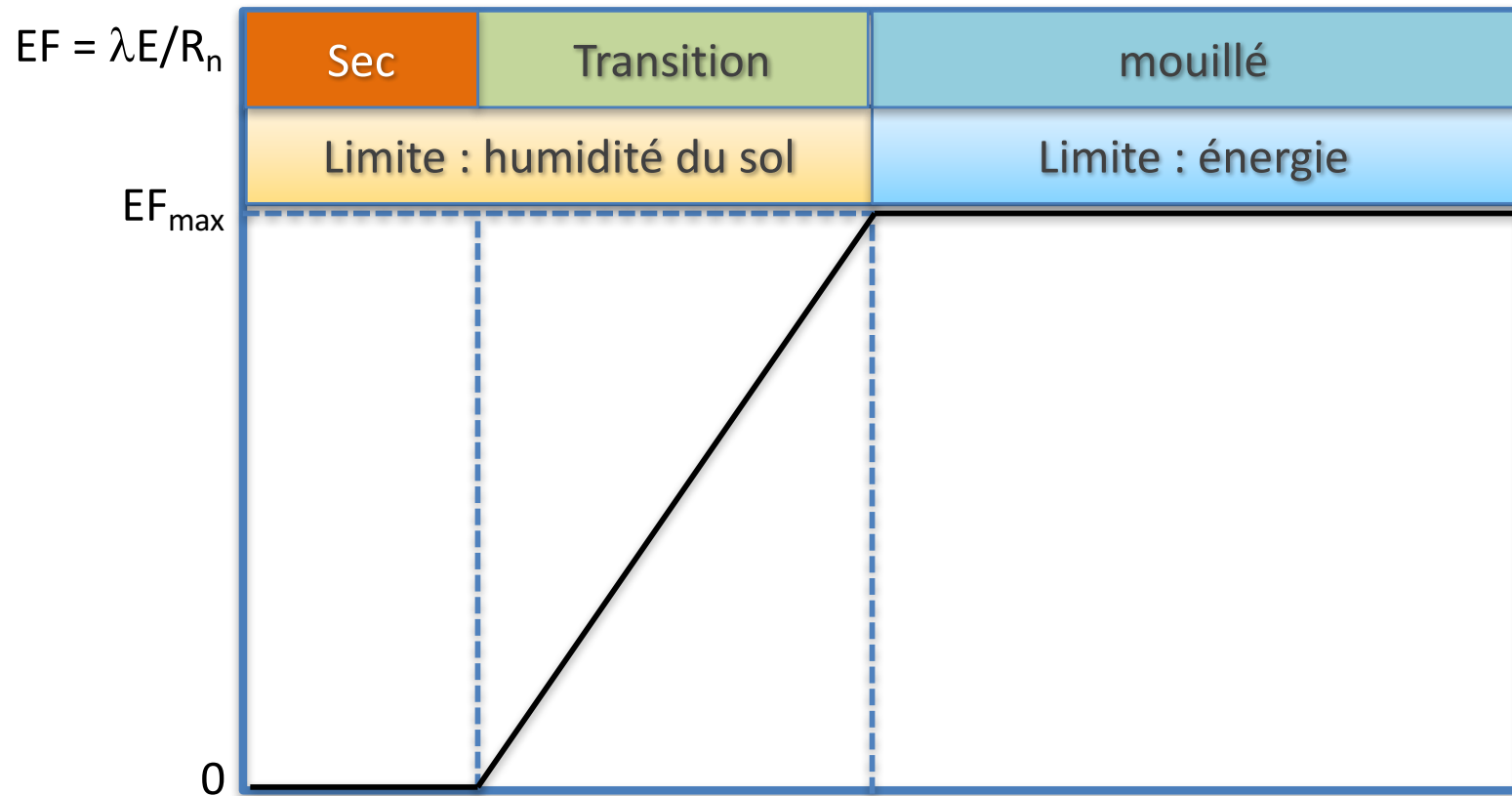


Sol humide

Sol sec

Moins de précipitation dans le cas du sol sec

Cycle hydrologique



Définition des régimes d'humidité du sol et des régimes d'évapotranspiration correspondants. EF représente la fraction de l'énergie totale (R_n) associée à l'évaporation (chaleur latente λE). EF_{max} est sa valeur maximale. Source: Adaptation de la figure 5 de Seneviratne et al. (2010)

Deux régimes d'évaporation

- Facteur limitant : l'humidité du sol
- Facteur limitant : l'énergie



Global Land-Atmosphere Coupling Experiment

Expérience planétaire de couplage terre- atmosphère

Met l'accent sur les points forts du couplage atmosphère-surface terrestre



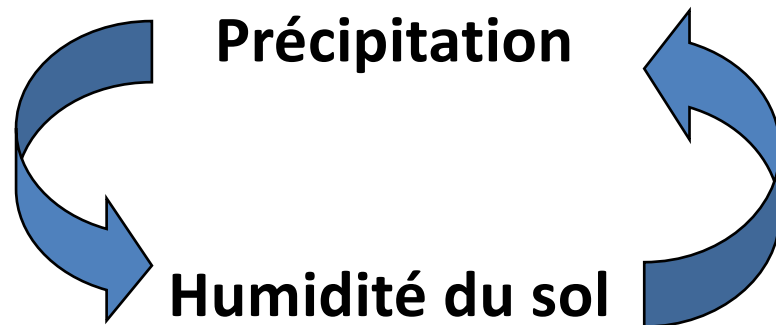
Dans quelle mesure l'atmosphère répond de façon cohérente à des anomalies dans l'état de la surface de la terre.

The degree to which atmosphere responds to anomalies in land surface state in a consistent manner

Koster et al., 2006, Journal of Hydrometeorology, 7, 590–610

Koster et al., 2004, Science, 305, 1138–1140.

GLACE



L'état d'humidité et de température de la surface affecte-t-il l'évolution des conditions météorologiques et la production de précipitation?

Hot spots on the Earth's surface where soil moisture anomalies have a substantial impact on precipitation

Les points chauds sur la surface de la Terre où les anomalies de l'humidité du sol ont un impact important sur les précipitations.

GLACE

- Fondé sur 12 AGCMs
- GLACE a utilisé **les simulations pendant l'été boréal** puisque la force de couplage devrait être plus élevée pendant l'été, lorsque les taux d'évaporation sont les plus élevés.

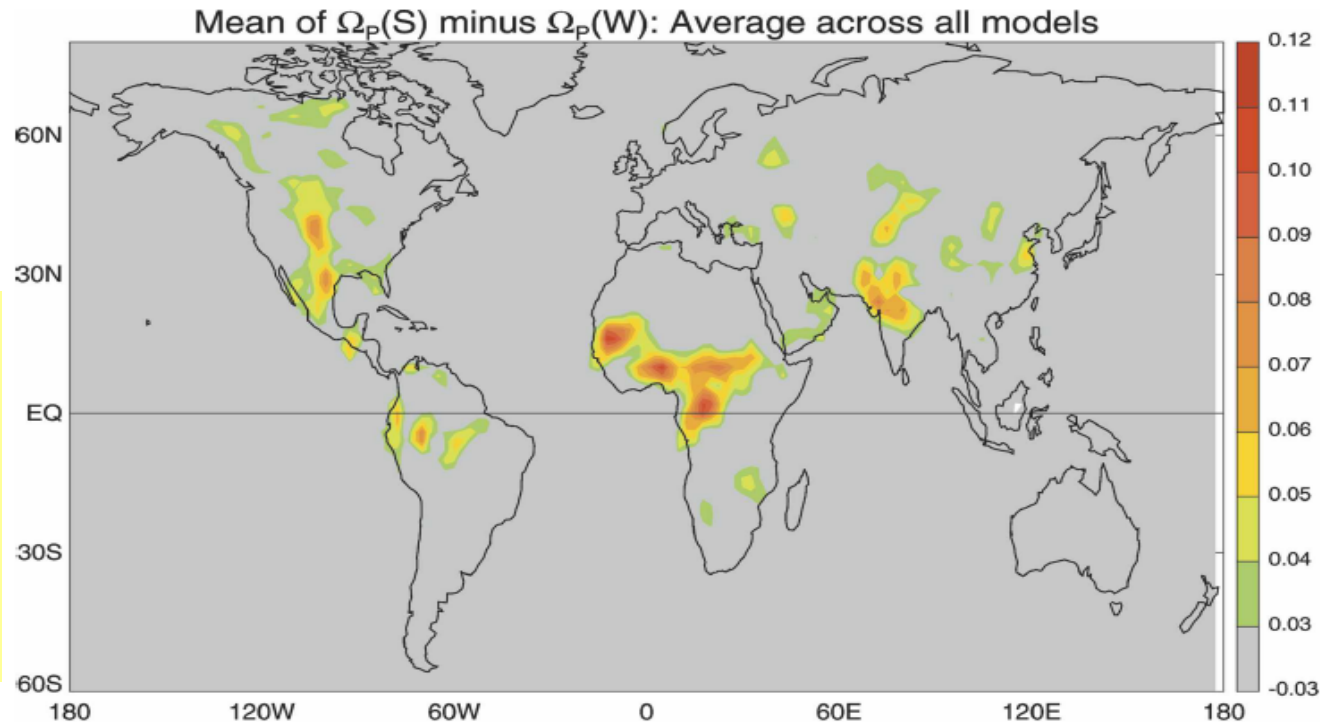
GLACE

$$\Omega_p(S) - \Omega_p(W)$$

- Se rapproche de la fraction de la variance des précipitations expliqué par les variations de l'humidité du sol seulement.

Points chauds

L'impact de l'humidité du sol sur les précipitations n'est important que dans les zones de transition entre les régions sèches et humides



Moyenne des résultats de 12 modèles

Situation des points chauds :

- Grandes plaines centrales de l'Amérique du Nord
- Nord de l'Inde
- Sahel
- Afrique équatoriale

GLACE

Quelles sont les causes des variations géographiques de la force du couplage?

- Dans les climats humides, l'évapotranspiration (ET) n'est pas contrôlée par l'humidité du sol. Elle est contrôlée par la demande atmosphérique.
- Dans les climats arides, l'évapotranspiration (ET) est sensible à l'humidité du sol, mais les variations typiques sont trop petites pour affecter la production de la précipitation.

