باسمه تعالی

مدل های سیستم اقلیم

بهار ۱۳۹۸

- یک مدل خوب نوعی تناسب عاقلانه بین واقع‌گرایی و سادگی است.
- مسأله مهم در مدل‌سازی، اعتبار و صحت مدل است.
- طبقه‌بندی مدل‌های ریاضی:
- مدل‌های قطعی (متغیرهای ورودی و خروجی ثابت هستند)
- مدل‌های احتمالی یا تصادفی: یک متغیر ورودی یا خروجی احتمالی است.
- ایستا یا ماندگار (زمان در نظر گرفته نمی‌شود)
- دینامیکی یا پویا (زمان لحاظ می‌شود)
- به‌طور عمده مدل‌های شبیه‌سازی احتمالی و دینامیکی هستند.
- مدل‌های پیش‌بینی اقلیم به‌عنوان ابزار و روشی برای پیش‌بینی آینده بر اساس حوادث اقلیم گذشته و حال مورد استفاده قرار می‌گیرند. این کار بر اساس قانون‌های فیزیکی و روابط ریاضی که آن قانون‌ها را بیان می‌کنند انجام می‌شود.

مدل‌سازی آب و هوا

- گرچه امروز پژوهشگران گرم شدن جهانی را پذیرفته‌اند، اما تغییر ترکیب جو ناشی از سوختن سوخت‌های فسیلی هم چنان ادامه دارد.
- مدل‌های آب و هوایی به‌عنوان ابزارهای هشداردهنده نشان می‌دهند که تغییرات احتمالی آب و هوا در دهه‌ها و قرن‌های بعدی می‌تواند سبب چه پیامدهایی شود.
- نخستین جزء از سیستم اقلیم که مدل شد جو بود. جو به دلیل چگالی کم و سهولت حرکت، متشنج‌ترین زیرسیستم آب و هوایی است.
- در اوایل گنجاندن بخش عمده‌ای از هیدروسفر (آب‌سپهر) و اقیانوس‌ها در مدل‌های آب و هوایی بسیار دشوار بود.
- مقیاس‌های زمانی و مکانی اقیانوس و جو مختلف‌اند. ارتباط بین زیرسیستم‌ها به عرض جغرافیایی وابستگی دارد.
- در عرض‌های استوایی و قطبی اثرپذیری متقابل هوا و اقیانوس بیشتر و در عرض‌های میانی کمتر است.

مدل‌سازی آب و هوا

- روابط بین آب‌سپهر و هواسپهر در محل تلاقی آن‌ها قابل تفسیر است.
- گاهی اثر جو بر اقیانوس، هیچ تأثیری بر فعالیت‌های معمول اقیانوس نمی‌گذارد و رابطه بین اصطلاح اقیانوس و جو غیرفعال است. برای مثال با افزایش غلظت دی‌اکسید کربن در جو، اقیانوس هم دی‌اکسید کربن بیشتری جذب می‌کند
- حالت مقابل رابطه فعال است. برای مثال گرمایش جو، باعث تغییر جریانات دریایی و درنتیجه تغییرات اقلیمی خواهد شد.
- یخ کره به‌منظور استفاده در مدل موازنه انرژی استفاده شد.
- زیست‌کره بر میزان دی‌اکسید کربن جو اثرگذار است.
- شیمی کره با مطرح شدن حفره لایه ازن در سال ۱۹۸۵ وارد مدل‌های آب و هوایی شد.
- مدل‌سازی نقش انسان در فرایندهای اقلیمی موضوعی چالش‌برانگیز است. پارامترسازی فعالیت‌های بشری در مدل‌های آب و هوا منجر به مدل‌های ارزیابی یکپارچه شده است.

تاریخچه مدل‌سازی آب و هوا

- امروزه از مدل‌های عددی در انواع گسترده‌ای از تغییرات اقلیم استفاده می‌شود برای مثال:
- پیش‌بینی روزانه آب و هوا، تجزیه و تحلیل پیشامدهای آب و هوایی شدید در مقیاس محلی و منطقه‌ای، پیش‌بینی اقلیم آینده و مدل‌سازی جو سیارات.
- در یکی از مدل‌های اولیه هواشناسی، محققان دریافتند که یک شبیه‌سازی دوبعدی با نقاط شبکه به فاصله ۷۰۰ کیلومتر و گام‌های زمانی ۳ ساعته می‌تواند برای ۲۴ ساعت آینده پیش‌بینی انجام دهد. در مراحل بعدی مدلی در آزمایشگاه دینامیک سیالات دانشگاه پرینستون ساخته شد که قادر بود گرداب‌های بزرگ جوی را مدل‌سازی کند.
- محدودیت سرعت و حافظه رایانه‌های محدودیت‌های زیادی را در ابتدا ایجاد می‌کرد. برای مثال در ابتدا فقط گردش جو مدل می‌شد اما حالا اقیانوس‌ها، یخچال‌های طبیعی، صفحات یخ و برف هم در مدل‌ها وارد می‌شوند.
- مشکلی که هنوز وجود دارد، قدرت تفکیک (Resolution)مدل‌ها ناکافی است. در مدل‌های گردش عمومی اولیه، قدرت تفکیک به حدی کم بود که جزایر انگلستان و فلوریدا قابل‌مشاهده نبودند. از آن‌طرف افزایش قدرت تفکیک منجر به بالا رفتن زمان محاسبه می‌شود و برقراری تعادلی بین این دو لازم است.

تاریخچه مدل‌سازی آب و هوا

- برای مثال با دو برابر شدن قدرت تفکیک افقی و عمودی، تعداد سلول‌ها هشت برابر می‌شود و آنگاه برای حفظ تثبیت ریاضی لازم است گام زمانی هم نصف شود. درنتیجه قدرت محاسباتی ۱۶ برابری لازم است.
- راه‌حل استفاده از پارامتر بندی.
- مثال: طوفان‌های تندری بااینکه در جو برای انتقال گرما و بخار آب بسیار مهم‌اند، اما اندازه آن‌ها در حدود ۱ کیلومتر است که در مقایسه با ابعاد شبکه گردش عمومی (۱۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر) بسیار کوچک است. بنابراین لازم است طوفان‌های تندری به‌طور ساده‌تری پارامترسازی شوند.
- در اواخر قرن ۲۰ مدل‌ها به چند زیرگروه تقسیم شدند شامل:
- مدل‌های پیش‌بینی هوا (مقیاس محلی مثل آمریکای شمالی)، مدل‌های مقیاس منطقه‌ای و مدل‌های میان‌مقیاس.
- مدل‌های پیش‌بینی هوا به داده‌های اولیه (مقدار اولیه) بسیار حساس هستند

مؤلفه های یک مدل آب و هوایی

- معادلات پایه حاکم بر جو را می توان به صورت مجموعه ای از معادلات هفت گانه با هفت مجهول فرمول بندی کرد:
- بردار سرعت $\vec{V}$ دارای مؤلفه های u، v و w ؛ واحد سرعت در SI: $\frac{m}{s}$
- فشار P ؛ واحد فشار در SI: $\frac{N}{m^2}$
- دما T ؛ واحد دما در SI: °C یا K
- رطوبت ویژه q؛ واحد رطوبت ویژه در SI: $\frac{gr}{kg}$
- چگالی ρ ؛ واحد چگالی در SI: $\frac{kg}{m^3}$

مؤلفه های یک مدل آب و هوایی

- هفت معادله عبارتند از:

۱ تا ۳- قانون دوم نیوتن (در هر جهت مختصاتی یک معادله و جمعا سه معادله):

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = -\frac{1}{\rho}\vec{\nabla}p - \vec{g} + \vec{F}_{fric} - 2\vec{\Omega}\times\vec{v}$$

که در آن:

$\vec{g}$ is the apparent gravity vector (i.e. taking the centrifugal force into account), $\vec{F}_{fric}$ is the force due to friction, and $\vec{\Omega}$ is the angular velocity vector of the Earth (the last term is the **Coriolis force**)

و:

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \vec{v}.\vec{\nabla}$$

شکل نادرست رابطه فوق:

$$\frac{d\bar{v}}{dt} = -\frac{1}{p}\bar{\nabla}p - \bar{g} + \bar{F}_{fric} - 2\bar{\Omega}\times\bar{v}$$

مؤلفه های یک مدل آب و هوایی

- ادامه هفت معادله:

۴- معادله پیوستگی یا بقای جرم:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\vec{\nabla}.\left(\rho \vec{v}\right)$$

که در آن:

شکل نادرست رابطه فوق:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = -\bar{\nabla}.\left(p\bar{v}\right)$$

مؤلفه های یک مدل آب و هوایی

- ادامه هفت معادله:

۵- معادله پیوستگی یا بقای جرم بخار آب:

$$\frac{\partial \rho q}{\partial t} = -\vec{\nabla}.(\rho \vec{v} q) + \rho(E - C)$$

شکل نادرست رابطه فوق:

$$\frac{\partial \rho q}{\partial t} = -\overline{\nabla}.(\rho \overline{vq}) + \rho(E - C)$$

مؤلفه های یک مدل آب و هوایی

- ادامه هفت معادله:

۶- معادله پیوستگی یا بقای انرژی:

$$Q = C_p \frac{dT}{dt} - \frac{1}{\rho}\frac{dp}{dt}$$

که در آن:

Q: نرخ گرمایش در هر واحد توده هوا و C_p گرمای ویژه است.

شکل نادرست رابطه فوق:

$$Q = c_p \frac{dt}{dt} - \frac{1}{\rho}\frac{dp}{dt}$$

مؤلفه های یک مدل آب و هوایی

- ادامه هفت معادله:

۷- معادله حالت یا قانون گاز کامل:

$$p = \rho R_g T$$

که در آن:

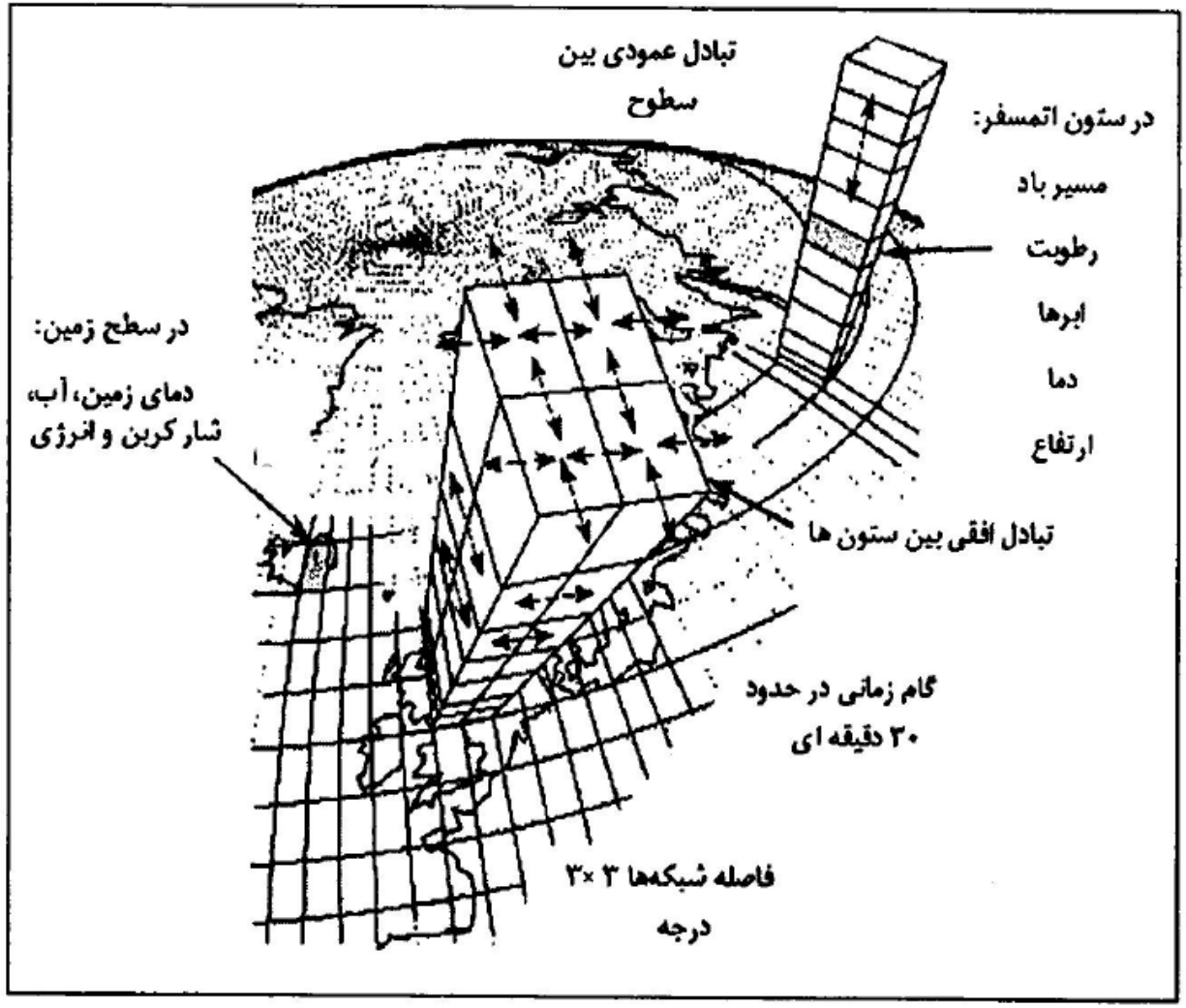
Q: نرخ گرمایش در هر واحد توده هوا و C_p گرمای ویژه است.

شکل نادرست رابطه فوق:

$$Q = c_p \frac{dt}{dt} - \frac{1}{\rho}\frac{dp}{dt}$$

طرح ریزی شبکه محدود مدل های جوی

- در شکل زیر ساختار یک شبکه دکارتی AGCM نشان داده شده است:



شکل ۳-۳- ساختار یک AGCM شبکه محدود (شبکه مستطیل‌شکل در این مورد). درAGCM شبکه محدود، مبادلات افقی و عمودی در یک روش ساده بین ستون‌ها و لایه‌های مجاور به کار گرفته شده است.

طرح ریزی شبکه محدود مدل های جوی

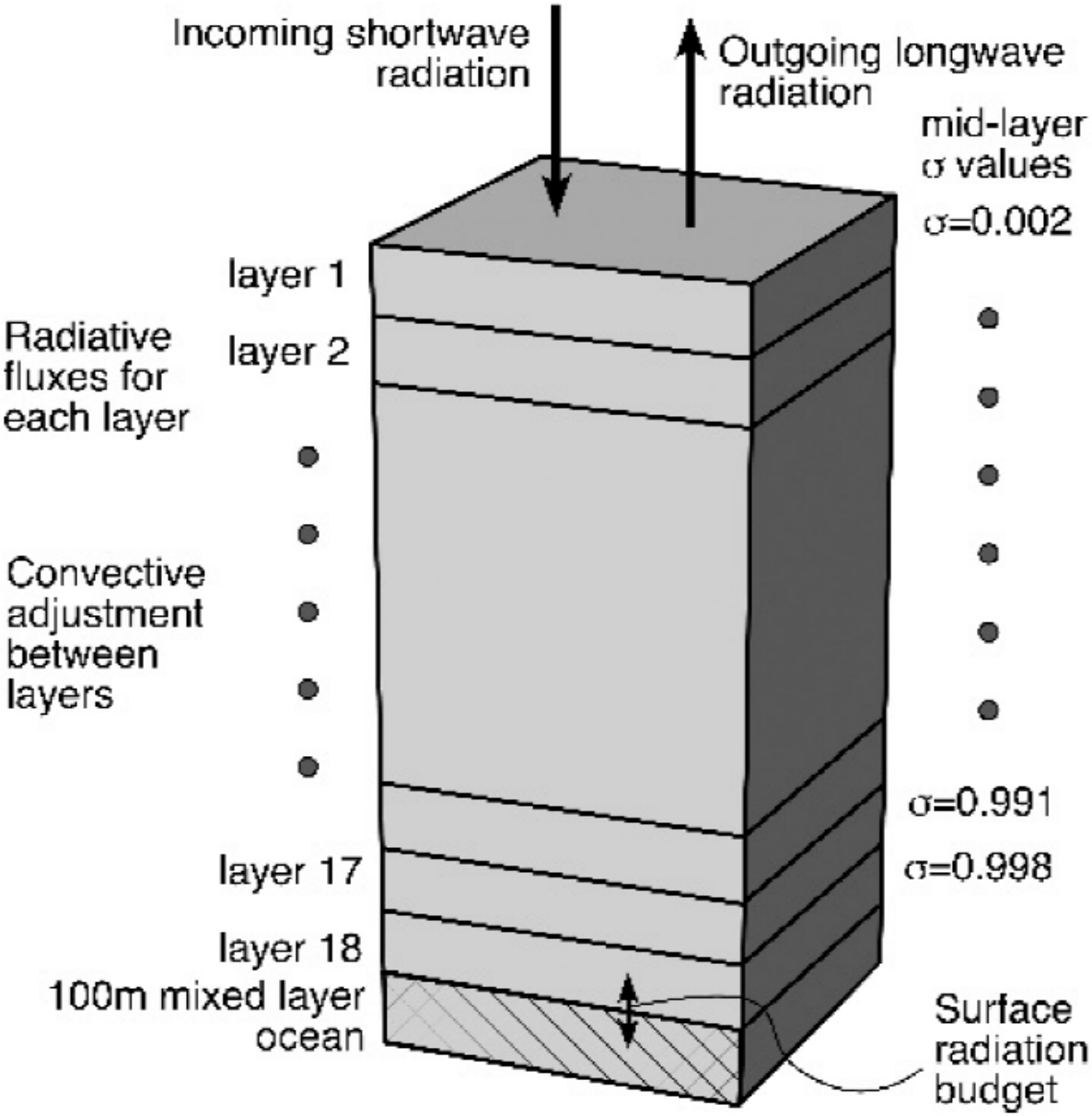
سلول‌های شبکه

به طور منظم و به صورت افقی فاصله‌گذاری شده‌اند. ستون جوی در بالای هر نقطه از سطح به تعدادی از لایه‌های ازپیش‌تعیین‌شده تقسیم شده است. به‌طورمعمول این لایه‌ها منطقه را با آنچه که مختصات سیگما نامیده می‌شوند، دنبال می‌کنند. سیگما (σ) تابعی از فشار جو است:

$$\sigma = \frac{p - p_T}{p_s - p_T}$$

where p is the pressure, p_T the (constant) 'top-of-the-atmosphere' (usually a low stratosphere location) pressure and p_s the (variable) pressure at the Earth's surface. The top of the atmosphere has $\sigma = 0$ and the surface always has $\sigma = 1$. The σ values at selected layer boundaries in an eighteen-layer atmosphere are given in Figure 4.3.

طرح ریزی شبکه محدود مدل های جوی



طرح ریزی شبکه محدود مدل های جوی

مختصات فشار لایه به عنوان کسری از فشار سطحی تعیین می‌شود که اطمینان می‌دهد هیچ ناپیوستگی در نواحی کوهستانی وجود ندارد. نیازی نیست تفکیک‌پذیری عمودی همانند باشد و تفکیک‌پذیری دقیق‌تر عمودی اغلب در نزدیکی تروپوپاوز و سطح استفاده شده است. فرایندهای لایه مرزی بر لایه‌های نزدیک به سطح اثر می‌گذارند و تفکیک‌پذیری زیاد در نزدیکی سطح برای تعیین گرادیان دما و رطوبت و پایداری جو و مدل‌سازی شارهای سطحی موردنیاز است (مک گوفی و هندرسون سلرز، ۲۰۰۵).

در AGCM شبکه محدود، متغیرها برای یک مکان خاص به حافظه کامپیوتر منتقل شده و تمامی محاسبات انجام شده است. ساختارهای شبکه‌ای مختلف دربرگیرنده حفظ متغیرهای مختلف در نقاط مختلف شبکه است. در کنار عوامل فیزیکی، عوامل مؤثر عددی در فاصله‌گذاری شبکه و گام زمانی AGCM وجود دارد. گام زمانی باید به قدری کوتاه باشد که سرعت زیاد انتشار اطلاعات، امکان انتقال از یک نقطه شبکه به نقطه دیگر در یک گام زمانی را ندهد. بنابراین گام زمانی Δt با محدودیت کنترل می‌شود:

طرح ریزی شبکه محدود مدل های جوی

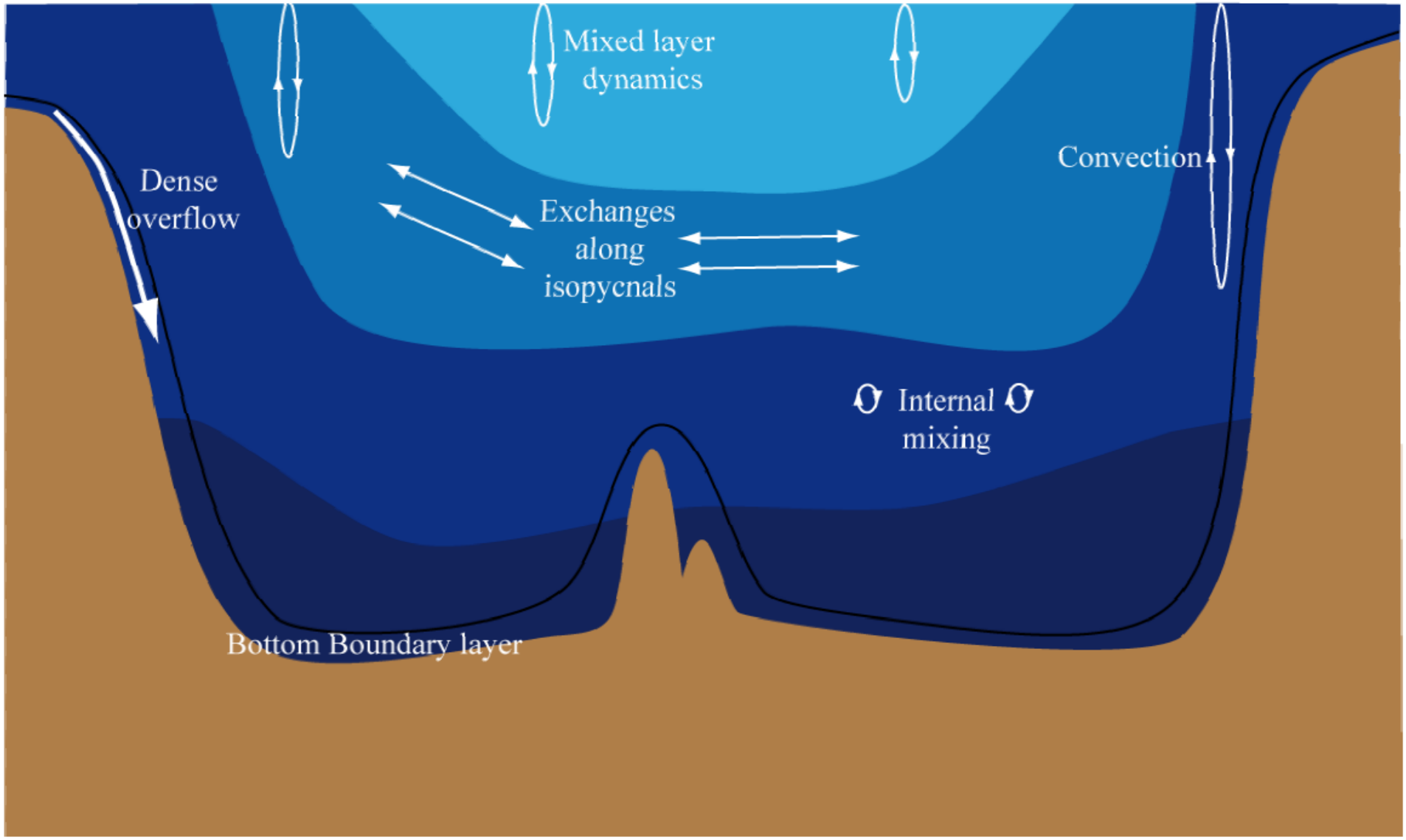
$$\Delta t \leq \Delta x / c$$

جایی که Δx فاصله شبکه است و c سریع‌ترین سرعت انتشار است که در مدل گردش عمومی جو سرعت امواج گرانش است. هنگامی که شبکه مدل قائم‌الراویه‌ای شکل است، فاصله شبکه در قطب‌ها کم می‌شود و به گام زمانی بسیار کوتاه به اندازه چند ثانیه نیاز دارد. در این مورد، ترکیب روش‌های فیلتر کردن می‌تواند بی‌ثباتی‌های عددی ناشی از عدم کاهش گام زمانی را برای مطابقت با این شرط برطرف کند.

روش تفاضل محدود (Finite difference) متغیرها را در نقاط شبکه حساب می کند.
روش حجم محدود (Finite Volume) مقدار متوسط متغیر را در یک سلول محاسبه می کند.
روش عناصر محدود (Finite Elements)دامنه را به عناصر متعدد تقسیم می کند و مقدار یک متغیر داخل هر عنصر با جمع توابع چند جمله ای نشان داده می شود.

در فرایند محاسباتی AGCM طیفی، داده‌ها به فضای شبکه در هر گام زمانی از طریق تبدیلات سریع فوریه و تربیع گوسین (شکلی از یکپارچه‌سازی عددی) و بازگشت به فضای طیفی از طریق تبدیلات لژاندر و فوریه تبدیل می‌شوند. مرحله‌بندی زمانی با ارائه شکل موج انجام می‌گیرد و فیزیک نقطه- شبکه پس از انتقال و تبدیل به فضای شبکه ادغام می‌شود. به طور کلی، "فیزیک" به معنای هر چیز است که پویا نیست (گوفی و سلرز، ۲۰۰۵).

مدل سازی اقیانوس



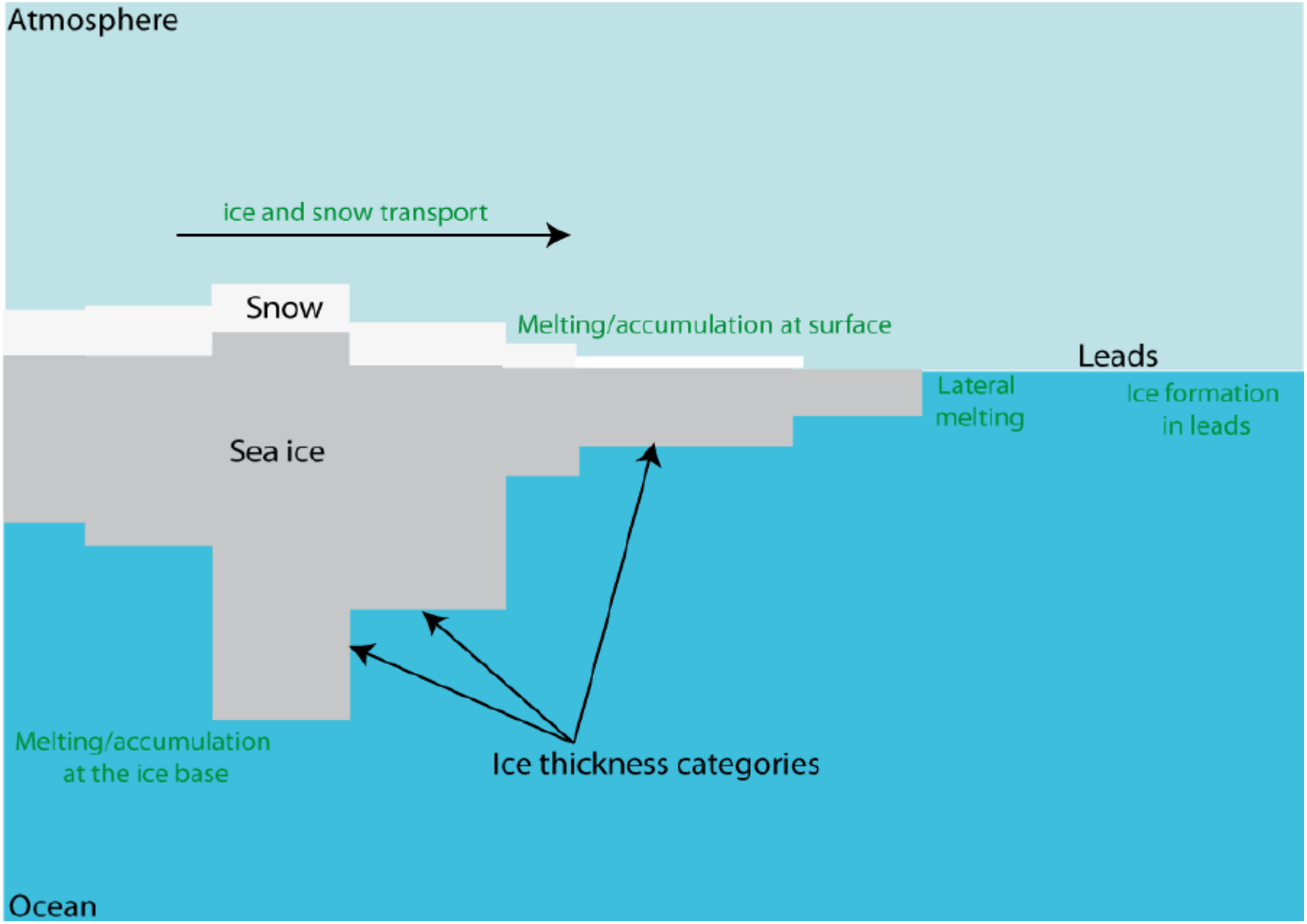
isopycnal (along surfaces of equal density) and **diapycnal** (normal to surfaces of constant density)

مدل سازی اقیانوس

$$\frac{dT}{dt} = F_{sol} + F_{diff}$$

$$\frac{dS}{dt} = F_{diff}$$

مدل سازی یخ دریا



مدل سازی یخ دریا

معادله رسانش یخ و برف:

$$\rho_c c_{pc} \frac{\partial T_c}{\partial t} = k_c \frac{\partial^2 T_c}{\partial z^2}$$

که در آن:

ρ_c : چگالی

c_{pc}: گرمای ویژه

k_c :رسانایی گرمایی

T_c : دما

اندیس c نشان دهنده برف و یا یخ است.

شکل نادرست رابطه فوق در ترجمه آمده است.

مدل سازی یخ دریا

قانون دوم نیوتن برای حرکت قطعات یخ:

$$m\frac{d\vec{u}_i}{dt} = \vec{\tau}_{ai} + \vec{\tau}_{wi} - m\, f\, \vec{e}_z \times \vec{u}_i - mg\vec{\nabla}\eta + \vec{F}_{\text{int}}$$

که در آن:

where m is the mass of snow and ice per unit area, $\vec{u}_i$ is the ice velocity. $\vec{\tau}_{ai}$ and $\vec{\tau}_{wi}$ are the forces per unit area from the air and water. $\vec{F}_{\text{int}}$ is the force per unit area due to internal interactions and f, $\vec{e}_z$, g, and η are respectively the Coriolis parameter, a unit vector pointing upward, the gravitational acceleration, and the sea-surface elevation. The first two terms on the right hand side represent the interactions with the ocean and the atmosphere. The third term is the **Coriolis force** and the forth term the force due to the oceanic tilt. The internal forces $\vec{F}_{\text{int}}$ are a function of ice thickness and concentration, providing a strong link between dynamics and thermodynamics

مدل سازی سطح زمین

رابطه موازنه انرژی در سطح خاک:

$$\rho c_p h_{su} \frac{\partial T_s}{\partial t} = (1-\alpha) F_{sol} + F_{IR\downarrow} + F_{IR\uparrow} + F_{SE} + F_{LE} + F_{cond}$$

The left-hand side of the above Eq represents the heat storage in the layer h_{su}.
F_{sol} is the incoming solar flux at the surface which is a function of the incoming solar radiation at the top of the atmosphere and of the transmissivity of the atmosphere (related to the presence of clouds, aerosols, the humidity of the air, etc). A fraction α of F_{sol} is reflected by the surface and not absorbed.
$F_{IR\downarrow}$ is the downward **longwave** radiation flux at surface. This flux is caused by the emission of infra-red radiation at various levels in the atmosphere. It is thus a complex function of the temperature and humidity profiles in the atmosphere, the cloud cover and the height of the clouds, the presence of various greenhouse gases (in addition to water vapor), etc.
$F_{IR\uparrow}$ is the longwave upward radiation flux .
F_{cond}, the flux from below the surface, is a conduction flux for solid surfaces (such as the ground and the ice) that can be represented following the **Fourier law**. Additionally, if the media at the surface is (partly) transparent, a fraction of the radiation is not absorbed in the layer of thickness h_{su} and must be subtracted from the term (1-α F_{sol}). For the other fluxes, the exchanges take place in a very shallow layer and can reasonably be considered as purely surface processes.

مدل سازی سطح زمین

The fluxes of sensible and latent heat are generally estimated as a function of the wind speed at a reference level, and the difference in temperature (for the sensible heat flux F_{SH}) or specific humidity (for the latent heat flux F_{LH}) between the surface and the air at this reference level, using classical bulk aerodynamic formulae:

$$F_{SH} = \rho c_p c_h U_a \left(T_s - T_a\right)$$

$$F_{LE} = \rho L_v c_L U_a \left(q_s - q_a\right)$$

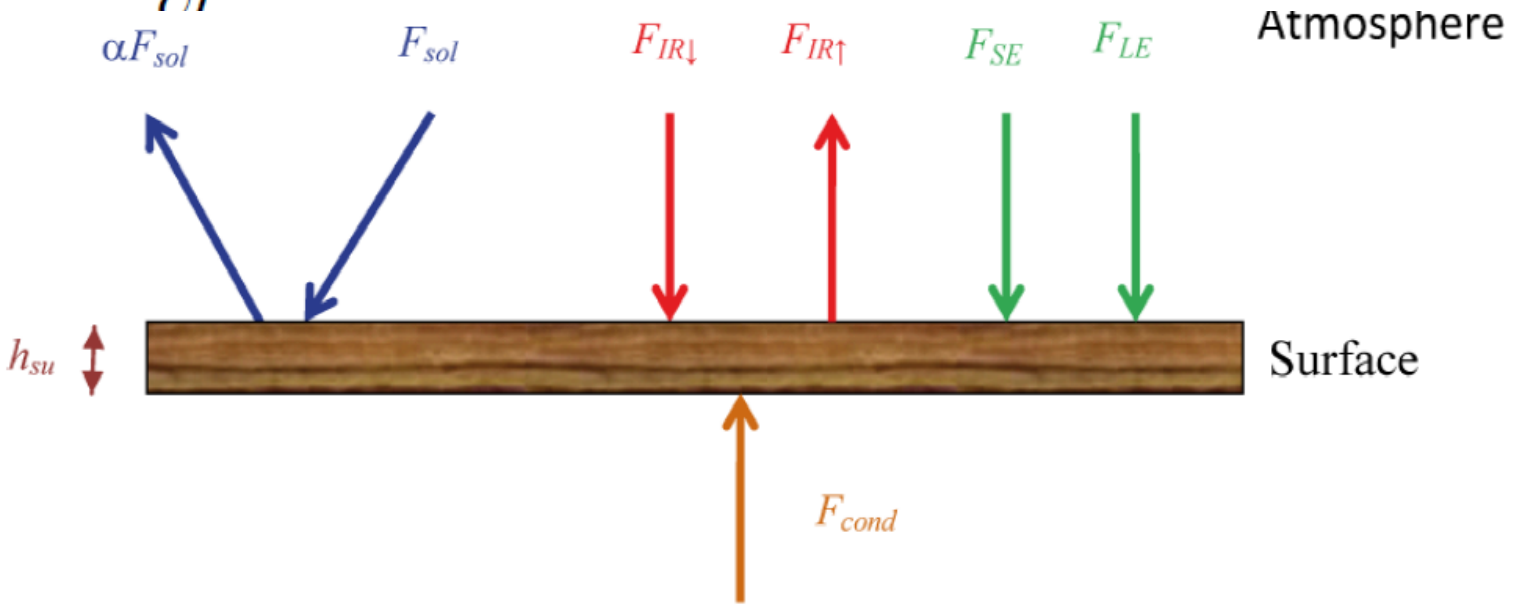
- where U_a, T_a, q_a are the wind velocity, air temperature and specific humidity at the reference level (generally 2 m or 10 m), T_s and q_s are the surface temperature and **specific humidity** at the surface, and c_h and c_L are the aerodynamic (bulk) coefficient. In general, they are function of the stability of the **atmospheric boundary layer**, the roughness of the surface, the wind speed and the reference height. In the majority of cases, c_h and c_L are not too different from each other and their value ranges from $1*10^{-3}$ to $5*10^{-5}$. The highest values occur with unstable boundary layers and very rough surfaces which tend to generate strong turbulent motions and thus higher exchanges between the surface and the air than quieter situations.

مدل سازی سطح زمین

رابطه موازنه انرژی در سطح خاک:

F_{LE} را می توان با حاصلضرب گرمای نهان ذوب L_f درشدت تبخیر E جایگزین کرد:

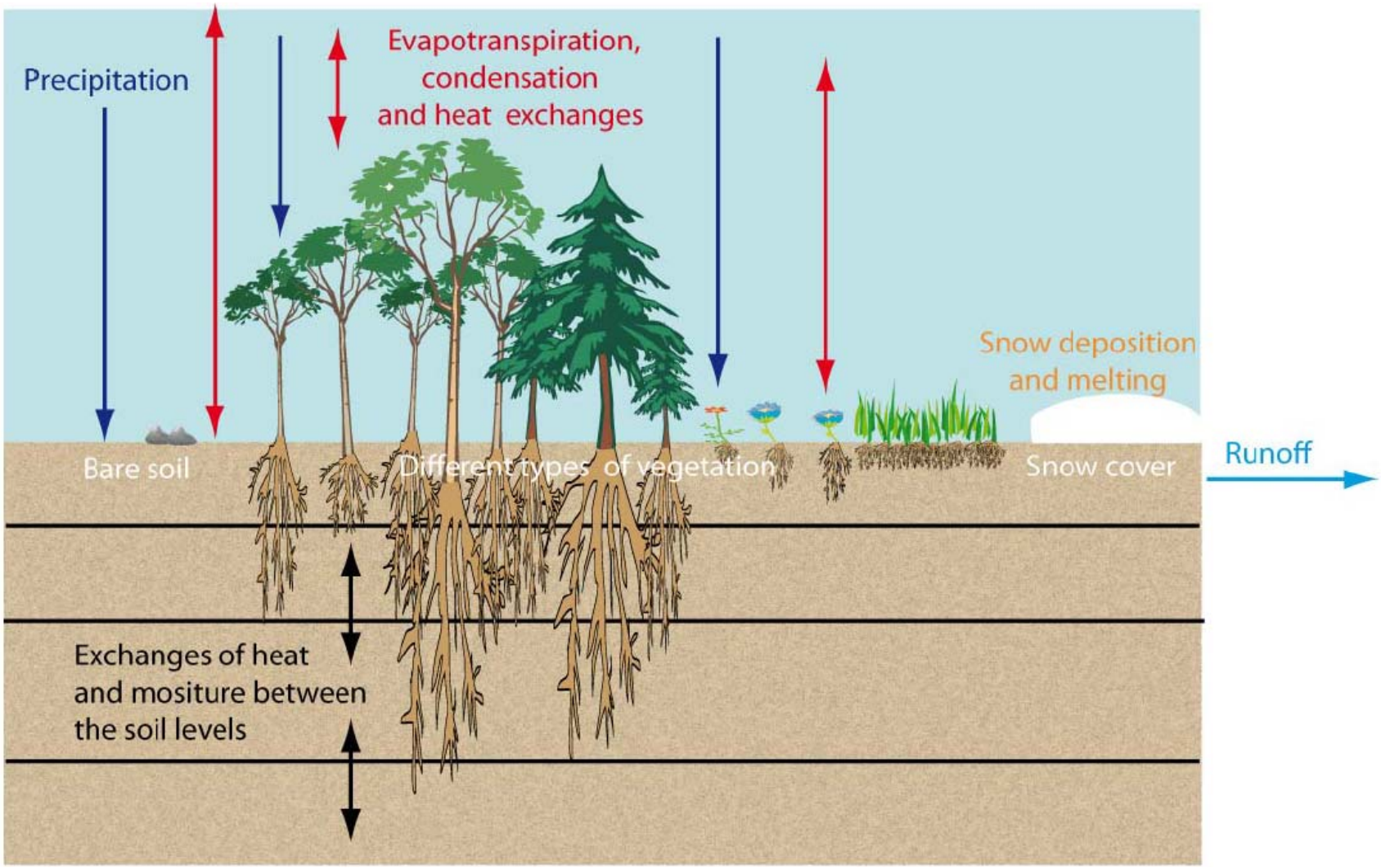
$$\rho c_p h_{su} \frac{\partial T_s}{\partial t} = (1-\alpha) F_{sol} + F_{IR\downarrow} + F_{IR\uparrow} + F_{SE} + L_f E + F_{cond}$$



شدت تبخیر را می توان به کمک تابع β که عددی بین صفر و یک است تعریف نمود. β را می توان به صورت نسبت تبخیر سطحی E به تبخیر بالقوه E_p تعریف نمود:

$$\beta = E/E_p$$

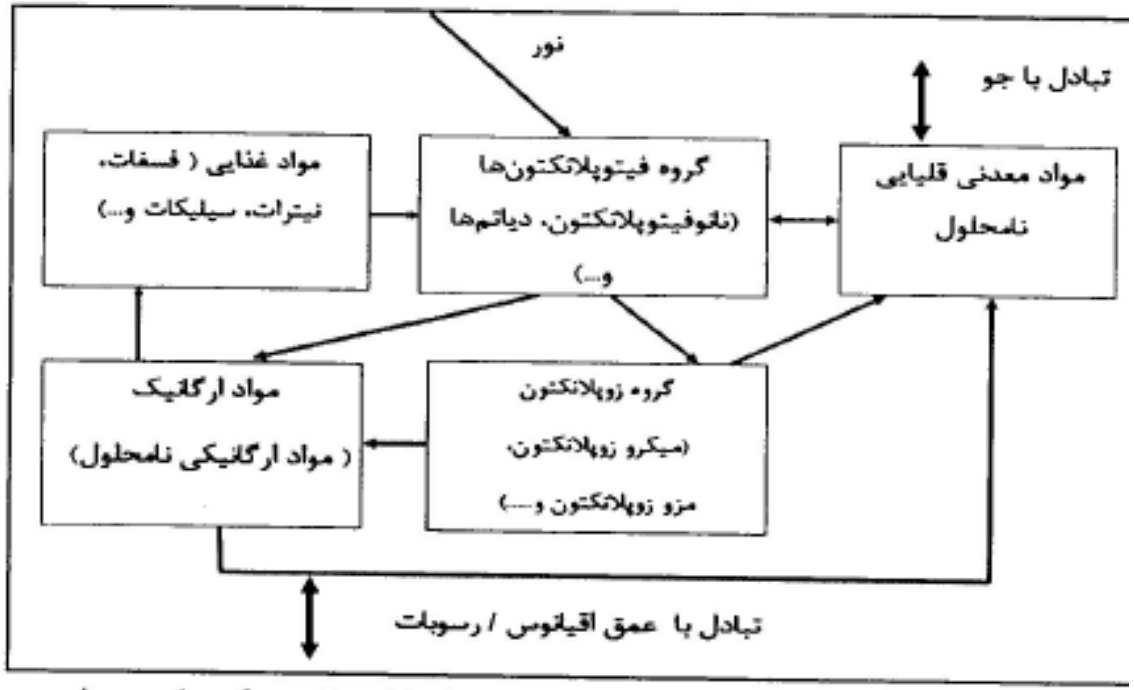
مدل سازی سطح زمین



بیوژئوشیمی دریایی

$$\frac{dTrac_{bgc}}{dt} = F_{diff} + Sources - Sinks$$

where $Trac_{bgc}$ is a biogeochemical variable. Those variables are often called tracers because they are transported and diffused by the oceanic flow (the left hand side of the equation and the term F_{diff})



ل ۷-۳- نمایش ساده برخی متغیرهای یک مدل بیوژئوشیمی. ارتباط متقابل بین گروه‌ها پیچیده است به طوری که انواع مختلف فیتوپلانکتون نیاز به مواد غذایی مختلفی دارند و به وسیله انواع مختلف زوپلانکتون‌ها و غیره استفاده می‌شوند (گوس و همکاران، ۲۰۱۰).

$Trac_{bgc}$ can represent *DIC*, *Alk*, the concentration of various chemical species (including nutriments necessary for phytoplankton growth) or the biomass of different groups of phytoplankton, detritus, zooplankton and (more rarely) higher trophic levels.

صفحات یخ

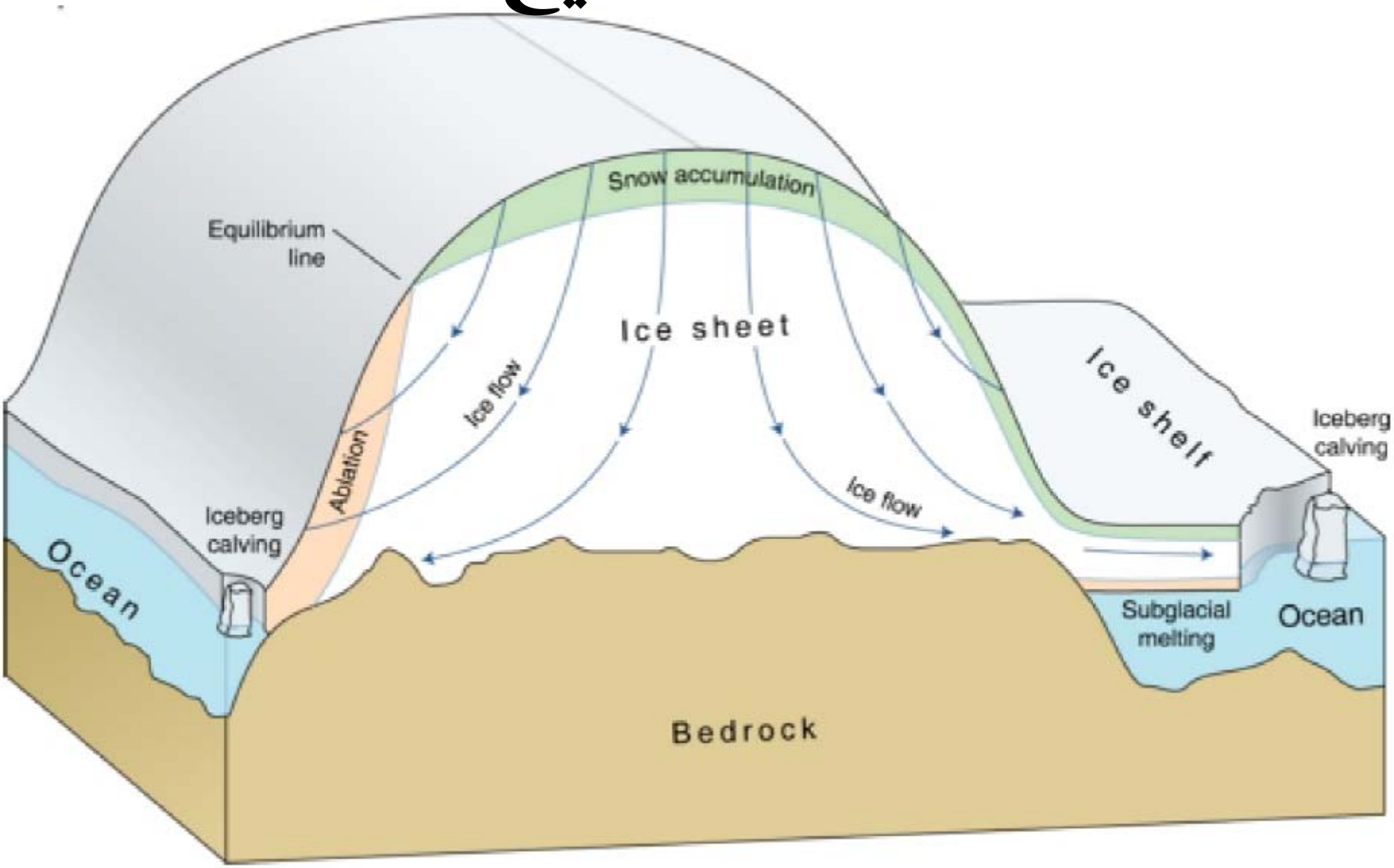
$$\frac{dTrac_{bgc}}{dt} = F_{diff} + Sources - Sinks$$

همانطور که تاکنون در مورد جو و یخ دریا بحث شده است، مدل‌های صفحات یخ را می‌توان به دو مؤلفه اصلی تجزیه کرد: یک هسته دینامیکی که جریان یخ را محاسبه می‌کند و دیگر بخش ترمودینامیکی که تغییرات دمایی یخ، تجمع برف، ذوب شدن برف و غیره را برآورد می‌کند. سرعت یخ را می‌توان با استفاده از معادله سه‌بعدی کامل محاسبه کرد. این کار برای مدل‌های منطقه‌ای که روی نواحی خاص تمرکز می‌کنند، امکانپذیر است ولی اغلب برای مدل‌های آب و هوایی تقریب‌هایی لازم هستند که گسترش صفحات یخ را در مقیاس‌های زمانی طولانی محاسبه کنند. پایستگی حجم یخ را می‌توان به‌صورت زیر نوشت:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\vec{\nabla}.(\vec{v}_m H) + M_b$$

where $\vec{V}_m$ is the depth-averaged horizontal velocity field and M_b is the mass balance accounting for snow accumulation as well as basal and surface meltings. Surface melting can be deduced from the energy budget at the surface

صفحات یخ



The main processes that have to be taken into account in an ice sheet model.

مدل های اقلیم جهانی

- مراکز مطالعات آب و هوا و اقلیم شناسی در دنیا:
- مرکز هدلی برای پیش بینی آب و هوا در انگلیس
- مؤسسه ماکس پلانک آلمان
- آزمایشگاه مدلسازی آب و هوا و محیط زیست در فرانسه
- سازمان ملی مدیریت اقیانوس و جو امریکا(NOAA)
- آزمایشگاه ژئوفیزیک دینامیک سیالات در امریکا (GFDL)
- مرکز ملی تحقیقات جوی در امریکا (NCAR)
- سازمان ملی هوانوردی و فضا در امریکا (NASA)
- مؤسسه گودارد مطالعات فضایی در امریکا (GISS)
- برنامه تحقیقاتی آب و هوای جهان (WCRP)
- برنامه مشترک سازمان ملل متحد
- اتحادیه بین المللی حفاظت از طبیعت
- کمیسیون اقیانوس شناسی بین الدول

و مهمتر از همه:

- هیأت بین الدول تغییرات آب و هوایی (IPCC)

مدل های اقلیم جهانی

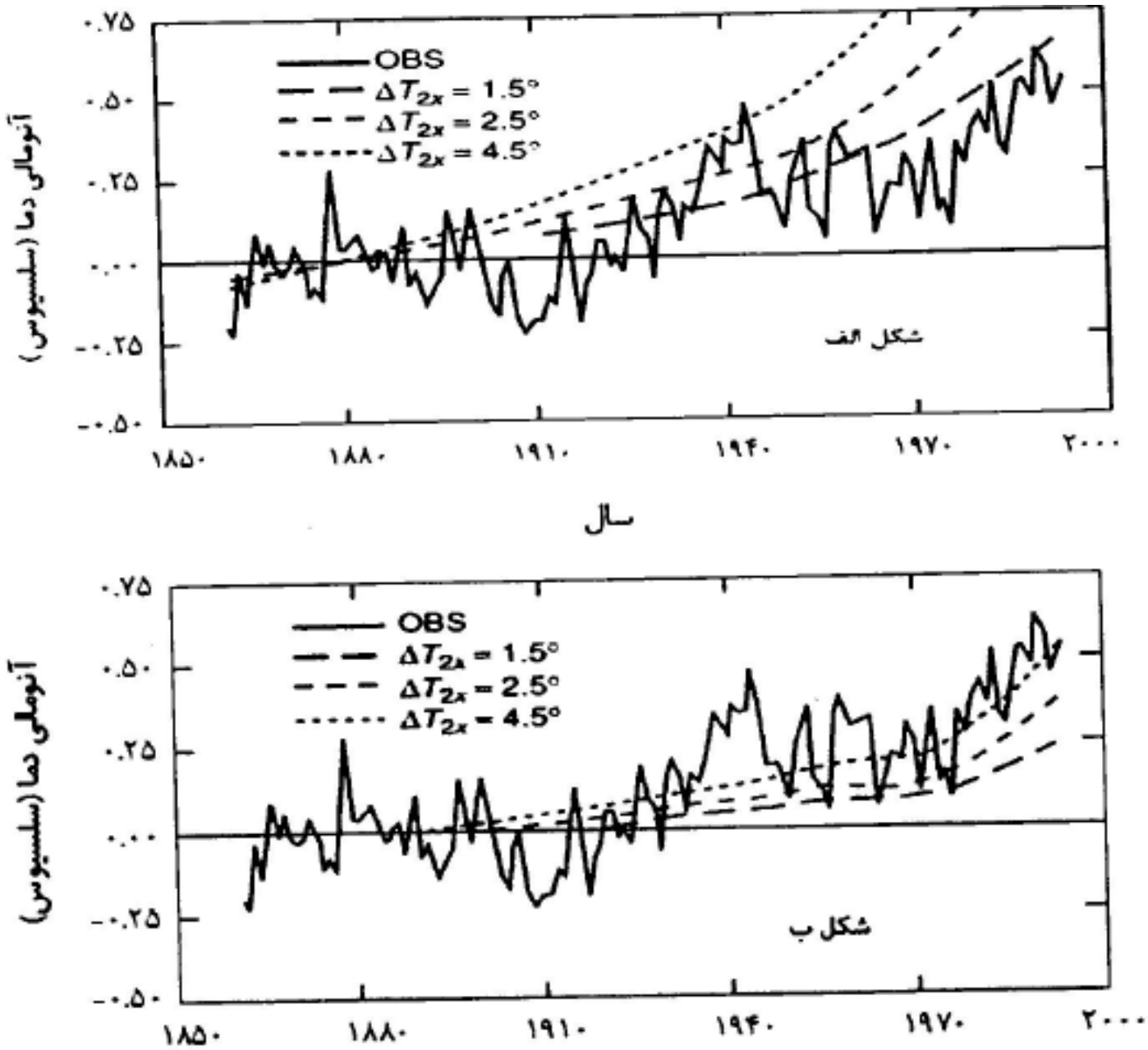
ورودی هر یک از این شبکه‌ها در مدل به طور کلی شامل عوامل فیزیکی تعیین‌کننده آب و هوا مانند افزایش تابش خورشیدی و نرخ از دست دادن تابش، رطوبت، فشارهوا، درجه حرارت اقیانوس‌ها و شوری (که تعیین‌کننده چگالی است) و غلظت گاز جو (شامل غلظت گازهای گلخانه ای) می‌شود. این مدل‌ها می‌توانند برای حالات گذشته، حال و حتی آیندهٔ مصرف گازهای گلخانه‌ای مورد استفاده قرار گیرد. پس از اینکه مدل‌ها شروع به اجرا کردند، با توجه به داده‌های اولیه، تغییرات دما یا بارش را در طول زمان در فواصلی (گام‌های زمانی[۲]) برای هر خانه در شبکه جهانی محاسبه می‌کنند. در هر گام زمانی، مدل‌ها موقعیت و خصوصیات آب و هوایی را مجدداً محاسبه می‌کنند.

به طور کلی مدل‌ها جفت‌شده هستند، بدین معنی که شامل تعامل بین چند زیرمدل[۳] از چندین سیستم مانند جو، سطح زمین، اقیانوس و یخ‌کره (پوشش برف، یخچال‌های طبیعی و کلاه قطبی) می‌شوند. زیرا مدل‌ها ممکن است از بازه‌های زمانی مختلف استفاده کنند. سیستم آب و هوایی پرسرعت برای تغییرات جو در روز یا قسمت بالای اقیانوس در یک ماه تنظیم شده‌است. سیستم آب و هوایی کند شامل عمق اقیانوس و زمین‌های پوشیده از یخ دائمی همراه با واکنش‌هایی از چند دهه تا چند قرن است (تی هاردی، ۲۰۰۳).

مدل های اقلیم جهانی

در شبیه‌سازی‌های تعادلی، مدل‌ها برای چند دهه، ابتدا با زمان حال و پس از آن با افزایش غلظت گازهای گلخانه‌ای (اغلب دوبرابرشدن) ادغام می‌شود. در شبیه‌سازی کوتاه واداشت خارجی به مرور زمان اضافه می‌شود، به عنوان مثال یک سناریو ممکن است شامل افزایش تدریجی غلظت دی‌اکسیدکربن در طول زمان باشد و مسلم است که این حالت واقعی‌تر، اما پیچیده‌تر است. شبیه‌سازی مدل می‌تواند با مقایسه آب وهوای اخیر مشاهده شده مقایسه شود. هماهنگی بین تغییرات آب و هوایی مشاهده شده و مدل شده به ارتباط بین غلظت دی اکسید کربن و دمای (حساسیت دمایی) فرض شده در مدل بستگی دارد؛ به عنوان مثال دوبرابرشدن دی‌اکسیدکربن می‌تواند منجر به افزایش دما از ۱/۵ درجه در کمترین حالت تا ۴/۵ درجه در بیشترین حالت شود. همچنین همبستگی بین پیش‌بینی‌های مدل و مشاهدات هنگامی که اثرات سرمایش ذارت سولفاته را شامل می‌شود، افزایش می‌یابد (شکل ۱۰-۳).

مدل های اقلیم جهانی



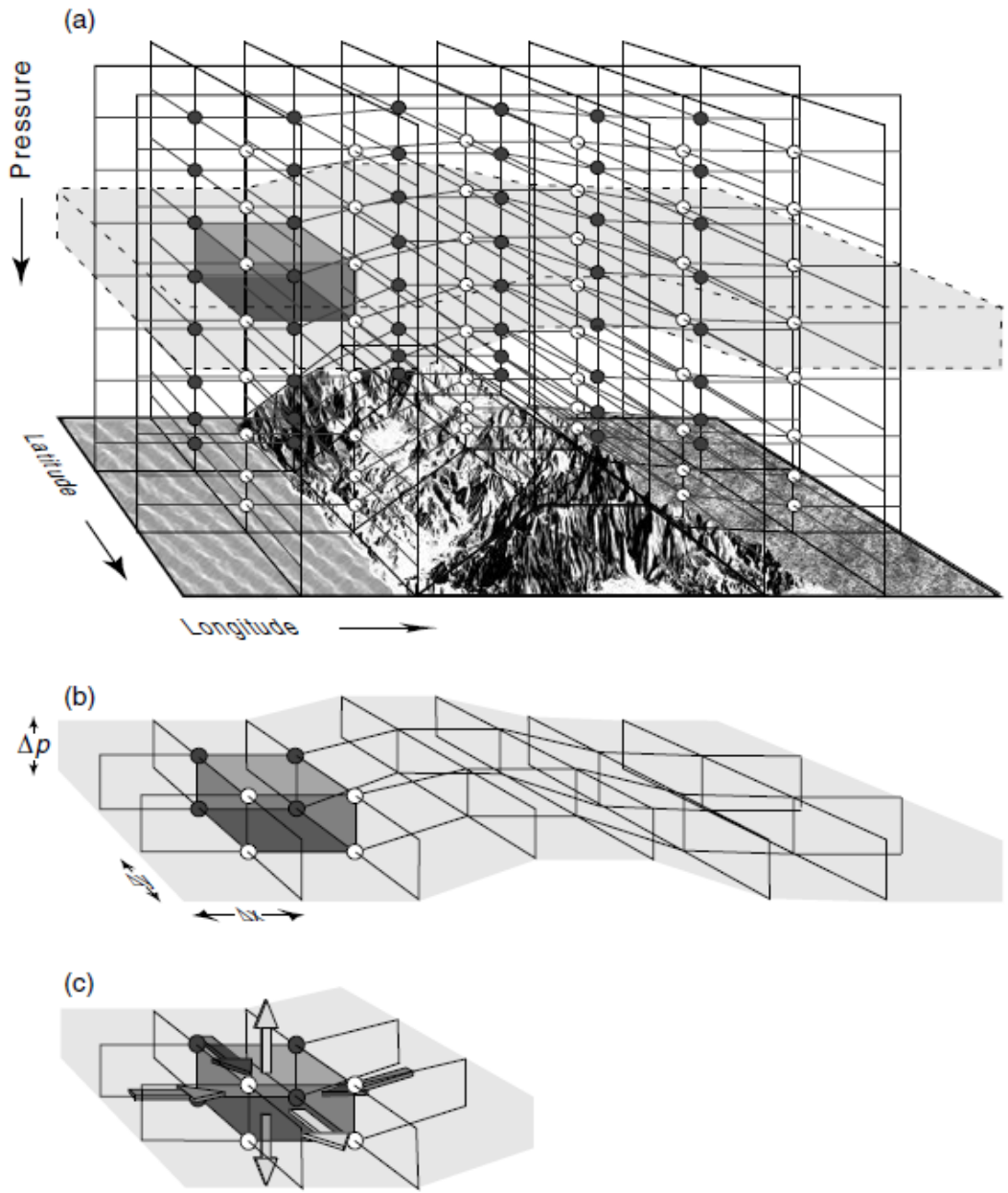
ساختار یک مدل جوی

A section of the grid for a typical atmospheric general circulation model. The grid would continue globally.

(a) The atmosphere is divided into a finite number of grid cells in the vertical and horizontal. Dots indicate vertices of grid cells. The levels in the vertical are of variable spacing and are usually in a modified pressure coordinate that follows large-scale topography.

(b) A particular level, broken out from (a). The horizontal grid size corresponding to longitude and latitude is indicated Δx and Δy, while the vertical grid increment for a region without topography is indicated as Δp.

(c) Transports or fluxes into and out of a particular grid cell in both horizontal and vertical.



ویژگی‌هایی که قابل توجه است شامل:

برای هر سلول شبکه، یک مقدار منحصربه‌فرد از هر متغیر (مانند دما) وجود دارد؛ برای نمونه مقدار متوسط در راستای یک سلول شبکه نشان داده شده است. هر یک از ویژگی‌ها در مقیاس کوچک‌تر از سلول‌های شبکه‌ای نمی‌تواند به وضوح در این مدل ارائه شود و باید در مدل پارامتربندی شود.

مختصات عمودی یک مختصات فشاری است. اما اصلاح شده است، به طوری که یک توپوگرافی بزرگ‌مقیاس را شامل شود (این کار طبق معمول با تعریف $\sigma = p/ps$ انجام می‌شود جایی که ps فشار سطح و سیگما مختصات عمودی است).

فاصله‌گذاری شبکه در مختصات عمودی ثابت نیست. به طور معمول لایه مرزی تفکیک‌پذیری عمودی دقیق‌تری دارد.

شبکه افقی در طول و عرض جغرافیایی است. طول مداری سلول شبکه (به کیلومتر)، به شکل ΔX، با عرض جغرافیایی تغییر می‌کند. طول سلول شبکه نصف‌النهاری، ΔY، نیز ممکن است تغییر کند. زمانی که اندازه یک شبکه برای هر مدل در نظر گرفته می‌شود، بهتر است به عنوان یک اندازه شبکه خاص خود شناخته شود تا تفاوت‌ها در مدل اتفاق افتد.

معادلات دیفرانسیل با مشتقات جزئی حرکت برای جو و اقیانوس با تعداد متناهی معادلات تفاضلی جایگزین می‌شوند که مستلزم تفاوت بین مقادیر در سلول‌های شبکه مجاور است.

هر سلول شبکه با سلول‌های مجاور خود ارتباط دارد (شکل ۱۱-۳ ج). فلش‌ها انتقال (یا شار) توده، انرژی و رطوبت را در یک سلول شبکه خاص نشان می‌دهند. جریان‌ها که بین سلول‌های شبکه برای هر متغیر متفاوتند، نسبی هستند. موازنه این جریان‌ها با معادله خاص خود مربوط شده است. برای معادلات سرعت، از آنجایی که به تفاوت‌های فشار بین یک سلول شبکه و سلول‌های مجاور آن بستگی دارد، سلول‌های شبکه مجاور یکدیگر را از طریق نیروی گرادیان فشار تحت تأثیر قرار می‌دهند.

انواع مدل های آب و هوا

به طور کلی چهار نوع مدل اساسی وجود دارد:

۱. مدل‌های موازنه انرژی (EBMs) مدل‌های صفر یا یک‌بعدی هستند که دمای سطحی را به عنوان یک تابع از توازن انرژی زمین پیش‌بینی می‌کنند. روابط ساده‌شده برای محاسبه توازن انرژی در هر منطقه از عرض جغرافیایی در مدل یک‌بعدی استفاده می‌شود.

۲. مدل‌های یک‌بعدی مانند مدل‌های تابشی- همرفتی (RC) و مدل‌های تک‌ستون (SCMs) با تمرکز بر فرایندهای عمودی. مدل‌های تابشی- همرفتی نیمرخ دما را (معمولاً متوسط جهانی) به وسیله مدل‌سازی فرایندهای تابشی و یک انطباق همرفتی محاسبه می‌کنند. SCMs تک‌ستون‌های استخراج‌شده از یک مدل سه‌بعدی، و شامل تمام فرایندهایی هستند که در نسخه سه‌بعدی مدل‌سازی شده‌اند، اما بدون انتقال انرژی افقی.

۳. مدل‌های ساخته‌شده ابعادی که در حال حاضر اشکال گسترده‌ای دارند. قدیمی‌ترین آنها مدل‌های دینامیکی آماری (SD) هستند که به فرآیندهای سطحی و دینامیکی در یک چارچوب متوسط منطقه‌ای می‌پردازند و یک جو تفکیک شده عمودی دارند. این مدل‌ها نقطه شروعی برای الحاق واکنش شیمی در مدل جهانی هستند و هنوز هم در برخی از مدل‌های زمینی با پیچیدگی متوسط (EMICs) استفاده می‌شوند.

۴. مدل‌های گردش عمومی که در آنها ماهیت سه‌بعدی جو و اقیانوس ادغام شده‌اند. این مدل‌ها می‌توانند به عنوان مدل‌های جوی- اقیانوسی یا مدل‌های سیستم آب و هوایی جفت شده، و یا برای تست و ارزیابی به عنوان مدل‌های گردش جوی یا اقیانوسی مستقل وجود داشته باشند. این مدل‌ها تلاشی برای شبیه‌سازی بسیاری از فرایندها تا حد ممکن، و تولید یک تصویر سه‌بعدی از تکامل زمانی وضعیت اقیانوس و جو است. تفکیک‌پذیری عمودی به طور معمول بسیار دقیق‌تر از قدرت تفکیک افقی است اما با این حال، تعداد لایه‌ها به طور معمول بسیار کمتر از تعداد ستون‌ها هستند.

مدل های موازنه انرژی

مدل‌های موازنه انرژی[1]

مدل‌های موازنه انرژی، تغییرات سیستم آب و هوایی را از تجزیه و تحلیل ذخیره انرژی زمین تخمین می‌زنند. این مدل‌ها در ساده‌ترین فرم شامل هیچ بعد فضایی مشخصی نیستند و تنها برای متغیرهای محاسبه شده مقادیر میانگین‌گیری‌شده جهانی را فراهم می‌کنند. از این رو آنها را مدل‌های موازنه انرژی صفر بعدی می‌نامند. اساس این مدل‌های موازنه انرژی به‌وسیله بودیکو (۱۹۶۹) و سلرز (۱۹۶۹) معرفی شده است. معادله بنیادی آنها عبارت است از:

تغییر در ذخیره گرما = تابش خورشیدی جذب شده - تابش زمینی گسیل شده

$$C_E \frac{\partial T_s}{\partial T} = \left((1 - \alpha_p) \frac{s_0}{4} - A \uparrow \right)$$ رابطه (۳-۱۶)

که در آن CE ظرفیت گرمایی مؤثر محیط (اندازه‌گیری‌شده بر حسب J m-2 K-1)، Ts دمای سطح، t زمان، αp توان بازتابش سیاره، S0 تابش خورشیدی کل (TSI) و A↑ مقدار کل انرژی است که در 1 m2 از سطح زمین گسیل می‌شود. A↑ را می‌توان با استفاده از یک ضریب τa که توان انتقال مادون قرمز جو (دربرگیرنده اثر گازهای گلخانه‌ای) را نشان می‌دهد براساس قانون استفان- بولتزمان به صورت زیر نشان داد:

$$A \uparrow = \varepsilon \sigma T_s^4 \tau_a$$ رابطه (۳-۱۷)

مدل های موازنه انرژی

به منظور درنظرگرفتن توزیع جغرافیایی دما در سطح زمین، مدل‌های موازنه انرژی صفر بعدی را می‌توان تعمیم داد تا یک (معمولاً عرض جغرافیایی) یا دو بعد افقی را وارد کرد (شکل ۱۳-۳). سپس یک عبارت اضافی Δtransp در معادله اول وارد می‌شود که اثر خالص ورودی و خروجی مربوط به جابه‌جایی افقی را نشان دهد:

$$C_F \frac{\partial T_{s,i}}{\partial T} = \left((1-\alpha_p)\frac{S_0}{4} - A\uparrow \right) + \Delta transp \qquad \text{رابطه (۳-۱۸)}$$

اندیس i به دمای سطح اضافه شده است تا نشان دهد که متغیر با ناحیه i متناظر است. ساده‌ترین فرم برای جابه‌جایی، درنظرگرفتن آن به‌صورت تابعی خطی از دماست، ولی پارامتربندی‌های پیشرفته‌تری مانند عبارت پخشی نیز به کار برده شده است.

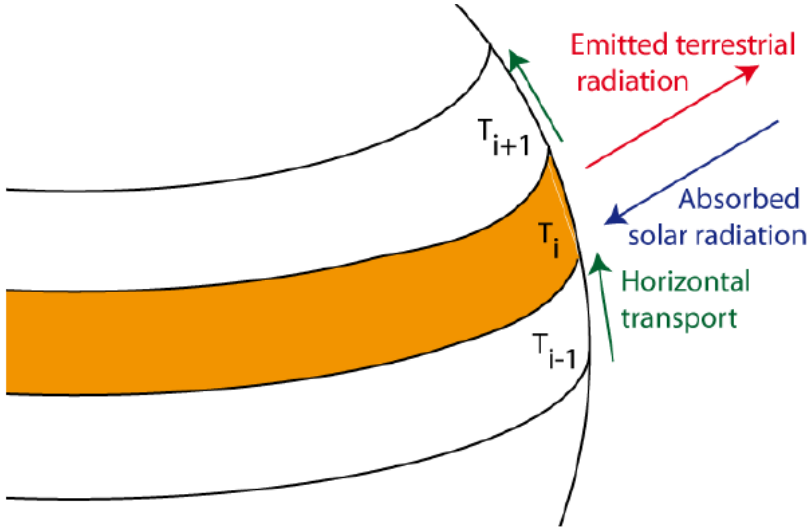
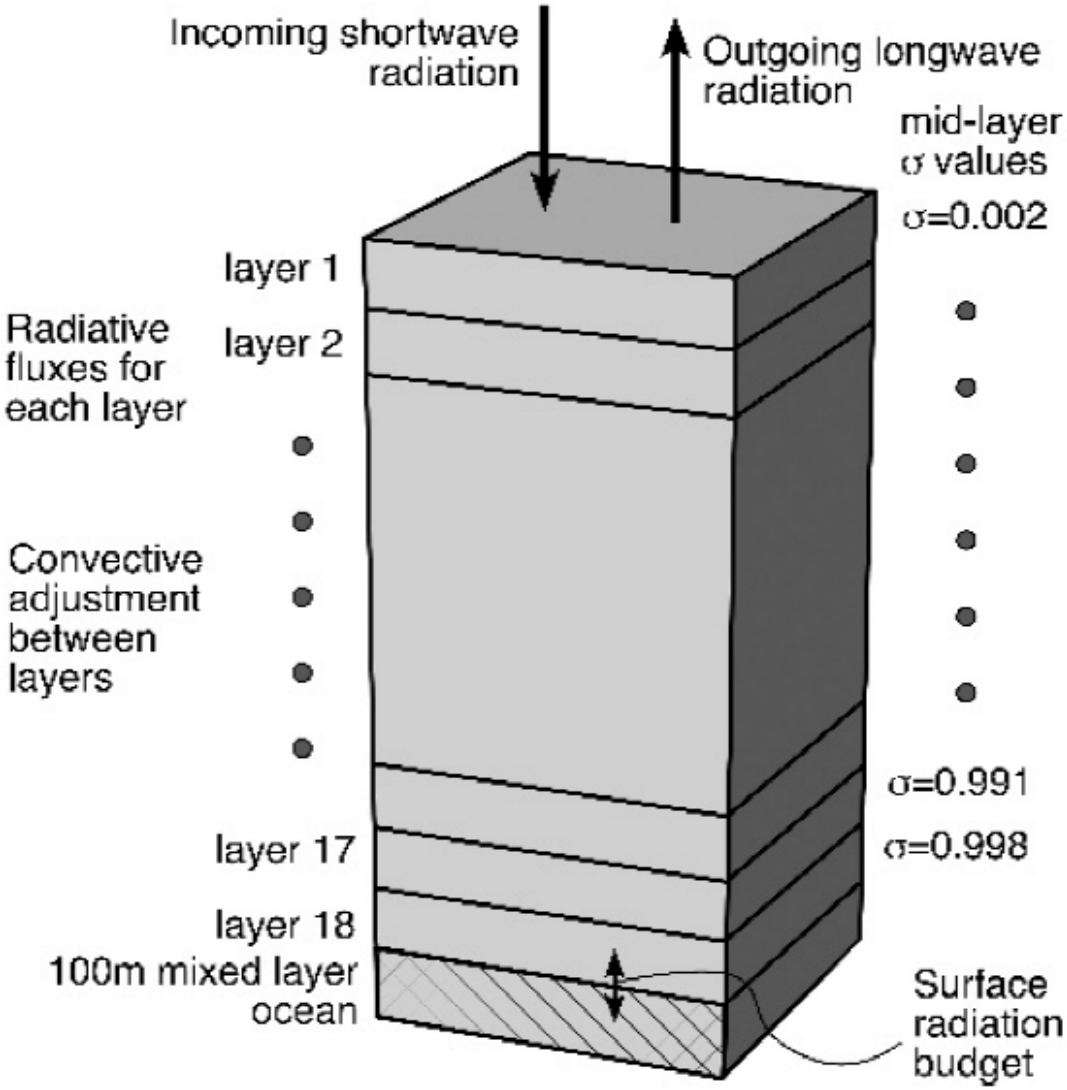


Figure 3.3: Representation of a one-dimensional EBM for which the temperature T_i is averaged over a band of longitude.

مدل تابشی-همرفت، یک بعدی



The vertical structure of an RC model. This particular model (which is included on the Primer CD) has 18 vertical layers and includes a 100 m ocean slab to represent the thermal inertia of the ocean mixed layer

مدل تابشی-همرفتی یک بعدی

مدل‌های یک‌بعدی تابشی- همرفتی نشان‌دهنده روش جایگزین برای مدل‌سازی به نسبت ساده از آب و هوا هستند و آنها نیز در پایین هرم مدل‌سازی قرار دارند (شکل ۱۴-۳). در این مورد عبارت "یک‌بعدی" به ارتفاع اشاره دارد. مدل تابشی- همرفتی یک‌بعدی با تأکید بر متوسط دمای سطحی جهانی طراحی شده است، اگرچه دمای سطوح مختلف جو را می‌توان به‌دست‌آورد.

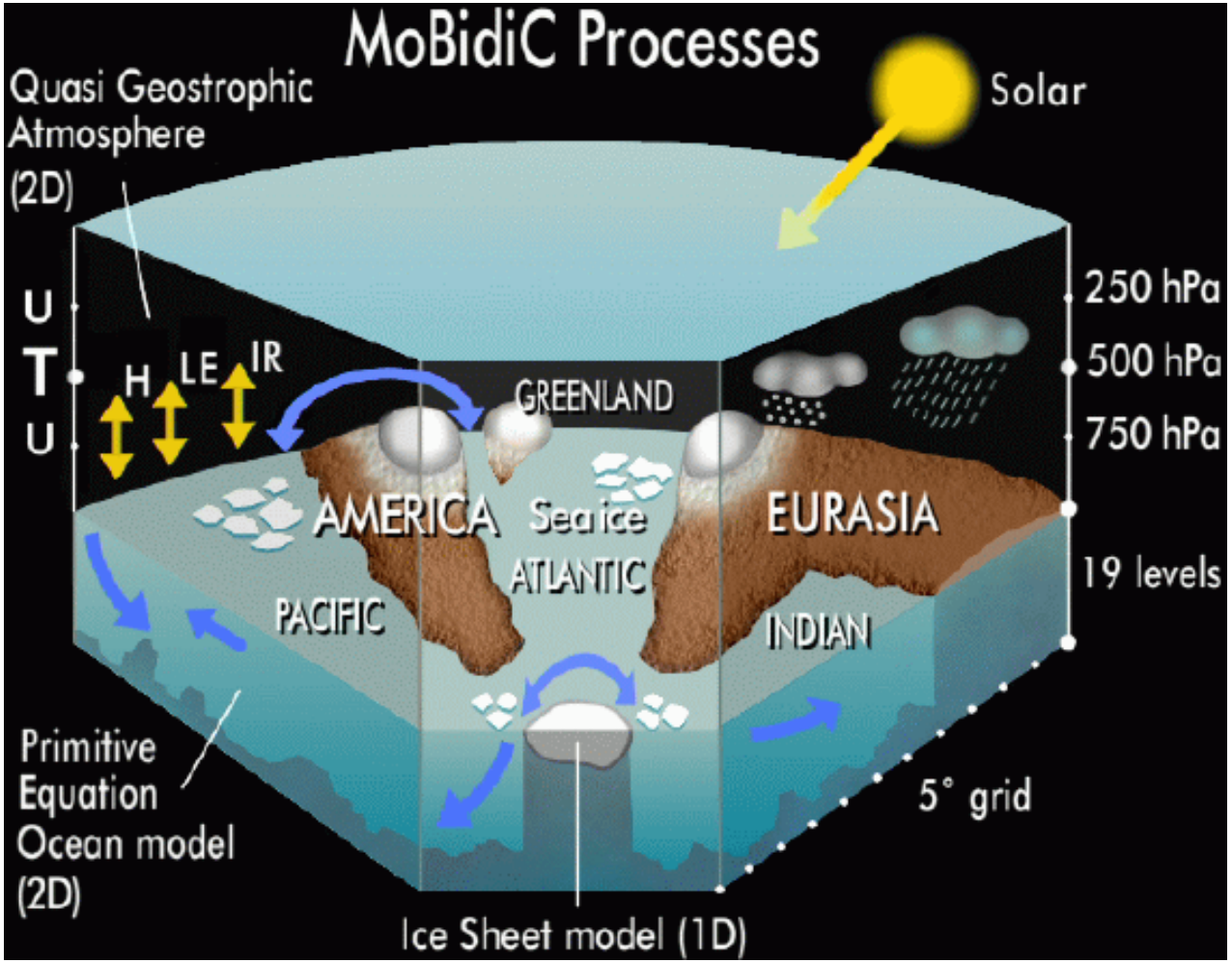
تأکید اصلی در این مدل، محاسبه صریح و روشن شار تابش خورشیدی و زمینی (جریان‌های تابشی) است. در یک جو ایزوترمال، مقادیر گرمایش برای تعدادی از لایه‌ها در جو محاسبه شده است، اگرچه مقدار ابر، خواص نوری و آلبدو از سطح نیز باید مشخص شوند. تغییر دما در هر لایه، که ناشی از نبود تعادل بین تابش خالص در بالا و پایین لایه است، محاسبه می‌شود. در پایان هر گام زمانی پروفایل دمای تابشی اصلاح‌شده تولید می‌شود. اگر میزان افت محاسبه‌شده بیش از برخی از مقدار افت "بحرانی" از پیش تعیین شده باشد، فرض می‌شود جو به طور همرفتی ناپایدار است. مقدار اختلاط عمودی، برای برقراری مجدد افت محیطی تعیین شده، اجرا می‌شود و مدل اقدام به محاسبه گام زمانی تابشی بعدی می‌کند. این روش ادامه می‌یابد تا دوباره توازن همرفتی برقرار شود که زمان طولانی نیاز ندارد و جریان‌های خالص برای هر لایه به صفر برسد.

مدل با پیچیدگی متوسط

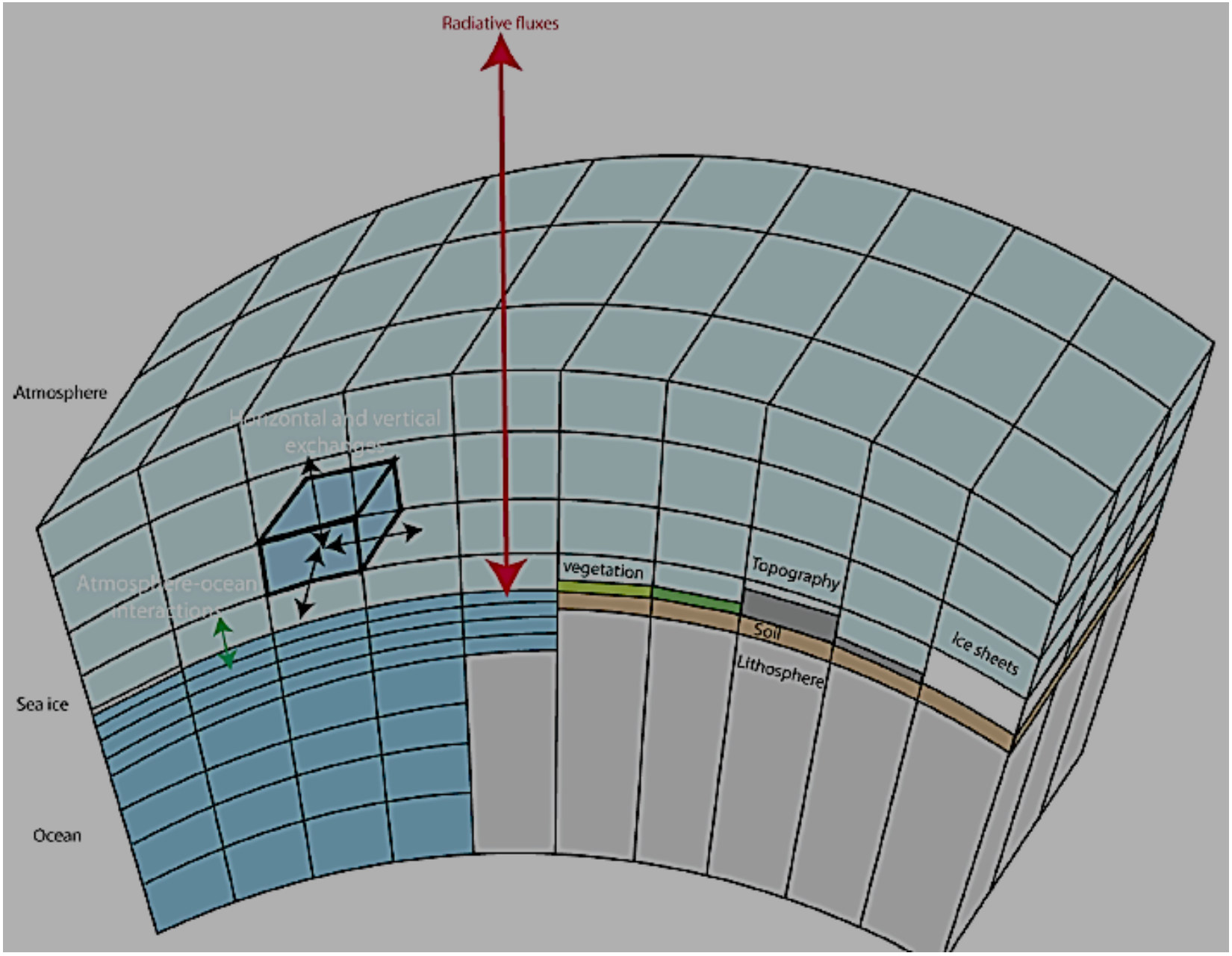
Schematic illustration of the structure of the climate model of intermediate complexity MOBIDIC that includes:

- A **zonally** averaged atmosphere
- A 3-basin **zonal** oceanic model (corresponding to the Atlantic, the Pacific and the Indian Oceans)
- Simplified ice sheets.

More details about this model are available at http://www.astr.ucl.ac.be/index.php?page=MoBidiC%40Description.



مدل های گردش عمومی

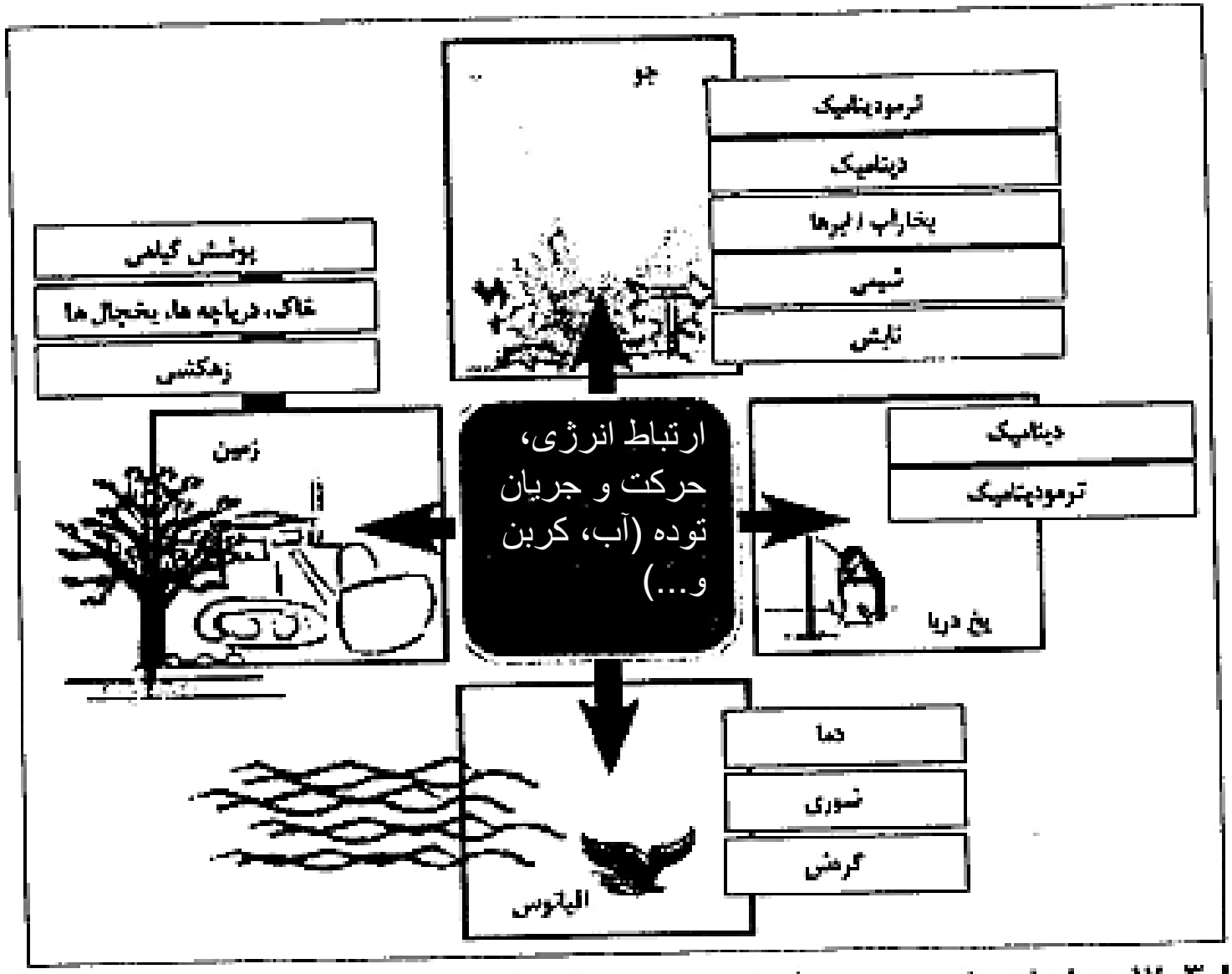


مدل های گردش عمومی

مدل‌های گردش عمومی دقیق‌ترین و پیچیده‌ترین توصیف را از سیستم آب و هوایی به دست می‌دهند. در حال حاضر، قدرت تفکیک شبکه‌بندی آن‌ها معمولاً از ۱۰۰ تا ۲۰۰ کیلومتر است. درنتیجه در مقایسه با EMICs (قدرت تفکیک شبکه‌بندی بین ۳۰۰ و هزاران کیلومتر دارند)، اطلاعات بسیار دقیق‌تری را در یک مقیاس منطقه‌ای فراهم می‌کنند. در چند سال گذشته، مدل‌های گردش عمومی تنها نمایشی از جو، سطح زمین، گاهی اوقات گردش اقیانوسی و یک نسخه بسیار ساده شده از یخ دریا را دربرمی‌گرفتند. امروزه، مدل‌های گردش عمومی مؤلفه‌های بیشتری را درنظرمی‌گیرند و بسیاری از مدل‌های جدید هم اکنون به مدل‌های پیشرفته‌تری از یخ دریا، چرخه کربن، حرکات صفحات یخ و حتی شیمی جو توجه می‌کنند (شکل ۱۶-۳).

به دلیل تعداد زیاد فرایندهای موجود و قدرت تفکیک به نسبت بالای آنها، شبیه‌سازی مدل‌های گردش عمومی نیاز به زمان محاسبه زیادی دارد؛ برای مثال آزمایشی که یک قرن را پوشش می‌دهد، به‌طورمعمول چند هفته طول می‌کشد تا روی سریع‌ترین کامپیوترها اجرا شود. با افزایش توان محاسباتی، شبیه‌سازی‌های طولانی‌تری با قدرت تفکیک بالاتر امکان‌پذیر می‌شوند که می‌تواند جزئیات منطقه‌ای بیشتری را نسبت به تولید قبلی مدل‌ها در اختیار قرار دهد (گوس و همکاران، ۲۰۱۰).

مدل های سیستم آب و هوایی جفت شده



شکل ۳-۱۲- مدل‌های جفت‌شده جوی-اقیانوسی مدرن از بخش‌های مجزا ساخته شدند که با یک متصل‌کننده (قسمت سیاه رنگ)، برنامه‌ای که شارهای بین اجزای مدل را انتقال می‌دهد، با هم ارتباط دارند.

مدل های سیستم آب و هوایی جفت شده

کامل‌ترین مدل‌های سیستم آب و هوایی با جداسازی و سپس حل معادلاتی ساخته شده‌اند که نشان‌دهنده قانون‌هایی است که بر رفتار جو، اقیانوس و سطح زمین حاکم است. این مدل‌های سه‌بعدی از گردش عمومی جو و اقیانوس به طور کلی به‌عنوان مدل‌های گردش عمومی شناخته شده‌اند. اصطلاح "GCM" اغلب بدون دقت زیاد استفاده می‌شود و می‌تواند به عنوان مدل جهانی آب و هوا و یا مدل گردش عمومی در نظر گرفته شود. در مورد دوم، اغلب با افزودن "A" به اول اسم به عنوان مدل‌های جوی یا با افزودن واژه اختصاری "O" به عنوان مدل‌های اقیانوسی استفاده و صحبت می‌شود. گاهی اوقات اصطلاح "جفت شده[1]" و واژه اختصاری "CGCM" نیز استفاده می‌شود.

با این حال، وقتی مدل‌ها توسعه یافتند، میزان تلاش محاسباتی برای اجزای افزوده‌شده بیشتر از تلاش لازم فقط برای شبیه‌سازی جو انجام شد. CGCMها و برخی از AGCMها می‌توانند شامل نمایش پیچیده‌ای از سطح زمین باشند. امروزه، مدل‌های سیستم آب و هوایی کامل و سه بعدی معمولاً مدل‌های سیستم اقلیم جفت‌شده نامیده می‌شوند، یا سازمانی مشابه به آنچه که در شکل ۱۷-۳ نشان داده شده است. در واقع، مدل مجموعه منسجم از مدل‌هایی است که با ماژول متصل‌کننده تخصصی باهم مرتبط باشند. تفاوت‌ها در هندسه و ترکیب جو و اقیانوس بدین معنی است که تفاوت‌های قابل‌توجهی در روش‌های مدل‌سازی ارائه شده، و متصل‌کننده باید با اینها ارتباط برقرار کند. در این بخش، از شکل ۳-۱۷ به‌عنوان چارچوبی برای بحث استفاده می‌شود. برخی روش‌هایی که در آن سیستم آب و هوایی مدل‌سازی شده‌اند، در سه بعد شرح داده شدهٔ است. راه‌هایی که در آن این مدل‌های جوی، اقیانوسی، یخ‌کره و زیست‌کره ساخته شده و روش‌هایی که آنها استفاده می‌شود نیز در اینجا در نظر گرفته شده است.

مدل های سیستم آب و هوایی جفت شده

انتقال تابشی

طرح تابش AGCM به احتمال زیاد برای ترکیب هر دو چرخه‌های خورشیدی روزانه و سالانه است. به‌طورکلی، طرح‌های تابش پیچیدگی کمتری نسبت به طرح‌های گنجانیده شده در مدل‌های یک‌بعدی همرفتی- تابشی دارند، اما در کل مشابه هستند. البته، شارهای موج کوتاه و موج بلند به‌طورجداگانه مورد بررسی قرار می‌گیرند.

تابش خورشیدی به وسیله گازهای جوی، ابرها و سطح زمین جذب و پراکنده می‌شود. بیشتر AGCMها برنامه‌های تابش موج کوتاه دارند که پخش و جذب به وسیله ابرها را به عنوان یک تابع از زاویه زنیت خورشیدی درنظرمی‌گیرند (برای مثال برنامه دلتا- ادینگتون که در مدل NCAR انجمن جوی استفاده شد).

مدل های سیستم آب و هوایی جفت شده

ویژگی‌های پخش بر مبنای ویژگی‌های فیزیکی ابر مانند میزان آب در حالت مایع و توزیع اندازه قطرات استوار است. اگرچه مدل‌های اولیه از آلبدوی تعیین‌شده‌ای برای ابرها استفاده می‌کردند، درحال‌حاضر ویژگی آن گاهی به گونه‌ای دیگر در زمین و اقیانوس مشخص شده‌اند (جدول ۱-۳). پخش و جذب تابش خورشیدی در کمتر از ۲۰ منطقه یا مناطق بسیار طیفی (بسته GCM) در نظر گرفته شده است. معمولاً تنها جذب‌کننده‌های گازی مدنظر در طول موج‌های خورشیدی ازن و بخارآب هستند، هر چند برخی از مدل‌ها نیز دی‌اکسیدکربن و ازن را درنظرمی‌گیرند. مدل‌ها همچنین ممکن است اثرات پخش‌کنندگی ذرات معلق هوا در این نواحی طول موج را شامل شوند (گوفی و سلرز، ۲۰۰۵).

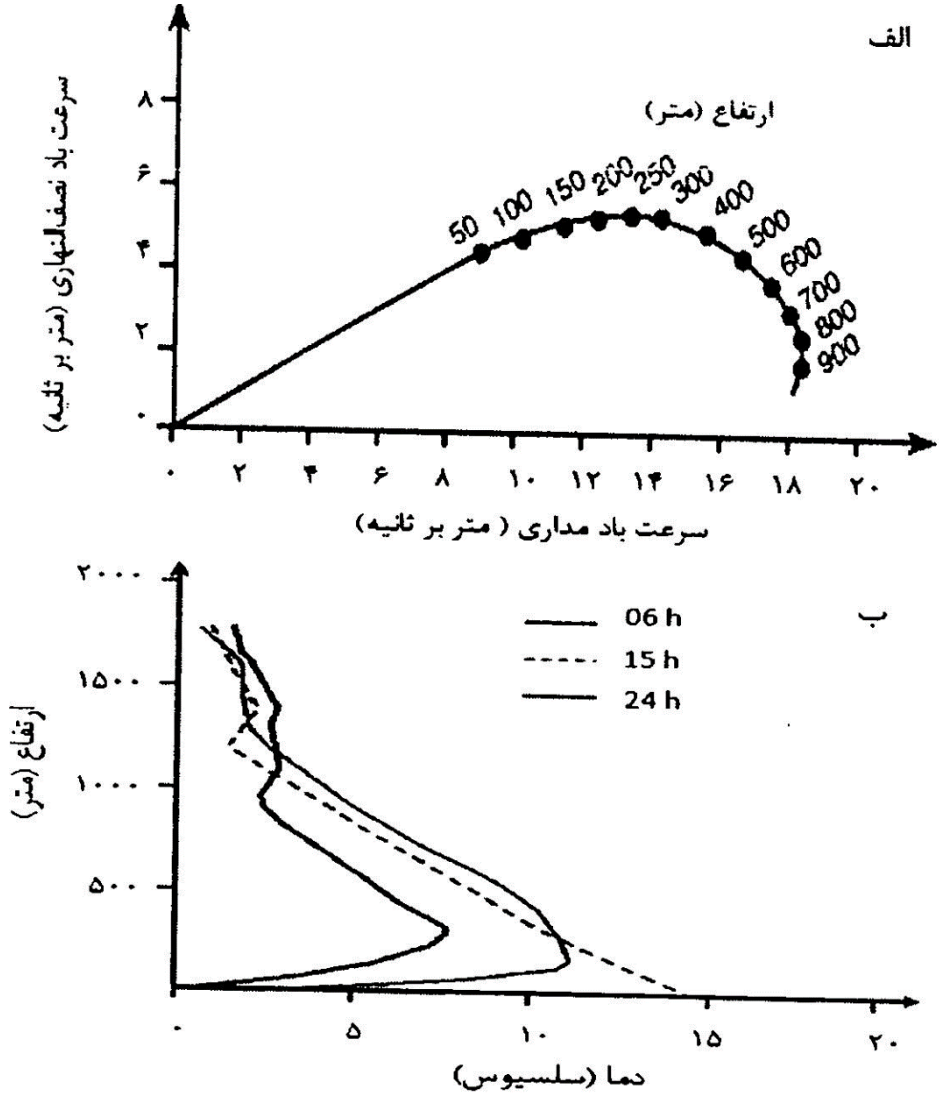
جدول ۱-۳- مقدار آلبدو، پخش و جذب ابرها

سطح ابر	آلبدو	قابلیت پخش	قابلیت جذب
بالا	۰/۲۵	۰/۷۵	۰/۰۰۵
متوسط	۰/۶۰	۰/۳۸	۰/۰۲
پایین	۰/۷۰	۰/۳۶	۰/۰۳۵

مدل های سیستم آب و هوایی جفت شده

قابلیت انتشار و انتقال برای هر گاز در هر فاصله در برخی از دماها، به عنوان مثال ۲۶۳ کلوین، گاهی اوقات در کد کامپیوتر به عنوان "جدول‌های مرجع[1]" ذخیره می‌شود. در مورد دی‌اکسیدکربن تصور می‌شود که به طور یکنواخت ترکیب شده و یک میانگین غلظت در حدود ppmv ۳۳۰ دارد (پروژه مقایسه مدل جوی[2] (۱۹۹۶) از ppmv ۳۴۵ استفاده می‌کند) و در آزمایش‌های "گلخانه‌ای" این مقدار افزایش می‌یابد. بسیاری از گازهای کمیاب، مانند N2O ، CFCها و CH4 وجود دارند که ممکن‌است در محاسبات جذب مادون قرمز گنجانده شوند. گاهی فرض می‌شود که سطح و ابرها به عنوان بخش‌های سیاه و سفید برای محاسبات طول موج عمل می‌کنند، هر چند در برخی از طرح‌ها، خواص ابر از محتوای آب یا یخ ابر و به تازگی از مقادیر ماهواره‌ای به‌دست‌آمده از قابلیت انتشار سطحی استنتاج شده‌اند. ارزیابی شارهای تابشی محاسبه شده می‌تواند با مقایسه شارهای محاسبه شده در سقف جو با شارهای مشاهده شده در ماهواره انجام شود (گوفی و سلرز، ۲۰۰۵).

لایه مرزی



شکل ۲۰-۳- (الف) چرخش باد اکمن با دو مؤلفه باد افقی؛ **(ب)** تغییرات دمای روزانه زمستان در لایه مرزی. هیچ یک از این پدیده‌ها را در GCM به دلیل این که قدرت تفکیک عمودی مدل در نزدیکی سطح بسیار بزرگ است نمی‌توان به طور کامل نشان داد (گوفی و سلرز،۲۰۰۵).

لایه مرزی

لایه مرزی جو، منطقه‌ای است که در آن اصطکاک سطح اثر بزرگی بر جریان هوا دارد (گوفی و سلرز، ۲۰۰۵). چرخه روزانه گرمایش تابشی باعث ایجاد چرخه شارهای گرمای محسوس و نهان بین زمین و هوا می‌شود که این شارها نمی‌توانند مستقیم به جو برسند، بلکه در یک لایه کم‌عمق مجاور سطح زمین در تروپوسفر محبوس می‌شوند. این لایه چرخه روزانه‌ای از تغییرات دما، رطوبت، باد و آلودگی را تجربه می‌کند. تلاطم نیز معمول است و یکی از عوامل طبیعت یکنواخت لایه مرزی است. (فلاح قالهری، ۱۳۹۳). در این لایه باد نزدیک به سطح نسبت به جهت باد در جو آزاد تغییر جهت می‌دهد و مارپیچ اکمن را ایجاد می‌کند (شکل ۲۰-۳ الف). همچنین لایه مرزی ممکن است از نوسانات بزرگ دما و رطوبت (شکل ۲۰-۳ ب) و تغییرات عمق آن در چرخه روزانه متأثر شود. این ویژگی را نمی‌توان به طور کامل در بیشتر مدل‌های گردش عمومی نشان داد؛ به این دلیل که قدرت تفکیک عمودی نامناسب است و طرح‌های پارامتری کردن قادر به تولید تقریب‌های کافی برای فرایند درگیر نیست.

لایه مرزی

یکی از ویژگی‌های مهم لایه مرزی پایداری آن است. این ویژگی براساس اختلاف دمای پتانسیل، $\Delta\theta$ (Z) بین سطح و پایین‌ترین سطح مدل، در ارتفاع z و تفاوت بین $\Delta q(Z)$ رطوبت ویژه اشباع شده در دما و فشار سطح و رطوبت ویژه پایین‌ترین لایه محاسبه می‌شود. عدد ریچاردسون Ri به عنوان یک تابع از $\Delta\theta$ (z) ، Δq (z)، دمای پایین‌ترین لایه، T، و سرعت باد V(s) پایین‌ترین لایه محاسبه می‌شود. به طوری که:

$$R_i = \frac{gz[\Delta\theta(z)+0.61T\Delta q(Z)]}{TV^2(z)}$$ رابطه (۳-۱۹)

این رابطه به همراه طول ناهمواری سطحی مشخص به‌منظور تعیین اندازه ضرایب انتقال برای تکانه، حرارت محسوس و رطوبت استفاده می‌شود. در AGCMهایی با یک طرح سطح زمینی ساده، مقادیر ناهمواری سطح به طور معمول حدود ۰/۱ متر روی زمین و ۴ تا ۱۰ متر در اقیانوس است.

10^{-4}مترصحیح است

لایه مرزی

شار سطحی،Fx، از هر متغیر x به دست می‌آید:

رابطه (۳-۲۰) $$F_x=-C_xV(z)\Delta x(z)$$

Cx اندازه ضریب انتقال (که می‌تواند برای شارهای مختلف متفاوت باشد) و Δx(z) تفاوت بین مقدار xدر ارتفاع (Z) و در سطح است. شارهای سطحی محاسبه و مقدار دما و رطوبت در سطح و پایین‌ترین لایه جوی بر این اساس به روز شده‌اند. اگر چه طیف گسترده‌ای از برنامه‌های لایه مرزی در AGCMها استفاده می‌شود، ارتباط بین سطح و پایین‌ترین لایه مدل در تمام این طرح‌ها مشابه است. انتقال گرما، بخارآب و تکانه در جو از طریق تبادلات آشفته انجام می‌شود. تبادلات آشفته[1] بین لایه‌های جو در لایه مرزی معمولاً با استفاده از مفهوم انتشار گردابی (Eddy) مدل‌سازی می‌شود. در روش انتشار گردابی، فرض بر این است که شار آشفته F'_x بین سطوح مدل مجاور متناسب با گرادیان عمودی آن مقدار است و داده می‌شود با:

رابطه (۳-۲۱) $$F'_x = -K_x\left(\frac{dx}{dz}\right)$$

Kx ضریب انتشار برای x مشخصه است. ضریب انتشار بالا را می‌توان به صورت زیر بیان کرد:

رابطه (۳-۲۲) $$k_x = l^2(dV/dz)$$

که V سرعت باد افقی وl طول اختلاط[2] است (گوفی و سلرز، ۲۰۰۵).

پیش بینی ابر

مقدار ابر برای طرح تابش مهم است، اما هیچ قانون واحد و ساده‌ای وجود ندارد که بر شکل‌گیری ابرها حاکم باشد. حساسیت به نسبت زیاد محاسبات تابش به توزیع ابر بدان معنی است که فعل و انفعالات ابر- تابش به عنوان اساسی برای توسعه بیشتر مدل شناخته شده است. مدل‌های اقلیم جهانی اولیه مقدار ابر به طور ناحیه‌ای یا در سطح جهانی را با توجه به مقادیر اقلیمی مشخص می‌ساختند. مدل‌های آب و هوای مدرن نوع و مقدار ابر را از متغیرهای دیگر تشخیص می‌دهند. اکثر مدل‌ها دارای طرح‌هایی هستند که بین ابرهای همرفتی و ابرهای چندلایه تمایز قائل می‌شوند، که پیش‌بینی‌های اول به نتایج طرح همرفتی و دومی به تراکم در مقیاس بزرگ مربوط هستند. مدل‌ها به طور روز افزون شامل طرح‌های پیش‌بینی برای آب مایع و یخ در ابر شدند و از این رو قادرند خواص نوری ابر را محاسبه کنند.

پیش بینی ابر

اوایل در برنامه‌های پیش‌بینی ابر فقط مقدار ابر را به رطوبت نسبی در مقیاس بزرگ ارتباط می‌دادند. چنین روشی می‌تواند به سادگی این فرض باشد که پوشش ابر ۱۰۰ درصد برای رطوبت نسبی بالای یک آستانه خاص (به طور معمول بین ۸۰ و ۱۰۰ درصد) و صفر برای رطوبت در زیر این آستانه است. همچنین در آن طرح‌هایی بوده است که در آن مقدار ابر، Ac، تابعی ساده از رطوبت نسبی، Rh، و مانند شکل درجه دوم است:

$$A_c = \left(\frac{RH-a}{b}\right)^2$$ رابطه (۳-۲۳)

که در آن a و b مقدار ثابت تجربی هستند.

همچنین برنامه‌هایی طراحی شده است که جامع‌تر از این طرح ها هستند؛ به عنوان مثال، ارزیابی ابر براساس سرعت عمودی و پایداری جوی، به علاوه رطوبت نسبی. این طرح به وسیله انجمن NCAR استفاده شده است که سه نوع ابر را تشخیص می‌دهد: ابر همرفتی، ابر لایه‌ای و استراتوکومولوس دریایی. امکان دارد ابرها در هر لایه به جز پایین‌ترین لایه تشکیل شوند و حداقل درصد پوشش برای ابر همرفتی ۲۰ درصد است. ابرهای استراتوکومولوس دریایی براساس یک رابطه تجربی بین مقدار پوشش ابر و ویژگی‌های جو زیر سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال تشخیص داده می‌شوند.

پیش بینی ابر

اوایل در برنامه‌های پیش‌بینی ابر فقط مقدار ابر را به رطوبت نسبی در مقیاس بزرگ ارتباط می‌دادند. چنین روشی می‌تواند به سادگی این فرض باشد که پوشش ابر ۱۰۰ درصد برای رطوبت نسبی بالای یک آستانه خاص (به طور معمول بین ۸۰ و ۱۰۰ درصد) و صفر برای رطوبت در زیر این آستانه است. همچنین در آن طرح‌هایی بوده است که در آن مقدار ابر، Ac، تابعی ساده از رطوبت نسبی، Rh، و مانند شکل درجه دوم است:

$$A_c = \left(\frac{RH-a}{b}\right)^2$$ رابطه (۳-۲۳)

که در آن a و b مقدار ثابت تجربی هستند.

همچنین برنامه‌هایی طراحی شده است که جامع‌تر از این طرح ها هستند؛ به عنوان مثال، ارزیابی ابر براساس سرعت عمودی و پایداری جوی، به علاوه رطوبت نسبی. این طرح به وسیله انجمن NCAR استفاده شده است که سه نوع ابر را تشخیص می‌دهد: ابر همرفتی، ابر لایه‌ای و استراتوکومولوس دریایی. امکان دارد ابرها در هر لایه به جز پایین‌ترین لایه تشکیل شوند و حداقل درصد پوشش برای ابر همرفتی ۲۰ درصد است. ابرهای استراتوکومولوس دریایی براساس یک رابطه تجربی بین مقدار پوشش ابر و ویژگی‌های جو زیر سطح ۷۰۰ هکتوپاسکال تشخیص داده می‌شوند.

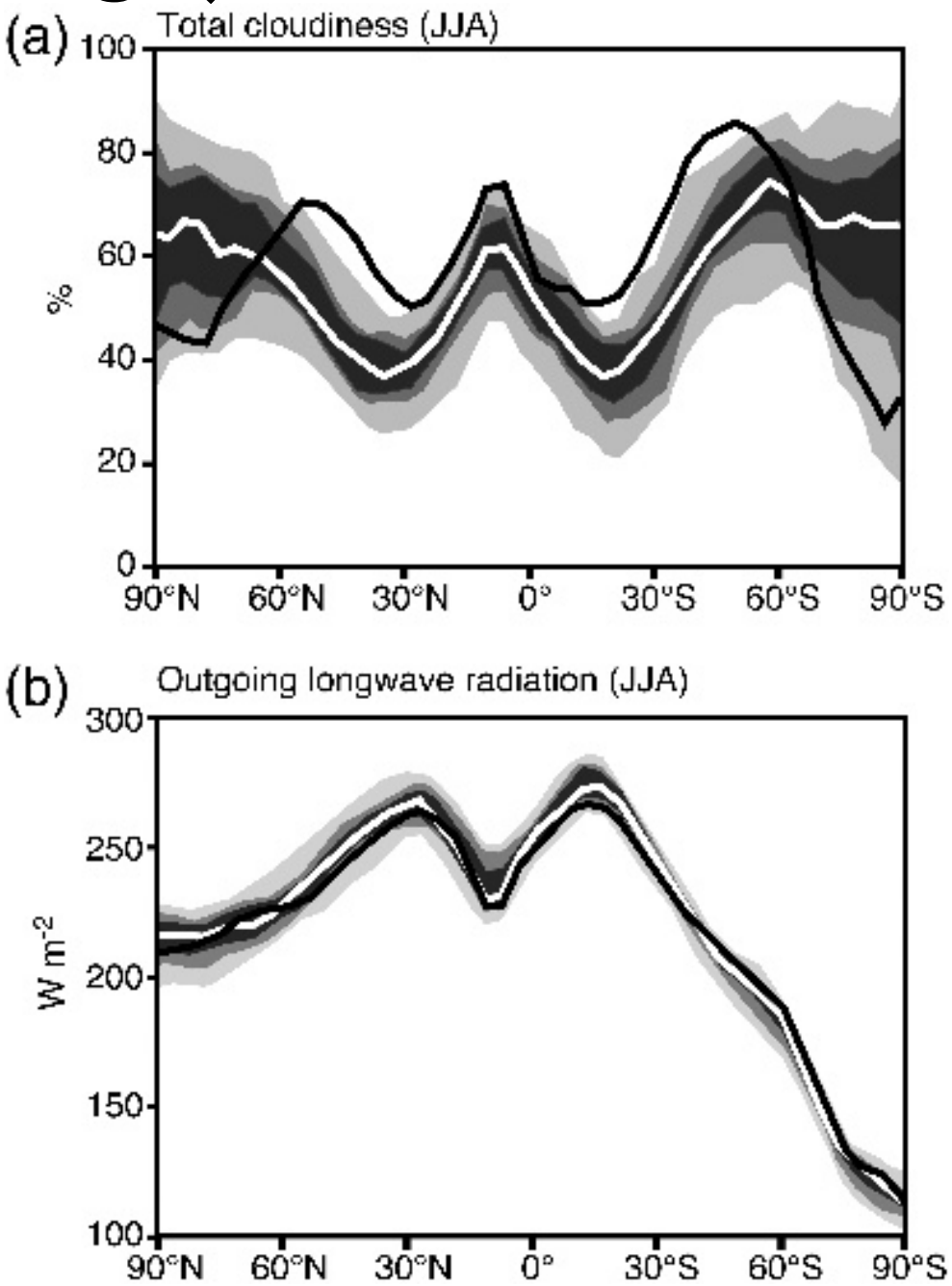
پیش بینی ابر

سندان‌های ابر سیروس زمانی تشکیل می‌شوند که جریان خروجی بالای سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال مرتبط با فعالیت‌های همرفتی وجود دارد. ابرهای دیگر براساس رطوبت نسبی، پایداری و حرکت عمودی شکل می‌گیرند. طرح‌واره‌های ابر مختلف به وسیله مدل‌های مختلف استفاده شده و تفاوت در متغیرهای اصلی مورد استفاده در نتایج پیش‌بینی به وسیله شکل ۲۱-۳ به خوبی نشان داده شده است. تفاوت‌های بسیار زیاد توزیع ابر در میان این مدل‌ها (شکل ۲۱-۳ الف) به طور کلی با تعیین ارتفاعات و خواص ابر مختلف تصحیح می‌شود. به این ترتیب، جریان‌های تابش سطحی و تابش بالای جو (شکل ۲۱-۳ ب) در مدل‌ها اغلب نسبت به نواحی پوشیده از ابر بسیار نزدیک به هم هستند. بسیاری از مشکلات در پیش‌بینی ابر ناشی از پارامتری کردن تحت مقیاس شبکه است. ابرهای کومولوسی به میزان قابل توجهی کوچکتر از اندازه شبکه AGCMها هستند و تراکم لایه‌ای به احتمال زیاد در فاصله عمودی کوچکتر از تفکیک عمودی AGCM اتفاق می‌افتد. حل مشکلات پارامتری کردن تحت مقیاس

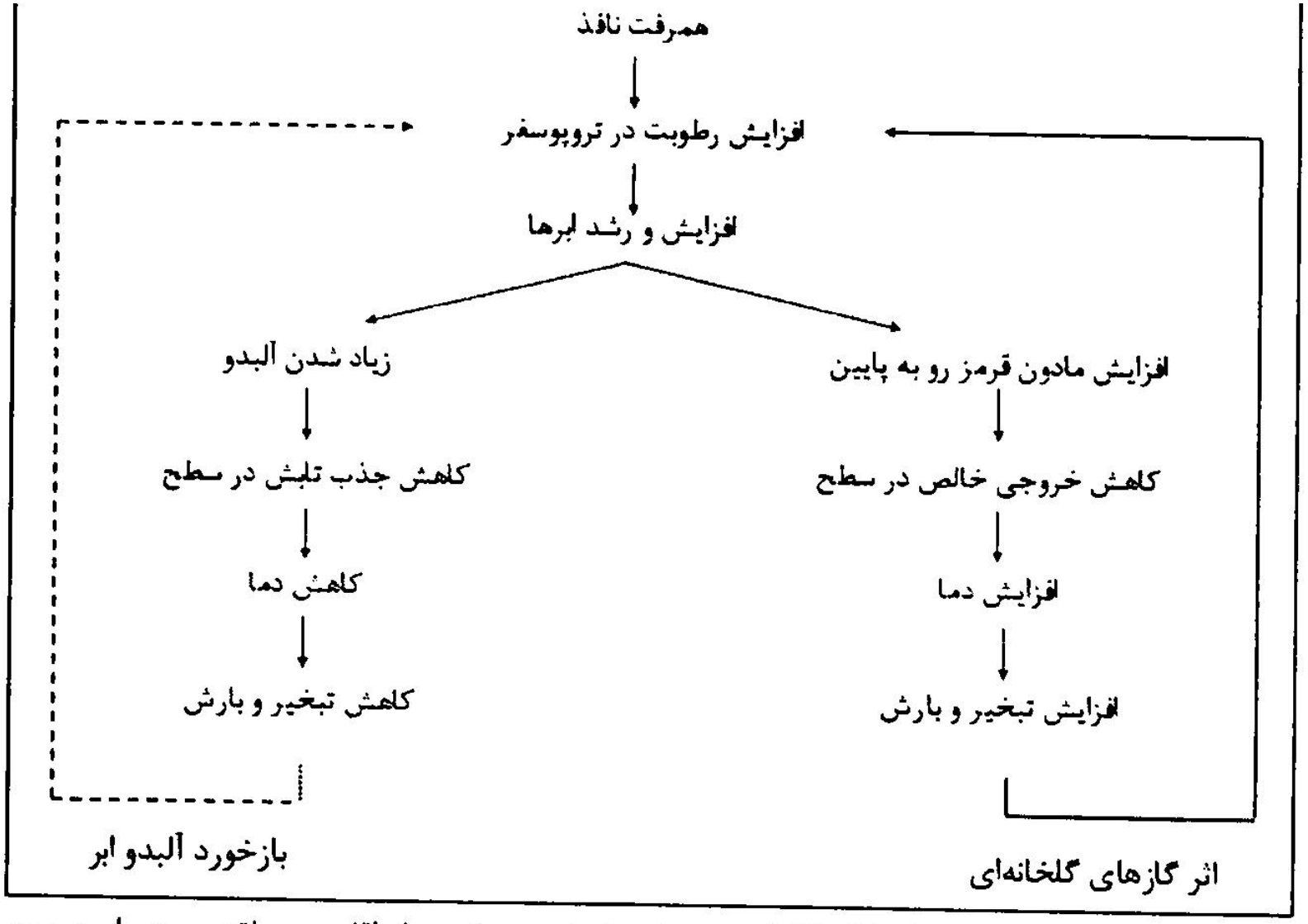
پیش بینی ابر

(a) Total cloud cover (%) for July from the models participating in the Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP), showing model mean and percentiles at 10, 20, 30, 70, 80 and 90, and observational data from the International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP).

(b) As for (a), but for outgoing longwave radiation, with observations from NOAA polar orbiter satellite data. There is much greater agreement between model simulations of outgoing longwave radiation than there is for cloudiness. This is because models have been 'tuned' to match the observed radiation fluxes (reproduced by permission from Houghton *et al*., 1996)

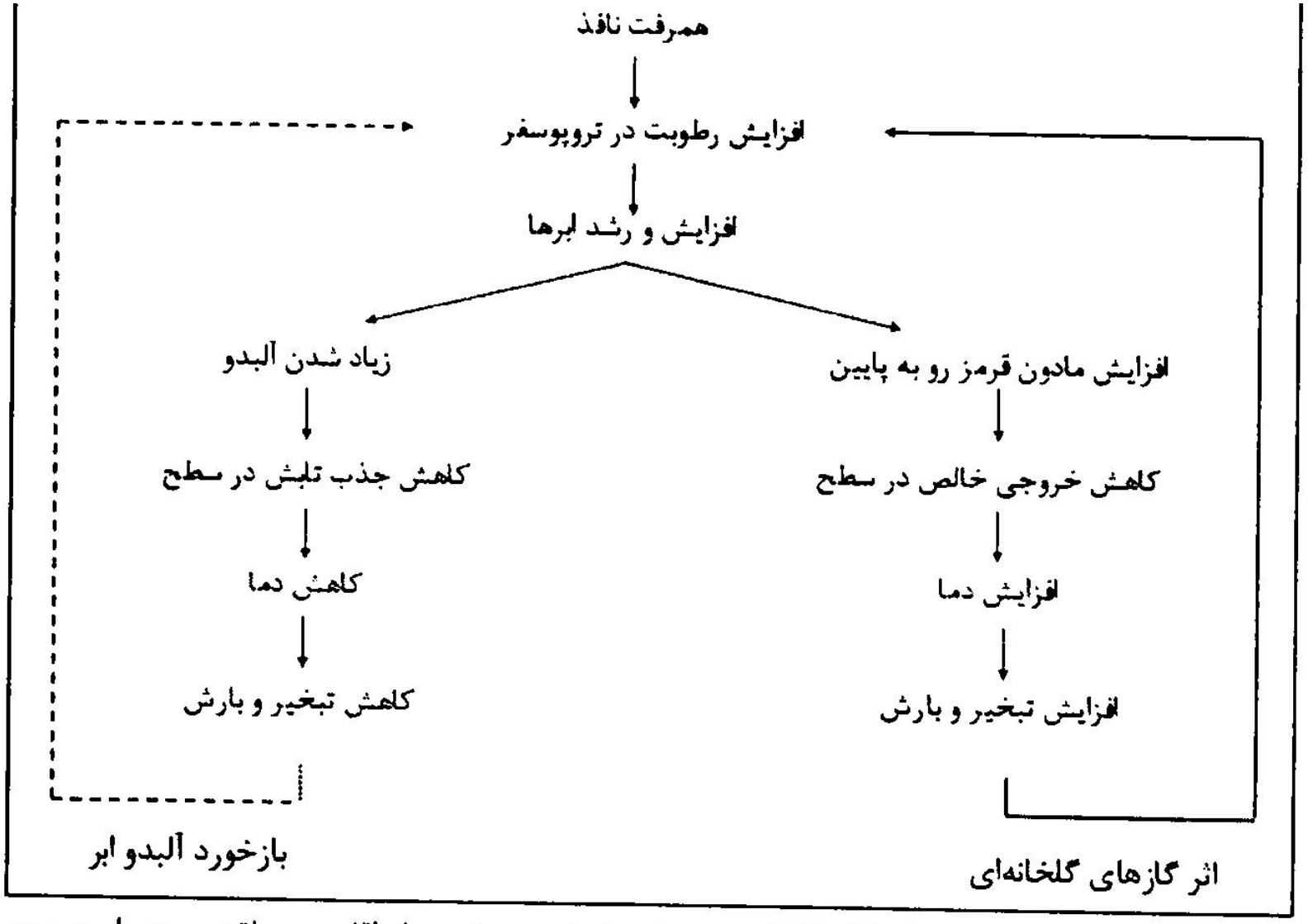


فرایندهای همرفت



شکل ۲۲-۳- حلقه بازخورد در ارتباط با افزایش همرفت نفوذی در یک مدل اقلیمی. حلقه سمت راست منجر به افزایش حساسیت سیستم از طریق افزایش گردش رطوبت و حلقه سمت چپ منجر به کاهش حساسیت به دلیل افزایش آلبدو ابر می شود.

فرایندهای همرفت



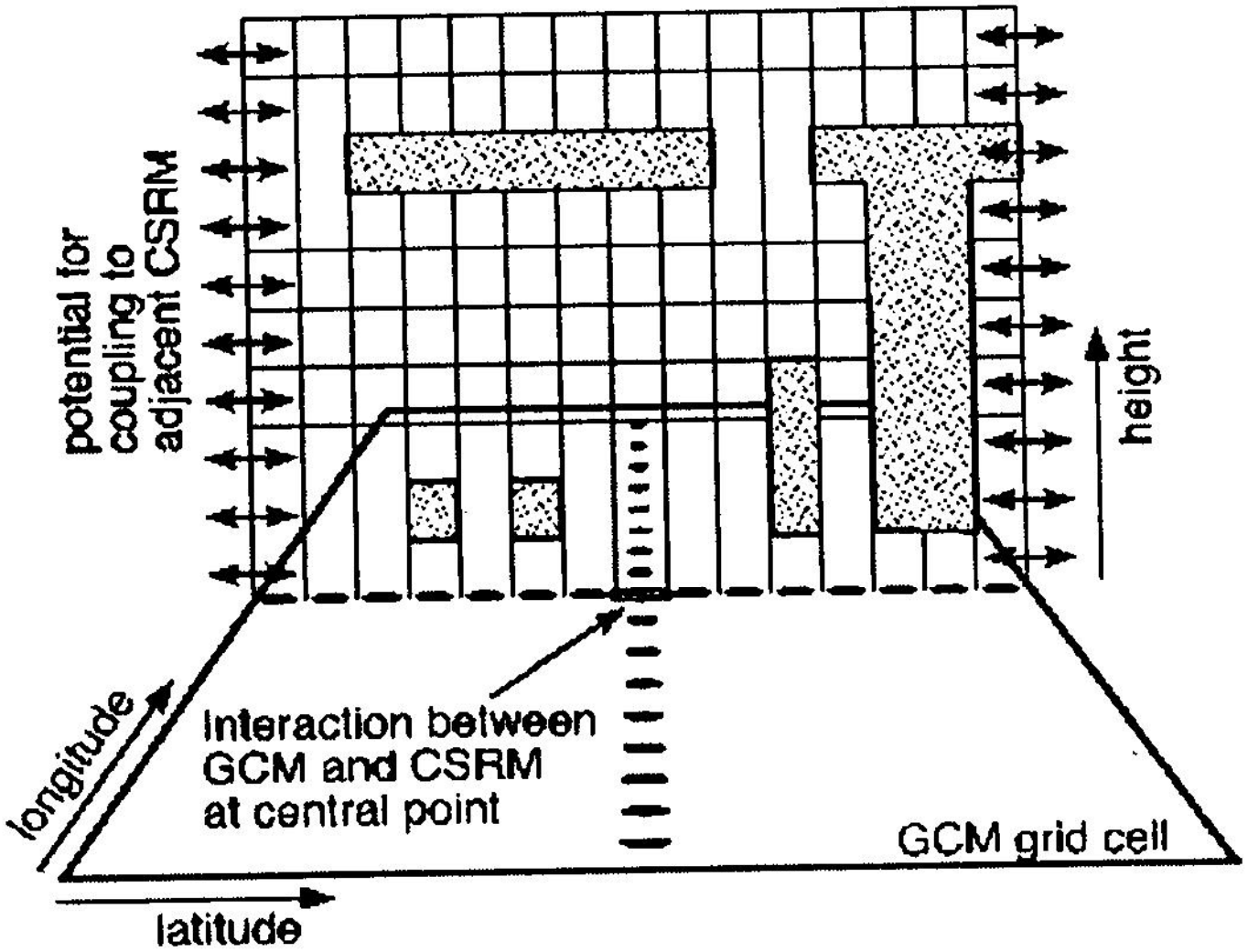
شکل ۲۲-۳- حلقه بازخورد در ارتباط با افزایش همرفت نفوذی در یک مدل اقلیمی. حلقه سمت راست منجر به افزایش حساسیت سیستم از طریق افزایش گردش رطوبت و حلقه سمت چپ منجر به کاهش حساسیت به دلیل افزایش آلبدو ابر می شود.

فرایندهای همرفت

یک گروه مدل‌سازی نشان داد که گنجاندن طرح همرفت نفوذی در مدل، حساسیت اقلیمی مدل را افزایش می‌دهد (سمت راست شکل ۲۲-۳). معلوم شد که گنجاندن آزمایش‌های همرفتی پیچیده‌تر نیازمند بهبود در طرح بازتاب ابر است (سمت چپ شکل ۳-۲۳) تا از ارائه اطلاعات نادرست درباره حساسیت آب و هوا جلوگیری شود (گوفی و سلرز، ۲۰۰۵).

روشی که توانایی‌های بالقوه‌ای را برای پیشرفت قابل توجه در مدل‌سازی سیستم آب و هوایی جفت‌شده فراهم می‌کند، سوپر پارامترسازی[1] نامیده می‌شود. در سوپر پارامترسازی، مدل تفکیک ابر دوبعدی با قدرت تفکیک کوچکتر برای شبیه‌سازی عناصر ابر خاصی به مدل گردش عمومی در هر نقطه شبکه متصل می‌شود. شماتیک این پیاده‌سازی در شکل ۲۳-۳ نشان داده شده است. به جای شبیه‌سازی یک ابر که کل مربع شبکه را پوشش می‌دهد، این روش امکان مدل‌سازی صریح و روشن از درصد پوشش ابری، همپوشانی ابر و سیستم همرفتی (مانند خطوط توفان) را می‌دهد.

فرایندهای همرفت



شکل ۲۳-۳- تکنیک سوپر پارامتری شامل به‌کاربردن یک مدل تفکیک سیستم ابر (CSRM) در هر سلول شبکه مدل GCM است. مدل CSRM می‌تواند به صورت مجزا یا به صورت جفت‌شده با هر دو بعد افقی از شبکه مدل بزرگ‌تر اجرا شود. GCM با CSRM در مرکز شبکه ارتباط متقابل دارند.

فرایندهای همرفت

در ساده‌ترین حالت، هر مدل سیستم ابر از شرایط مرزی دورانی استفاده می‌کند (سمت چپ "متصل" به سمت راست است) و مستقل از همسایه خود است. اجرای پیشرفته‌تر می‌تواند شامل اضافه‌کردن یک مدل سیستم ابر ثانویه، عمودی و جفت‌شده با مدل‌های سیستم ابر شبکه‌های مجاور در هر دو طول و عرض جغرافیایی باشد. در این مورد اخیر، مدل دوبعدی تقریباً به مدل تفکیک ابر سه‌بعدی تبدیل می‌شود. این روش نشان داده است که نمایش آماری مربوط به پوشش ابر را بهبود می‌دهد (طرح‌های سنتی GCM تمایل به برآورد بیش از حد فراوانی پوشش ابر کامل در مقایسه با مشاهدات دارند) و شبیه‌سازی اشکال دینامیکی بزرگ‌مقیاس در جو و نوسان‌های ۳۰ تا ۶۰ روز را که در مناطق استوایی دیده می شود را بهبود می‌بخشد. تجزیه مسئله به صورت عناصر ابر کوچکتر بدان معنی است که مشکلات پارامترسازی دیگر، مانند میکروفیزیک ابر، قابل‌حل‌تر می‌شوند. با این حال، مدل‌های به‌کاررفته در این روش قابلیت‌های رایانه‌های با عملکرد بالا را برای سال‌های آینده گسترش می‌دهند. پیاده‌سازی‌های فعلی چند صد بار اهسته‌تر از تولید فعلی مدل‌ها بوده و تنها در معماری‌های موازی مناسب و عملی هستند (گوفی و سلرز، ۲۰۰۵).

بارش

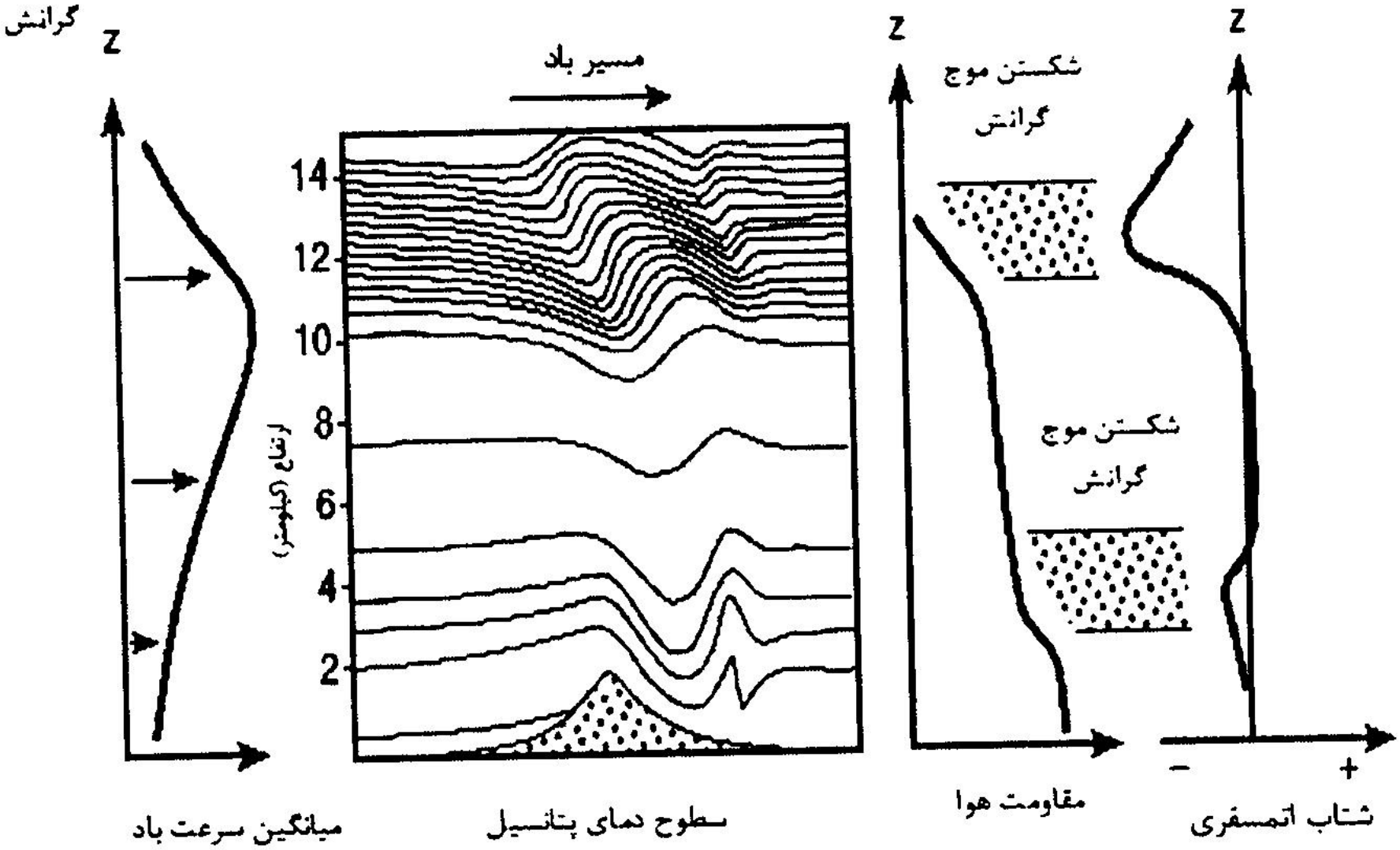
بارش (برف و باران) در مدل به عنوان تابعی از رطوبت موجود در جو است. اگر درجه حرارت در لایه‌ای که در آن بارش اتفاق می‌افتد زیر ۲۷۳ کلوین است، بنابراین، تصور می‌شود به صورت برف باشد؛ در غیر این صورت باران است. همچنین مدل بارش ممکن است با فرایندهای لایه مرزی تعامل داشته باشد (و دوباره بخار شود) و در برخی شرایط پتانسیل تعامل با یک مدل شیمی جفت‌شده برای پیدا کردن ذرات معلق در جو را دارد.

دو بخش برای پارامتری کردن بارش وجود دارد: اول، میزان تراکم کل و مبادلات انرژی در ارتباط با تغییر وضعیت آب از بخار به مایع و دوم، جزء میکروفیزیکی که میزان تبدیل بخار به قطرات را کنترل می‌کند. بخش عمده‌ای از پارامترسازی بارش در مدل آب و هوا بر مشاهده دقیق و مدل‌سازی رفتار میکروفیزیکی ابرها استوار است. عواملی مانند دردسترس‌بودن هسته تراکم و سرعتی که قطرات به‌هم می‌چسبند، باید پارامترسازی یا مشخص شود (گوفی و سلرز، ۲۰۰۵).

کشش موج گرانش

کشش موج گرانش اثر کشش ناشی از مقاومت کوه‌ها بر حرکات جو است که به صورت تولید امواج گرانش خود را نشان می‌دهد. این مسئله به طور شماتیک در شکل ۲۴-۳ نشان داده شده است. این امواج گرانش می‌تواند به شیوه‌ای مشابه با امواج ساحل شکسته شود و تکانه را از جریان بزرگ‌مقیاس در سطوح پایین به جریانی در سطوح بالا انتقال دهد. اگرچه تا اواسط دهه ۱۹۸۰ این مسئله نادیده گرفته شد، پس از آن امواج گرانش به عنوان یک ویژگی مهم شناخته شده‌اند که به وجودشان در شبیه‌سازی گردش‌ها در مقیاس جهانی و منطقه‌ای نیاز است. پیچیدگی طیف موج گرانش، کوشش برای ادغام اثرات در GCMها را به طور قابل توجهی دشوار می‌سازد (گوفی و سلرز، ۲۰۰۵).

کشش موج گرانش



شکل ۲۴-۳- نمایشی کلی از علت و اثر مقاومت هوا و امواج گرانش تولید شده در جو به وسیله مانع اروگرافیک. امواج گرانشی جو مانند امواج آب در اقیانوس عمل می‌کنند (گوفی و سلرز، ۲۰۰۵).

مدل های آب و هوایی در عمل

در اوایل دهه ۱۹۶۰، به تدریج این پرسش مطرح شد که بالا رفتن مقدار دی‌اکسیدکربن ممکن است چه تأثیری بر شرایط جوی بگذارد؟ بهترین روش برای مشخص‌کردن پاسخ این پرسش در مدل‌های آب و هوایی با انواع مختلف داده‌های پروکسی[1] و داده‌های جمع‌آوری شده از شبکه‌های هواشناسی سراسر جهان یافت می‌شود.

هیأت بین‌الدول تغییر اقلیم[2] به عنوان گروه تحقیقات پیشرو در زمینه تغییرات آب و هوا در جهان و برنده جایزه نوبل، که به وسیله سازمان هواشناسی جهانی و برنامه محیط‌زیست ملل متحد که در سال ۱۹۸۸ تأسیس شد، تأکید زیادی بر مدل‌های گردش عمومی برای پیش‌بینی تغییرات احتمالی ناشی از افزایش سطوح دی‌اکسیدکربن دارد. چهارمین گزارش ارزیابی هیأت بین الدول تغییر اقلیم (AR4) ضمن ارائه خلاصه‌ای از پیشرفت‌های صورت گرفته در بیش از ۲۰ مدل کامپیوتری از زمان سومین گزارش ارزیابی (TAR) در سال ۲۰۰۱، به طور مفصل درباره نتایج مدل‌های گردش عمومی جو

۱- داده‌های پروکسی: داده‌های اقلیم گذشته هستند که در پالئوکلیمالوژی با مطالعه حلقه‌های درختی، مغزه‌های یخی، فسیل گرده‌ها، رسوبات اقیانوسی و غیره به دست می‌آیند.

2- IPCC

مدل های آب و هوایی در عمل

به کار برده شده در آزمایش‌ها بحث می‌کند. کم و بیش ۲۳ مدل مختلف در چهارمین گزارش ارزیابی به کار برده شده و همه به طور گسترده قبل از وارد شدن در گزارش ارزیابی شده‌اند. در این ارزیابی‌ها، مدل‌ها برای دوره‌های گذشته اجرا شدند تا توانایی آن‌ها برای شبیه‌سازی شرایط شناخته شده و نیز تغییرپذیری و حدی‌های آب و هوایی بررسی شود. به علاوه، آنها با دوره‌های گذشته مقایسه می‌شوند تا بررسی شود که چگونه این مدل‌ها به آب و هواهایی می‌پردازند که بسیار متفاوت از شرایط امروز هستند. مدل‌ها، آزمایش‌های خاصی را اجرا می‌کنند تا نحوه تأثیرگذاری دی‌اکسیدکربن بر میانگین دمای جهان، سطح دریا، خشکسالی‌ها، دماهای شدید و غیره را برای دوره‌های خاص در آینده ارزیابی کنند. سپس نتایج همه این مدل‌ها با استفاده از چند تکنیک ارزیابی می‌شوند؛ برای مثال به همه نتایج به صورت کلی و با هم نگاه می‌شود و "میانگین مجموع[1]" به دست می‌آید؛ یعنی چون تعیین این که کدام مدل عملکرد بهتری دارد دشوار است، میانگین همه مدل‌ها برای بهترین نتیجه محاسبه می‌شود.

مدل های آب و هوایی در عمل

برای کمک به تعیین تفاوتی که افزایش ترکیبات CO_2 و CH_4 می‌تواند موجب شود، ازمایش‌هایی با استفاده از سطوح متغیر CO_2 انجام می‌شود که شامل سطوح پیش از دوران صنعتی است. فقدان گرم‌شدگی مشاهده شده در این شبیه‌سازی‌ها در مقایسه با تصاویر و مشاهدات هواشناسی و پیش‌بینی‌های چند دهه بعد نشان می‌دهد که ما چقدر بر سیستم آب و هوایی تأثیر داشته‌ایم. تا امروز، نتایج آزمایش‌های مدل به گونه‌ای بوده‌اند که می‌توان انتظار میانگین دماهای گرم‌تر، بالا آمدن سطح دریا و نازک‌شدن یخ‌های دریایی را در سطح جهانی داشت. با این همه، این مطلب مفصل است و تغییرات منطقه‌ای به دولت‌ها و سیاست‌گذاران مربوطه مرتبط است. این تغییرات را به دلیل قدرت تفکیک مدل، تفاوت مقیاس بین مدل‌سازی سیستم آب و هوای جهان و نیز تعیین این که چه مقدار بازخوردها و روندهای کوچک‌تر بر یک منطقه کوچک‌تر تأثیر می‌گذارند، به سختی می‌توان تعیین کرد (ریدینگر،۲۰۰۷).

مدل های آب و هوایی در عمل: مدل CCSM3

تمام مدل‌های گردش عمومی جو در قلب خود از یک مجموعه معادلات دینامیکی اولیه خاص استفاده می‌کنند که به جو اجازه می‌دهد تا در سه بعد حرکت کند، گرم و سرد شود، رطوبت را منتقل سازد و غیره. این معادلات بارها در مکان‌های خاص در فضای سه‌بعدی حل می‌شوند. دو روش اصلی برای ایجاد دامنه افقی یک مدل وجود دارد. ساده‌ترین روش، ساخت یک شبکه در راستای خطوط طول و عرض جغرافیایی است؛ برای مثال CCSM3 را می‌توان روی یک شبکه ۲/۵ × ۲ درجه اجرا کرد.

مؤلفه سطح زمین در مدل CCSM3 از همان شبکه‌بندی افقی مؤلفه جوی استفاده می‌کند و ۱۰ لایه زیر سطح دارد که اندرکنش‌های خاک- جو را درنظرمی‌گیرند. سطح زمین را نیز می‌توان در قالب انواعی چون یخ، آب، شهرنشینی و پوشش گیاهی دسته‌بندی نمود. این تمایزات برای موازنه تابش مهم هستند، زیرا البدو سطح زمین به طور چشمگیری تغییر می‌کند. برای مثال البدو سطح سیاه شهری بسیار نزدیک به صفر است و به این معناست که کم و بیش همه تابش را جذب می‌کند، در حالی که آلبدوی پوشش برفی یا ماسه سفید نزدیک به یک است و به این معناست که بیشتر تابش را بازتاب می‌نماید. بخش‌های اقیانوس و یخ دریا در مدل CCSM3 یک شبکه‌بندی افقی به نسبت متفاوتی را نسبت به جو استفاده می‌کنند، هرچند قدرت تفکیک افقی مشابهی دارند. به علاوه، مؤلفه اقیانوس از ۲۵ یا ۴۰ سطح عمودی که براساس عمق مشخص می‌شوند، استفاده می‌کند و تا عمیق‌ترین حوضه‌های اقیانوس امتداد می‌یابد. این مؤلفه‌ها، جدیدترین نسخه گردش عمومی جو یعنی CCSM3 را می‌سازند و می‌تواند در شبکه‌بندی‌های متفاوتی اجرا شوند (با تغییر قدرت تفکیک‌های افقی و عمودی).

مدل های آب و هوایی در عمل: مدل CCSM3

با این همه باید توجه نمود که اجرای پیکربندی ریزترین قدرت تفکیک، زمانی بیش از ۱۱۰۰ ساعت می‌طلبد تا یک سال از جو را شبیه‌سازی نماید (که برابر است با کمابیش ۴۶ روز) و آزمایش‌هایی که به دنبال روندهای ده سال آینده هستند، زمان قابل توجهی را نیاز دارند. به این دلیل برای آزمایش‌های طولانی مدت، دانشمندان از قدرت تفکیک درشت‌تری استفاده می‌کنند.

مدل‌های گردش عمومی جو برای کمک به دانشمندان در مطالعه گردش‌های بزرگ‌مقیاس، پیش‌بینی تغییرپذیری بین سالانه نظیر ENSO و ارزیابی احتمال تغییر آب و هوا در دهه‌های آتی لازم هستند. مدل‌های گردش عمومی با سایر مدل‌ها از نظر دامنه‌های مکانی و زمانی و وارد کردن بسیاری فرآیندها، که برای سایر مدل‌ها لازم نیست، متفاوت هستند زیرا مقیاس‌های زمانی طولانی‌تری را دربرمی‌گیرند. دامنه فضایی آنها برخلاف مدل عددی پیش‌بینی شرایط جوی (NWP) که ممکن است تنها امریکای شمالی را پوشش دهد، کل جهان را پوشش می‌دهد. در مقیاس زمانی، دانشمندان در تلاشند تا جو زمین را برای دوره های چند ماهه تا چند دهه شبیه‌سازی کنند، درحالی‌که مدل‌های NWP می‌توانند برای دوره‌هایی به کوتاهی چند ساعت و تا چند روز را به نسبت خوب پیش‌بینی کنند (ریدینگر،۲۰۰۷).

مدل های آب و هوایی در عمل: مدل HadCM3

مرکز هدلی به عنوان مرکز پیش بینی آب و هوا و تحقیقات هواشناسی بریتانیا یکی از مراکز جهانی پیشرو برای مطالعه اقلیم و مدل‌سازی است. این مدل از جدیدترین مدل‌های جفت‌شده[1] گردش جهانی جو- اقیانوس HadCM3 است. جزء جوی HadCM3، ۱۹ سطح با قدرت تفکیک افقی ۲/۵ درجه عرض جغرافیایی و ۳/۷۵ درجه طول جغرافیایی دارد که یک شبکه جهانی با ۷۰۰۸ سلول شبکه را تولید می‌کند. قدرت تفکیک آن در خط استوا در حدود ۴۱۷ × ۲۷۸ کیلومتر است و در عرض ۴۵ درجه جغرافیایی به ۲۹۵ × ۲۷۸ کیلومتر کاهش می‌یابد. طرح‌واره تابش شامل شش و هشت باند طیفی در امواج تابشی موج کوتاه و حرارت زمینی (موج بلند) است. مدل نشان‌دهنده اثرات تابشی گازهای گلخانه‌ای فرعی، دی‌اکسیدکربن ، بخارآب، ازن و همچنین شامل یک پارامتربندی ساده از آئروسل است.

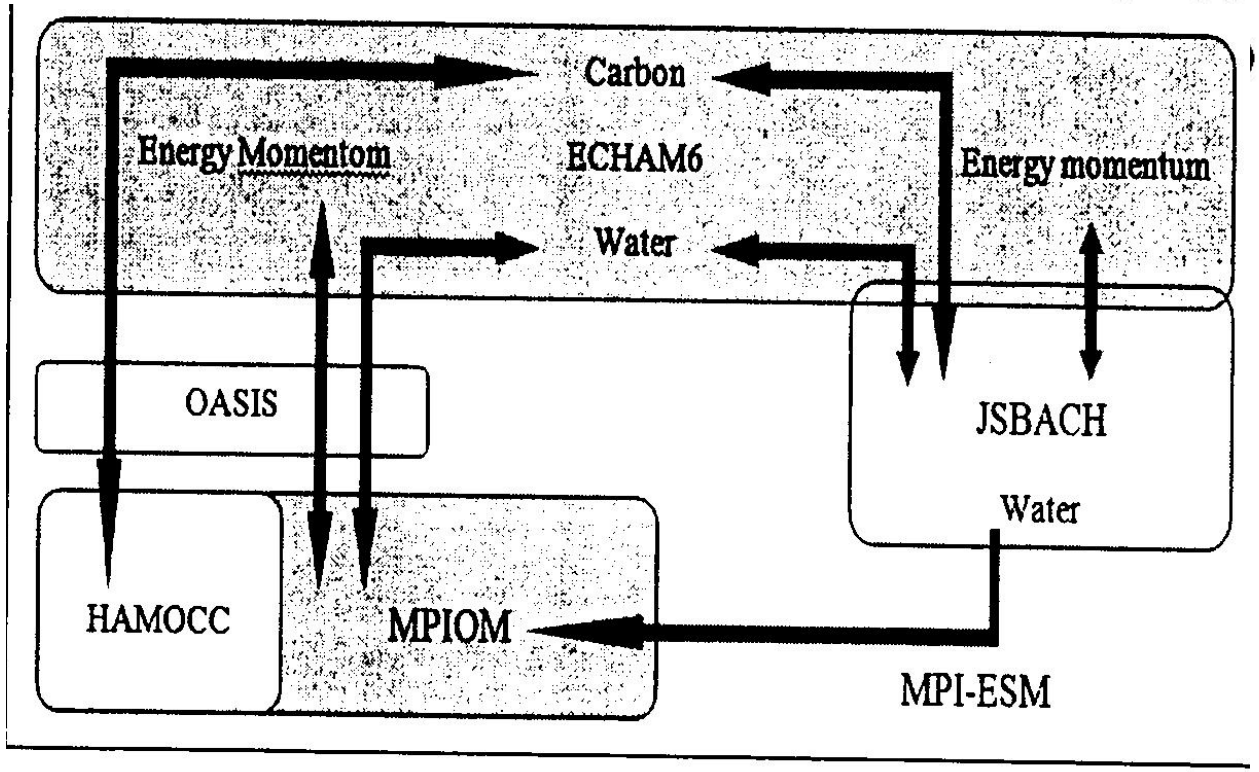
جزء اقیانوسی HadCM3 دارای ۲۰ سطح با قدرت تفکیک افقی $1/25^\circ \times 1/25^\circ$ است. با این دقت تفکیک، امکان نشان‌دادن جزئیات مهم در ساختار جریان اقیانوسی وجود دارد، زیرا قدرت تفکیک بالاتر اقیانوس، نیاز به تنظیم شار (گرمای"مصنوعی" اضافی و شار آب شیرین در سطح اقیانوس) برای یک شبیه‌سازی خوب ندارد. اختلاط افقی وجود دارد و حرکت افقی با توجه به عرض تغییر می‌کند. عوامل منطقه‌ای موثر در جریان‌ها، در برخی از مناطق مانند تنگه دانمارک و نقاط برخورد ایسلند-اسکاتلند و مدیترانه و اقیانوس اطلس در مدل گنجانده شده‌اند.

مدل های آب و هوایی در عمل: مدل HadCM3

مدل یخ دریا از یک طرح ساده ترمودینامیکی از جمله پوشش برف استفاده می‌کند. جریان سطحی اقیانوس، زمانی که عمق بیش از چهار متر باشد، باعث حرکت یخ می‌شود. هیچ نمایشی از جداشدن کوه یخ وجود ندارد، بنابراین جریان آب معینی به اقیانوس در موازنه با تجمع بارش برف به صفحات یخ برمی‌گردد و از لحاظ جغرافیایی در مناطقی که در آن تکه یخ‌ها پیدا شده‌اند، توزیع می‌شود. جریان آب سطحی با استفاده از مقدار شوری ثابت ۳۵ بخش بر هزار تبدیل به جریان سطحی شور می‌شود. این مدل به طور مستقیم از وضع اقیانوس مشاهده شده با حالت مناسب جوّ و یخ دریا، مقداردهی اولیه می‌شود. مبادله اطلاعات جو و اقیانوس یک بار در هر روز انجام می‌شود. شار آب و گرما در انتقال بین شبکه‌های مختلف حفظ می‌شوند. شبیه‌سازی مدل با اقلیم مشاهداتی مقایسه می‌شود. انطباق بین تغییرات مشاهده‌شده و مدل‌شده به ارتباط بین غلظت دی‌اکسیدکربن و دما بستگی دارد. برای مثال دوبرابرشدن دی‌اکسیدکربن منجر به افزایش دما بین ۱/۵ تا حداکثر ۴/۵ درجه سلسیوس می‌شود. همچنین همبستگی بین اطلاعات مشاهداتی و پیش‌بینی مدل وقتی که اثر سرمایش ذرات سولفاته وارد می‌شود، افزایش می‌یابد (جان تی هاردی، ۲۰۰۳).

مدل های آب و هوایی در عمل: مدل MPI-ESM

MPI-ESM یک مدل جامع سیستم زمین است، به این معنا که اقیانوس، جوّ و سطح زمین را از طریق تبادل انرژی، تکانه، آب و گازهای کمیاب مهم مانند دی‌اکسیدکربن به هم مربوط می‌کند (شکل۲۵-۳). به این ترتیب بازتابی از سهم و تخصص سه گروهی است که MPI-M را تشکیل می‌دهند. MPI-ESM به عنوان پایه‌ای برای مرحله پنجم پروژه مقایسه مدل‌های جفت‌شده است (CMIP5). این مدل جانشین مدل جفت‌شده ECHAM5 / MPIOM قبلی است که برای پروژه CMIP3 مورد استفاد قرار گرفت. توسعه MPI-ESM به وسیله کمیته سازماندهی مدل جفت‌شده[1] هماهنگ شده است ا



شکل ۲۵-۳- اجزای مدل MPI-ESM

مدل های آب و هوایی در عمل: مدل MPI-ESM

MPI-ESM برای محاسبات مدل تطبیقی در زمینه CMIP5 استفاده می‌شود که سهم المان را در گزارش ارزیابی پنجم IPCC برای انتشار در اواخر سال ۲۰۱۳ تشکیل می‌دهد. در مقایسه با نسخه‌های قبلی ECHAM5 / MPIOM، MPI-ESM با تحولات متعددی بسط داده شده است. اجزای ECHAM6 برای جو، MPIOM برای اقیانوس و JSBACH برای زیست‌کره زمین و HAMOCC برای بیوژئوشیمی اقیانوس است. جفت‌شدن جوّ و زمین از یک طرف و اقیانوس و بیوژئوشیمی از سوی دیگر به وسیله برنامه OASIS3 جداگانه ممکن می‌شود. انرژی، تکانه، آب و دی‌اکسیدکربن مبادله می‌شوند و به جفت‌شدن مدل کمک می‌کنند. مهم‌ترین تغییرات و اصلاحات MPI-ESM نسبت به مدل قبلی CHAM5 / MPIOM عبارتند از:

- عملیات پیشرفته و بهبودیافته انتقال تابشی
- نمایش اصلاح‌شده توان بازتاب سطحی
- نمایش بهبودیافته و جدید آئروسل
- نمایش بهتر جو میانی
- ظرفیت شبیه‌سازی در طیف وسیعی از قدرت تفکیک‌های مختلف بسته به نیاز
- حرکات تعاملی پوشش گیاهی
- چرخه کربن جفت‌شده.

مدل های آب و هوایی در عمل: مدل MPI-ESM

MPI-ESM برای محاسبات مدل تطبیقی در زمینه CMIP5 استفاده می‌شود که سهم المان را در گزارش ارزیابی پنجم IPCC برای انتشار در اواخر سال ۲۰۱۳ تشکیل می‌دهد. در مقایسه با نسخه‌های قبلی ECHAM5 / MPIOM، MPI-ESM با تحولات متعددی بسط داده شده است. اجزای ECHAM6 برای جو، MPIOM برای اقیانوس و JSBACH برای زیست‌کره زمین و HAMOCC برای بیوژئوشیمی اقیانوس است. جفت‌شدن جوّ و زمین از یک طرف و اقیانوس و بیوژئوشیمی از سوی دیگر به وسیله برنامه OASIS3 جداگانه ممکن می‌شود. انرژی، تکانه، آب و دی‌اکسیدکربن مبادله می‌شوند و به جفت‌شدن مدل کمک می‌کنند. مهم‌ترین تغییرات و اصلاحات MPI-ESM نسبت به مدل قبلی CHAM5 / MPIOM عبارتند از:

- عملیات پیشرفته و بهبودیافته انتقال تابشی
- نمایش اصلاح‌شده توان بازتاب سطحی
- نمایش بهبودیافته و جدید آئروسل
- نمایش بهتر جو میانی
- ظرفیت شبیه‌سازی در طیف وسیعی از قدرت تفکیک‌های مختلف بسته به نیاز
- حرکات تعاملی پوشش گیاهی
- چرخه کربن جفت‌شده.

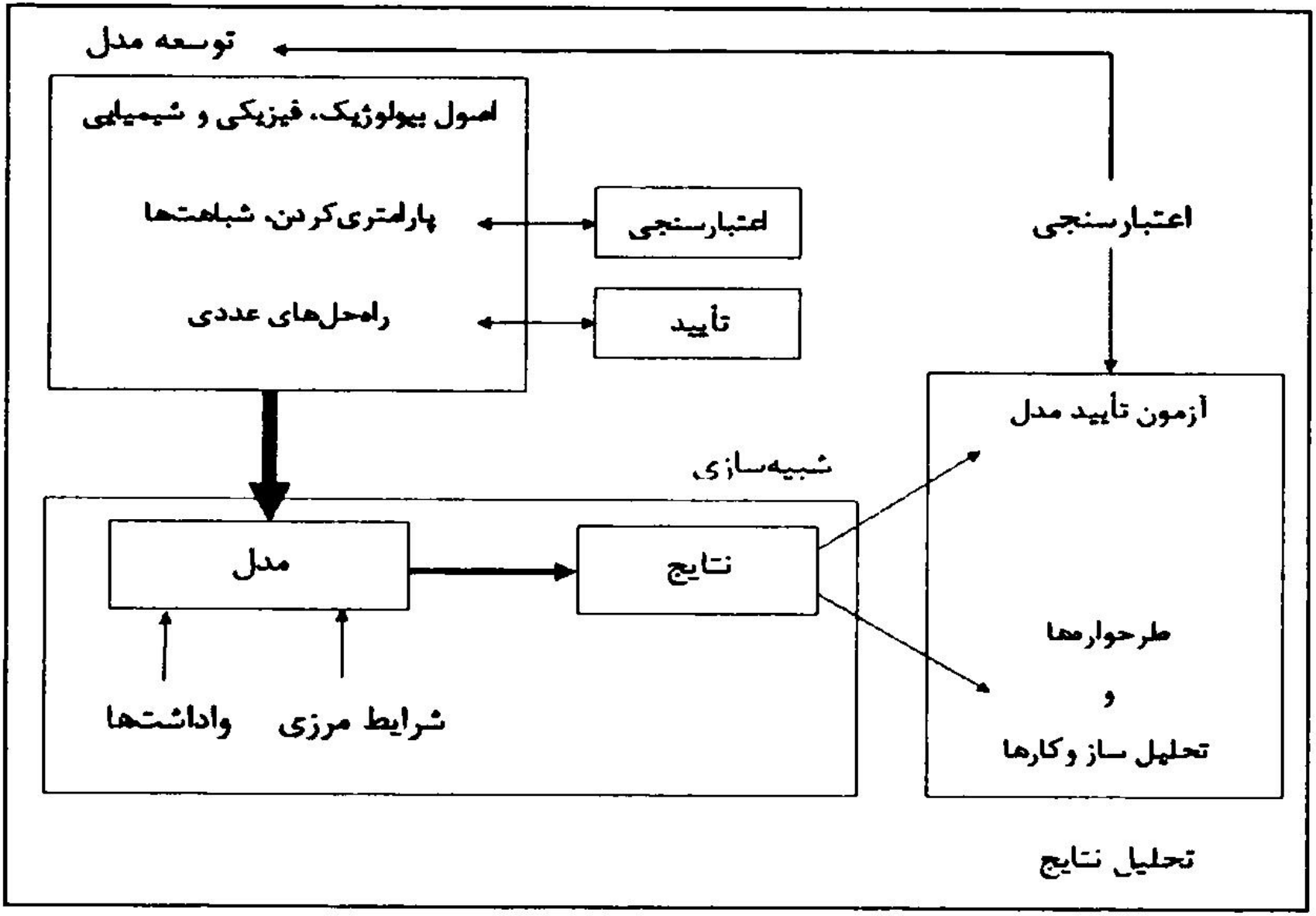
تأیید، اعتبارسنجی و آزمون مدل

با وجود طراحی بسیار دقیق، هیچ تضمینی وجود ندارد که استفاده از مدل کامپیوتری مناسب باشد. ممکن است پارامتری کردن در شرایط خاص معتبر نباشد یا ممکن است با دیگر فرضیه‌های به‌کارگرفته شده، ناسازگار باشد. انتخاب پارامترها ممکن است از شرایط بهینه و غیره دور باشد، درنتیجه بهتر است کیفیت مدل‌های اقلیمی ارزیابی و عملکرد آنها بررسی شود. در این چارچوب، همیشه لازم است اهداف علمی تحقیق (یا تحقیقات) را که با استفاده از یک مدل خاص انجام می‌شود در نظر داشته باشیم. اگرچه اصول ثابت می‌مانند، آزمون‌های اجرا شده همراه با مدل به منظور تحلیل چرخه جهانی کربن در میلیون‌ها سال گذشته به وضوح متفاوت از آزمون‌هایی هستند که پیش‌بینی در مورد تغییرات اقلیمی آینده را با بالاترین دقت ممکن ارائه می‌دهند.

تأیید، اعتبارسنجی و آزمون مدل

شکل ۲۶-۳ نشان‌دهنده فرایندهای تأیید و اعتبارسنجی است. گام اول کسب اطمینان از آن است که مدل عددی، معادلات فیزیکی مدل را به طور مناسب حل می‌کند. این روش، اغلب به عنوان مرحله تأیید[1] شناخته می‌شود و فقط به دقت عددی معادله‌ها در مدل می‌پردازد، نه به سازگاری بین مدل و واقعیت. به عبارتی در این مرحله بررسی می‌شود که هیچ خطای برنامه‌نویسی در برنامه نباشد. روش‌های عددی برای حل معادلات مدل نیز باید به اندازه کافی دقیق باشند. برای رسیدن به این هدف روش‌های مختلفی وجود دارد. یکی از روش‌های استاندارد، مقایسه راه‌حل عددی با نوع تحلیلی[2] برای آزمون‌های ایده‌آل است. همچنین ممکن است بیان شود که برخی از بخش‌های کد درست هستند، به عنوان مثال، سیستم‌های بزرگ معادلات جبری n خطی را با n مجهول حل می‌کند (که اغلب به عنوان دقت عددی معادلات دیفرانسیل با مشتقات جزئی در شبکه مدل تولید می‌شود).

تأیید، اعتبارسنجی و آزمون مدل



شکل ۲۶-۳- نشان‌دهنده فرایندهای تأیید و اعتبارسنجی است. فلشی که از تحلیل نتایج به سوی توسعه مدل اضافه شده است نشان می‌دهد که اعتبار سنجی یک فرایند مداوم است (گوس و همکاران، ۲۰۱۰).

تأیید، اعتبارسنجی و آزمون مدل

گام بعدی این فرایند اعتبارسنجی است، یعنی تعیین اینکه آیا مدل نشان‌دهنده دقیقِ واقعیت است یا نه. برای این کار باید نتایج مدل با مشاهدات به‌دست‌آمده در شرایط مشابه مقایسه شود. این به آن معنی است که شرایط مرزی و واداشت‌ها باید برای نشان‌دادن وضعیت مشاهده‌شده به درستی تعیین شوند. اعتبارسنجی ابتدا باید برای فرایندهای فیزیکی خاص مانند دستورالعمل تغییرات توان بازتاب برف در پاسخ به ذوب و تغییر دما انجام شود. آنها مقادیر بسیار بزرگتری از داده‌ها را نسبت به پایگاه داده‌های جهانی که باید ارائه شود ، اجازه می‌دهند تا یک ارزیابی دقیق از عملکرد مدل در این مورد انجام گردد. در مقیاس بزرگتر، تفاوت‌های اجزای مختلف مدل (جو، اقیانوس، یخ دریا و غیره) به طور مستقل آزمایش می‌شوند، تا اطمینان حاصل شود که شرایط مرزی در رابطه با سایر اجزا به خوبی تعریف شده است. در نهایت، نتایج حاصل از تمام مدل‌های جفت‌شده باید با مشاهدات مقایسه شوند.

تأیید، اعتبارسنجی و آزمون مدل

به طور کامل، اعتبارسنجی یک مدل اقلیمی در تمام شرایط به تعداد زیادی آزمون نیاز دارد. در نتیجه مدل اقلیمی هرگز به طور رسمی نمی‌تواند تأیید شده یا اعتبارسنجی شده در نظر گرفته شود. مدل وقتی معتبر خوانده می‌شود که تعداد مناسبی آزمون آن را تأیید کرده باشند. در این صورت، اعتبار پیش‌بینی مدل که با چنین مدلی اجرا شده بسیار عالی است. با این حال، هیچ راهی به طور رسمی تضمین نمی‌کند که نتایج حاصل از مدل حتی در شرایطی که فقط کمی متفاوت از آن چیزی است که در فرایند اعتبارسنجی استفاده شده، درست خواهد بود، به ویژه برای سیستم بسیار پیچیده‌ای مانند اقلیم. علاوه بر این، هیچ توافقی در اقلیم‌شناسی در مورد تعداد آزمون‌های معقول وجود ندارد. بنابراین احتمالاً از اصطلاح "یک مدل معتبر" و عباراتی مانند "مدل دارای اعتبار بوده است" باید اجتناب شود. در عوض، تأیید و اعتبارسنجی باید به عنوان فرآیندهایی درنظر گرفته شوند که هرگز به تولید نهایی و قطعی نمی‌رسند.

تأیید، اعتبارسنجی و آزمون مدل

به طور متناوب، اختلاف بین مدل و مشاهدات را می‌توان در ارتباط با انتخاب نامناسب مقادیر برخی از پارامترهایی دانست که به طور دقیق معلوم نیستند. تنظیم این پارامترها بخشی از کالیبراسیون مدل هستند، به این مورد "واسنجی" هم گفته شده است. توسعه‌دهندگان و کاربران مدل ممکن است تصمیم بگیرند که اگر مدل نمی‌تواند مشاهدات را در برخی از موارد خاص بازتولید کند، نشان‌دهنده این است که برای چنین شرایطی معتبر نیست، با وجود آن که هنوز هم می‌تواند در موقعیت‌های دیگری که در آن آزمون رفتار بهتری دارد، استفاده شود؛ به عنوان مثال، ما می‌توانیم یک مدل اقلیمی را فرض کنیم که نمی‌تواند اقلیم مریخ را به درستی و بدون برخی تغییرات شبیه‌سازی کند. با این حال، این مدل برای شرایط روی زمین ناکارآمد نیست. از سوی دیگر، اگر در هر دو شرایط مریخ و زمین اجرا شود، آزمونی خوب از نیرومندی آن مدل است.

تأیید، اعتبارسنجی و آزمون مدل

در تمام آزمون‌های انجام شده با مدل، تخمین سازگاری بین نتایج مدل و مشاهدات لازم است. در واقع، مقایسه بین نتایج حاصل از مدل‌های مختلف نشان داده‌اند که یک مدل هرگز به تنهایی بهترین مدل برای تمام مناطق و متغیرهای تحلیل‌شده نیست. معرفی پارامترسازی جدید یا تغییر مقدار یک پارامتر به طور معمول نتایج را در برخی مناطق بهبود می‌بخشد و در برخی دیگر بدتر می‌سازد. سازگاری باید مرتبط با کاربرد موردنظر از مدل مربوطه باشد که می‌تواند کم و بیش به طور مستقیم با مقایسه بصری نقشه یا طرح‌هایی که به توصیف نتایج مدل و مشاهدات می‌پردازند، انجام شود. با این حال، یک راه‌حل بسیار بهتر، تعریف واحد اندازه‌گیری مناسب است. برای موردی مانند میانگین دمای سالانه Ts، جذر میانگین مربع خطای RMS ممکن است مناسب باشد:

رابطه (۳-۲۵)

$$RMSE = [1/n\ \Sigma(T^k_{s,mod} - T^k_{s,obs})2]0.5$$

n تعداد نقاط شبکه است که برای آن مشاهدات دردسترس هستند، $T^k_{s,mod}$ دمای مدل در نقطه K و $T^k_{s,obs}$ درجه حرارت مشاهده‌شده در نقطه K است.

خلاصه فصل سوم

مدل‌های آب و هوایی به عنوان اولین ابزار هشداردهنده از تغییر آب و هوا نشان می‌دهند که تغییرات احتمالی آب و هوا در دهه‌ها و قرن‌های بعد سبب چه پیامدهایی می‌شود. مدل آب و هوا نمایش ریاضی از سیستم آب و هوا و شرایط جوی بر مبنای اصول شیمیایی، فیزیکی و بیولوژیکی است. مدل‌های آب و هوایی بسیاری برای پیش‌بینی‌های اقلیمی ساخته شده‌اند تا تغییرات آب و هوایی را در پاسخ به انتشار گازهای گلخانه‌ای و ذرات معلق شبیه‌سازی کنند. مطالعات مدل‌سازی آب و هوا در دانشگاه‌ها و مراکز تحقیقاتی بسیاری در سراسر جهان در حال انجام است.

هر مدل آب و هوایی تلاشی برای نشان‌دادن فرایندهای بسیاری است که آب و هوا را می‌سازند. هدف از درک این فرایند پیش‌بینی تغییر اقلیم و اثرات متقابل بین این فرایندها است. مؤلفه‌های یک مدل آب و هوایی شامل جو، اقیانوس، یخ دریا، سطح زمین، بیوژئوشیمی دریایی و صفحات یخ است. آخرین مدل‌های آب و هوایی در حال حاضر شامل بسیاری از مؤلفه‌ها هستند. مهمترینشان مدل‌های اقیانوس و جو هستند و در حال حاضر به طور معمول همراه با تغییر روزانه تشعشعات و سیکل‌های فصلی چندساله، برای صدها سال اجرا و برای تولید میانگین‌های اقلیمی استفاده می‌شوند. به طور کلی چهار نوع مدل اساسی وجود دارد: ۱- مدل‌های موازنه انرژی، مدل‌های صفر و یا یک‌بعدی هستند که دمای سطحی را به عنوان یک تابع از توازن انرژی زمین پیش‌بینی می‌کند؛ ۲- مدل‌های یک‌بعدی مانند مدل‌های تابشی- همرفتی و مدل‌های تک‌ستون با تمرکز بر فرایندهای عمودی؛ ۳- مدل‌های ساخته شده ابعادی که در حال حاضر اشکال گسترده‌ای دارند. قدیمی‌ترین آنها مدل‌های دینامیکی آماری هستند که به فرآیندهای سطحی و دینامیکی در یک چارچوب متوسط منطقه‌ای می‌پردازند و یک جو تفکیک‌شده عمودی دارند و ۴- مدل‌های گردش عمومی که دقیق‌ترین و پیچیده‌ترین توصیف را از سیستم آب و هوایی دارند. امروزه مدل‌های گردش عمومی مؤلفه‌های بیشتری را درنظرمی‌گیرند و بسیاری از مدل‌های جدید هم اکنون مدل‌های پیشرفته‌تری از یخ دریا، چرخه کربن، حرکات صفحات یخ و حتی شیمی جو را در نظر می‌گیرند.