第二章氣候變遷與預測

地球氣候系統一直在變動,其改變因素可能包括自然與人為。近百年來,透過對記錄資料分析,可發現氣候變動,溫度有著上升的趨勢。如圖 2.1 可看出全球氣溫有逐漸上升的趨勢,且溫度上升最快的兩個時期分別為 1910-1945 年及 1976-2000,相當於每年上升 0.015°C。

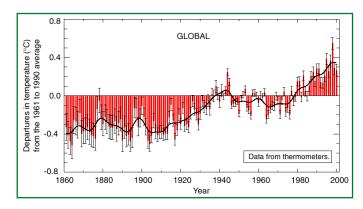


圖 2.1 1861 到 2000 年的全球年平均氣溫圖

由過去氣溫資料顯示,各地氣溫上升趨勢於不同時期有著不同的趨勢,如圖 2.2。 觀看 1910-1945 及 1976 至現今兩個時期,北半球均有較高之溫度上升趨勢,尤其以 1976 至 2000 這個時期之溫度上升趨勢為最高,有些地區已有每十年上升 1°C 的趨勢。

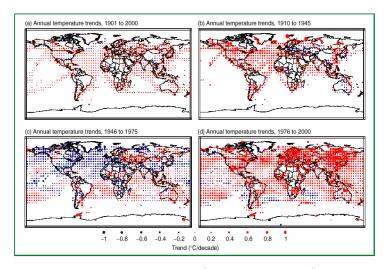


圖 2.2 全球各地各時期溫度改變趨勢

除了溫度的增加,雨量亦受氣候變遷影響而改變,然而全球各地的雨量改變並沒有相同的趨勢。北半球除了東亞之外,中高緯度地區雨量有著上升的趨勢,約為每年增加 0.05-0.1%。而亞熱帶地區(10°N-30°N)平均每年減少 0.03%。而熱帶陸地的雨量平均每年增加約 0.02-0.03%,赤道附近的雨量最近幾十年的資料顯示其增加量卻相當少。

另外,由歷史資料亦統計出極端降雨事件。例如有些地區發生了好幾場大雨,然而總降雨量卻減少,其原因出在於降雨的頻率沒有增加之故,顯示氣候的改變同時,降雨頻率亦相同在改變。有些地區降雨頻率增加,有些則減少。若趨勢增加,則發生乾旱與洪水的機率則相對增加。除此之外,過去隨氣候改變且受到重視的亦包括積雪覆蓋量、陸地與海上冰的覆蓋面積、海平面高度以及聖嬰現象等,由過去紀錄顯示同樣隨著氣候改變的影響,有著不同程度的改變。然這些觀察到之氣候變化是自然或是人為造成?

2.1 自然氣候變異

本節將主要著重於介紹地球氣候之歷史,了解在地球歷史上氣候可能之變化範圍 與溫室氣體之關係。此外,也將介紹可能造成短期氣候變遷之因素與影響。

2.1.1 地球氣候之歷史

表2.1為地球之年代表,從最久遠之前寒午紀,至現在新生代之全新紀。在地球歷史上不同時期有不同之氣候特性,不同世代間之大氣候變異可能造成地球生物物種之改變,如中生代時地球主要生物為恐龍,然在白堊紀末之劇烈氣候變動,造成恐龍物種滅絕,隨之而起為哺乳類動物,氣候變遷對生態環境之影響可見一斑。

研究古氣候方法包括(1)利用樹木之年輪:利用年輪有一重要假設必須成立,即該樹木生長僅受到天氣之影響;(2)花粉;(3)深海沉泥之 core;(4)ice core;(5)化石與礦脈。其他如古棺木之發掘,如該棺木做好與外界空氣隔絕的工作,對古氣候之重建影響亦有幫助。CLIMAP為一研究古氣候的 project,它利用氧原子同位素去重建18000年前至今之溫度。氧原子之原子量為16即8個質子8個中子,但有些氧原子之原子量為18。 O^{18} 因為較重,不易被蒸發離海洋,因此蒸發越大,海洋中 O^{18} 濃度愈高,當較寒冷時含 O^{16} 之水大部份被以冰的型態儲存於陸地上。因此 O^{18}/O^{16} 比值上升則溫度變冷。

前寒午紀 (in billions of yr=1000my)

圖 2.3 顯示距現在最久遠之前寒午紀大氣組成與其氣候特性。在期間曾有兩個 ice free 的時期,從其大氣主要組成上可見,分別包含溫室氣體甲烷 (CH₄)與二氧化碳 (CO₂),雖然其太陽輻射強度只有目前之 80%~90%,仍造成地球相當溫暖之環境,因而屬於無冰期。



地球歷史上間冰期溫度比現今地球之溫度為高,所以有部份科學家相信我們仍然位於冰河期中,只是處於較溫暖之冰河期。在地球歷史上曾經比目前全球平均溫度高約8°C至15°C,而在那溫暖期間,兩極並無冰雪覆蓋。目前冰河約覆蓋10%地球表面,而主要分佈於Greenland與南極。當所有的冰融化,則海平面將上升65公尺,許多土地將被海水淹沒。

古生代至新生代之氣候變化

圖2.4與2.5可看到地球歷史上溫度之變化,與目前溫度相較上下震幅可能都大於 10°C以上。白堊紀(Cretaceous)之氣候,白堊紀中期約在90至120mya (million year ago, mya),是地球歷史上溫暖之期間,南北極冰帽不存在。65mya地球比現在溫暖,南北極冰帽可能仍不存在。白堊紀末期,溫度發生遽然下降,在此時亦造成恐龍族群之滅絕。在55mya開始進入寒冰時期,至2mya一明顯之冰河時期展開。冰河延伸最南約在18000(ya)至22000(ya)之間,那時海水大約比現今低125公尺。

表2.1 地球紀年表

ERA	Period	AGE(MY)		EVENT
新生代 Cenozoic	第四紀 Quaternary	0.1 2.0	全新紀 Holocene 更新世 Pleistocene	哺
	第三紀 Tertiary	5.0 5.0 26 37 53	新新世 Oligocene	乳 動 物
中生代 Mesozoic	白堊紀 Cretaceous	65		恐
	侏羅紀 Jurassic	136		龍
	三疊紀 Triassic	190		
古生代 Plaeozoic	二疊紀 Permian 石炭紀 Carboniferious 泥盆紀 Devonian 希留亞紀 Silurian 奥陶紀 Ordovician	-225	•	主要煤炭形成
	寒午紀 Cambrian	570		
前寒午紀 Precambrian	原生代 Proterozoic	2300		
	太古代 Archean	2800 4600	最早生命 ~ 3500 最古岩石 ~ 3800	主要黄金堆 積

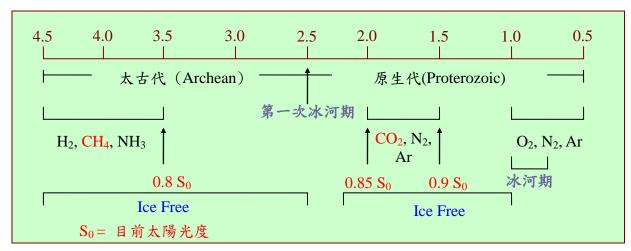


圖 2.3 前寒午紀大氣主要氣體組成、太陽輻射能量強度、與氣候情況

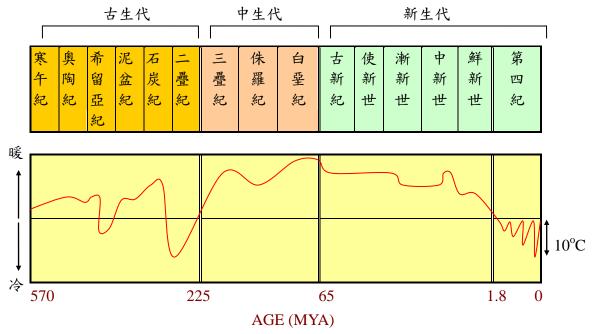
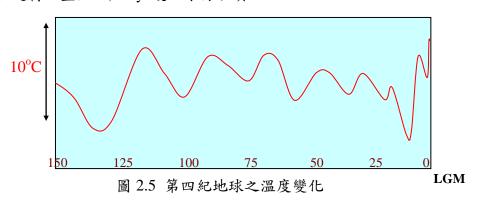


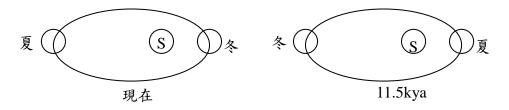
圖 2.4 地球在古生代、中生代、與新生代之溫度變化概略圖

圖2.5顯示距現在最後之最大冰河期(Last Glacial Maximum, LGM)約在18,000年前,而最近冰河消失約在15,000~9,000年前。大約在14,000ya,溫度開始上升。但在11,000ya暖化逆轉,直至10,000ya暖化才再繼續。



冰河期之形成可能受到地球公轉軌道、地球自轉軸等因素之影響,下列為影響因素及其發生影響之時間尺度

- 地球公轉軌道之改變 (413 ky~100 ky) 離心率 e=~0.0 to 0.06 maximum 離心率=0 => 圓形軌道
- 2. 地球自轉軸傾斜度之改變 (41 ky) 角度 ϵ =22° ~ 25°
- 3. precession (先行) of equinoxes (春分或秋分) (23ky~18ky)



在第一章曾述及大氣 CO₂ 濃度增加為兩倍時,根據 IPCC (2001) 最新報告,從 1990 年至 2100 年,溫度可能上升 1.4 到 5.8°C,雖然其變化幅度都遠較地球溫度變化歷史來的小。然從 1800 年代末期全球平均溫度便逐漸增加之中,1900 年至 1940 年下層大氣約升高 0.5°C。1940 年後至 1970 年溫度有些微下降,但進入 1980 年代,溫度又開始上升,近一百年全球平均溫度上升約 0.3 至 0.6°C,如此快速之變化速率確是值的注意的。

2.1.2 地球氣候之短期變遷

聖嬰現象

聖嬰(El Niño)一詞起源於18th、19th世紀時秘魯地區漁民發現,南向之暖流每年會在接近聖誕節時出現於秘魯海岸,當地人稱之為EI Niño,其在西班牙文中即為"Christ Child"。有時南向之暖流很強,並伴隨大量降雨。19世紀末及20世紀初,科學家發現東西赤道太平洋地區之海平面壓力成逆相關,即當東赤道太平洋為高壓,則西赤道太平洋為低壓,此稱為Southern Oscillation。後來科學家又發現此海平面壓力變動與秘魯地區所描述之El Niño現象有關,即El Niño不只是秘魯地區性之現象,實為整個赤道太平洋水溫之變化有關。當東赤道太平洋為低壓,而西赤道太平洋為高壓時為El Niño事件;而東赤道太平洋為高壓,西赤道太平洋為低壓則稱為La Niña。因此El Niño與La Niña為Southern Oscillation的兩個狀態,El Niño 與Southern Oscillation合而為一,是為ENSO(EI Niño- Southern Oscillation)。以往發生頻率約每2-7年發生一次(平均約4年),通常發生開始於12月聖誕節前後,但近十年來發生頻率增加。

原赤道東太平洋海溫較熱、西太平洋海溫較暖,因此大氣在西太平洋有較強之對流,因而有較大之降雨;相對的在東太平洋則形成下降氣流。東西向形成一 Walker Circulation。El Niño 與 La Niña 為 ENSO 的兩個狀態,當 El Niño 發生時東太平洋變暖,因此有較強之對流及降雨,Walker Circulation 亦發生逆轉,西太平洋對流活動減弱(如圖 2.6),ENSO 氣候特性如表 2.2。預測 ENSO 發生可利用其氣候特性,如東西太平洋壓力差或海水表面溫度(Sea Surface Temperature, SST)。常見壓力指標為 Southern Oscillation Index(SOI),其利用大溪地與澳洲達爾文兩地壓力場差值,定義為

SOI = Ps (Tahiti, 大溪地) - Ps (Darwin, Australia)

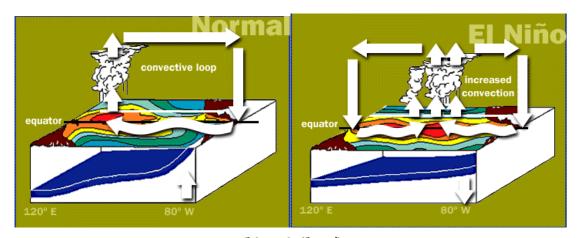


圖2.6 聖嬰現象

表2.2 ENSO氣候特性

秋2.2 B1 100 秋1 17 17			
El Niño	La Niña		
H L east	L H east		
東太平洋變暖 1~4℃	東太平洋變冷 1~4℃		
SOI < 0: 西邊相對低溫 P _s 大於東邊	SOI >0: 西邊相對高溫 Ps 小於東邊		
在印尼地區之對流活動較微弱	在印尼地區有較強之對流與降雨		
在秘魯海岸地區有較強之對流與降雨	祕魯海岸較乾燥		

圖 2.7 海溫分區,Reynolds and Smith (1995)由地域不同定義 Niño1、Niño2、Niño1+2、Niño 4 等不同指數,目前常採用之指標為區域 Niño3.4 之海溫,Niño 3.4 範圍為 Niño3 與 Niño4 間之區域,當 Niño3.4 Anomaly 五個月滑動平均連續六個月以上均大於 $0.4\,^{\circ}$ C 即為進入 El Nino,若連續六個月以上均小於 $0.4\,^{\circ}$ C 即為進入 La Nina。



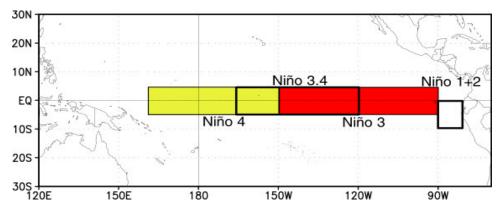


圖 2.7 海溫指標分區

從圖2.8可見,1982-83年與1997-98年均發生相當強烈之聖嬰事件,不論從海表面溫度指標或壓力指標均可看出。雖然聖嬰事件帶來氣候短期變異,對全球許多區域造成顯著影響,然似乎尚無直夠證據可看出其對台灣地區之直接影響。

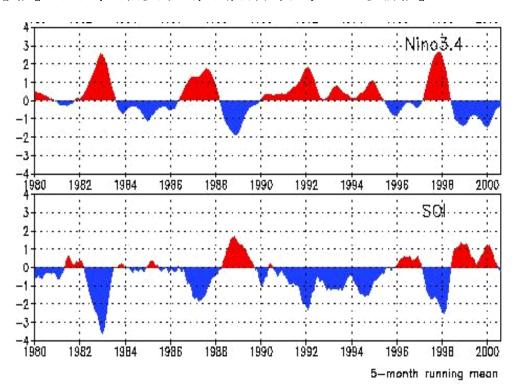


圖 2.8 海溫與 SOI 指標

微浮粒子(aerosol)之影響

微浮粒子之影響是散射太陽幅射,使被折回之太陽能量增加,另有微浮粒子會直接吸收太陽能量而加溫大氣層;此外,部份微浮粒子可為雨滴凝結核,因此其亦影響雲量而影響輻射能量。微浮粒子之自然成因包括



- 1. 由沙漠或乾燥地區表面吹起
- 2. 火山爆發,1991年菲律賓Pinatupo火山爆發,帶入大量aerosol進入平流層,造成往後兩年地表溫度降低

影響微浮粒子人為因素則包括

- 1. 主要為從火力發電廠排放Sulphur dioxide及biomass burning
- 2. 人為因素產生之微浮粒子通常只存在幾天,因此只影響其發生之局部地區 Aerosol的影響時間較短,因此,其使地表變冷之效應並不能將加強溫室效應抵消掉。

2.2 人為氣候變遷

地球大氣組成改變會使進入大氣之短波輻射與出大氣之長波輻幅射間之平衡關係改變,而形成溫室效應(Greenhouse Effect),而造成此影響之氣體稱為溫室氣體 (Greenhouse Gases, GHGs),大氣中主要溫室氣體為二氧化碳(CO_2)、氧化亞氮 (N_2O)、甲烷 (CH_4)、與氟氯碳化物 (CFC_8)。地球大氣中溫室氣體所產生之溫室效應使地球溫度上升32.5°C,同樣之溫室效應亦發生於火星與金星上,金星表面氣壓約地球100倍,且大部份由 CO_2 組成,所以其表面溫度上升500°C。圖2.9為透過模式分析考慮自然因素與人為因素下之溫度模擬與觀測資料比較,發現若不考慮人為因素,如圖2.9(a)模擬溫度將比觀測低約0.8°C;圖2.9(c)則顯示同時考慮自然與人為因素則模擬溫度與觀測溫度較吻合,因此,藉由模式分析發現,目前氣候受人為因素影響似乎相當明顯。

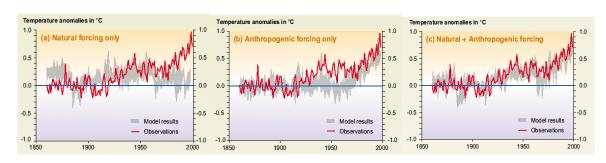


圖2.9 考慮自然與人為因素之模擬溫度與觀測溫度之比較 (IPCC, 2001)

人為因素可能藉由以下方式影響氣候:(1)增加溫室氣體排放;(2)增加微浮粒子;(3)改變土地利用方式;(3)直接排放熱能;(4)大規模核戰 - 產生大量aerosols。其中尤以增加溫室氣體排放最為重要,大氣中二氧化碳從工業革命至1998年以來已增加約31%(280ppm=>365ppm),並預測在往後50-100年間達到工業革命前2倍水準。當所有條件維持相同,而大氣中CO2濃度增加為2倍,則outgoing的長波輻射將減少

4W/m²。為了平衡能量,對流層約會增加1.2℃,但因有其它回饋作用,至使溫度上升擴大到2.5℃。加強溫室效應主要影響因子包括濃度、增加速率、大氣中之生命期、及其輻射特性,如表2.3所示,顯示工業革命前與至今的六種溫室氣體於大氣中的濃度、1990s之增加率與大氣中生命期。

	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC-11	HFC-23	CF ₄
	(Carbon	(Methane)	(Nitrous	(Chlorofluoro	(Hydrofluoro	(Perfluoro-
	Dioxide)		Oxide)	-carbon-11)	-carbon-23)	methane)
Pre-industrial concentration	about 280 ppm	about 700 ppb	about 270 ppb	zero	zero	40 ppt
Concentration in 1998	365 ppm	1745 ppb	314 ppb	268 ppt	14 ppt	80 ppt
Rate of concentration change b	1.5 ppm/yr ^a	7.0 ppb/yr ^a	0.8 ppb/yr	−1.4 ppt/yr	0.55 ppt/yr	1 ppt/yr
Atmospheric lifetime	5 to 200 yr ^c	12 yr ^d	114 yr ^d	45 yr	260 yr	>50,000 yr

表 2.3 各種溫室氣體濃度、增加率與生命期 (IPCC, 2001)

各種氣體與微浮粒子對氣候變遷的影響程度可以利用輻射力(Radiation Forcing)來表示,如圖2.9所示,輻射力的單位為 W/m^2 。圖2.9中乃針對工業革命前(1750s)到至今(2000)的資料所做的歸納。溫室氣體二氧化碳(CO_2)、甲烷(CH_4)、氧化亞氮(N_2O)及氟氯碳化物(CFC_8)在圖中可看出為輻射力最大且為正值,亦即對地球而言為加溫的效應。次之為對流層的臭氧,而平流層的臭氧之輻射力為負值,表示其對地球而言具有減溫的影響。其他如微浮粒子之影響程度均為較低,而石化燃料燃燒產生之微浮粒子分為黑色碳與有機碳兩種,黑色微浮粒子具有吸收溫度的效果,所以為正值的輻射力,而其他石化燃料燃燒產生有機碳微浮粒子則具有負的輻射力。

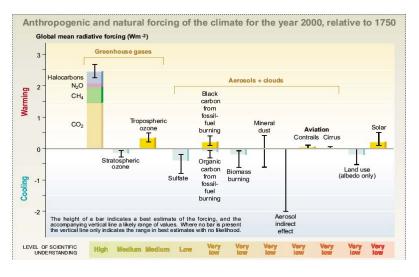


圖 2.10 溫室氣體與微浮粒子對氣候變遷之影響程度 (IPCC, 2001)

^a Rate has fluctuated between 0.9 ppm/yr and 2.8 ppm/yr for CO₂ and between 0 and 13 ppb/yr for CH₄ over the period 1990 to 1999.

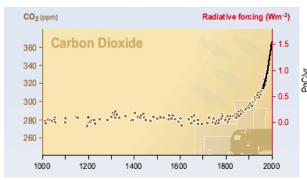
^b Rate is calculated over the period 1990 to 1999.

^c No single lifetime can be defined for CO₂ because of the different rates of uptake by different removal processes.

d This lifetime has been defined as an "adjustment time" that takes into account the indirect effect of the gas on its own residence time.

二氧化碳 (CO₂)

二氧化碳的直接量測開始於 1957 年(南極),而接著 1958 年在夏威夷亦設立一個觀測站,當時大氣二氧化碳濃度約為 315 ppmv,而以 0.6 ppmv/yr增加。1960s、1970s、1980s 之增加率分別為 0.83、1.28 及 1.53。在 1957 年前之二氧化碳濃度資料,主要是由冰柱中氣泡分析而得。從工業革命前到現在,大氣中二氧化碳已增加 31% (280ppm=>365ppm)(表 2.3),且目前大氣中二氧化碳的濃度是過去 420,000 年來沒有超過的,可能過去二億年來也一直沒有這麼高濃度的二氧化碳,而目前二氧化碳的濃度仍持續在增加。過去 40 年對於二氧化碳的直接量測得知,整個趨勢有相當多的震盪,然而其增加率可看出是相當高的。如圖 2.12 為過去 40 年二氧化碳的濃度變化率,底下的箭頭指的是聖嬰現象發生的時間,可以看出二氧化碳增加率較高的幾年跟聖嬰現象的發生有極大的關係,可見聖嬰現象具有短期影響二氧化碳的能力。



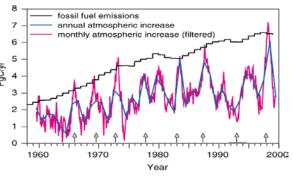


圖 2.11 二氧化碳濃度變化

圖 2.12 過去 40 年二氧化碳的增加率

大氣中二氧化碳受人為排放影響,且與大氣、海洋及陸地之含碳量及其交互作用有關,地球碳循環系統如圖2.13,其中大氣中二氧化碳因為人類活動釋放出之量約為7.1 GtC/yr (Gt = 10^{12} kg),其中海洋吸收2 GtC/yr (28.2%)、綠色植物之光合作用及呼吸淨作用與北半球森林再植分別吸收1.3 GtC/yr與0.5 GtC/yr (25.3%),因此大氣增加3.3 GtC/yr (46.5%)。大氣與海洋及大氣與陸地交互作用如下說明

- 大氣與海洋
 - 2 (GtC/yr) 從大氣傳至海洋
- 大氣與陸地
 - 綠色植物之光合作用及呼吸作用 (-1.3 GtC/yr)
 - 土地利用改變 (+1.6 GtC/yr)
 - 燃燒石化燃料及水泥製造 (5.5 GtC/yr)
 - 北半球森林再植 (-0.5 GtC/yr)



表 2.4 二氧化碳之源與匯

	1992	1994	1995
CO ₂ Source			
(1)燃燒石化燃料及生產水泥產品	5.5±0.5	5.5 ± 0.5	5.5±0.5
(2)Net emissions 從赤道土地使用改變	1.6±1.0	1.6±1.0	1.6±1.0
(3)全部人為排放(1)+(2)	7.1±1.1	7.1±1.1	7.1±1.1
Partitioning amongst CO ₂ reservoirs			
(4)Atmosphere	3.4±0.2	3.2±0.2	3.3±0.2
(5)海洋吸收	2.0±0.8	2.0 ± 0.8	2.0 ± 0.8
(6)北半球森林重建	N/A	0.5 ± 0.5	0.5 ± 0.5
(7)其它地球上的 Sink (3)-(4)-(5)-(6)	1.7±1.4	1.4±1.5	1.3±1.5
CO ₂ fertilization \ climatic effects			

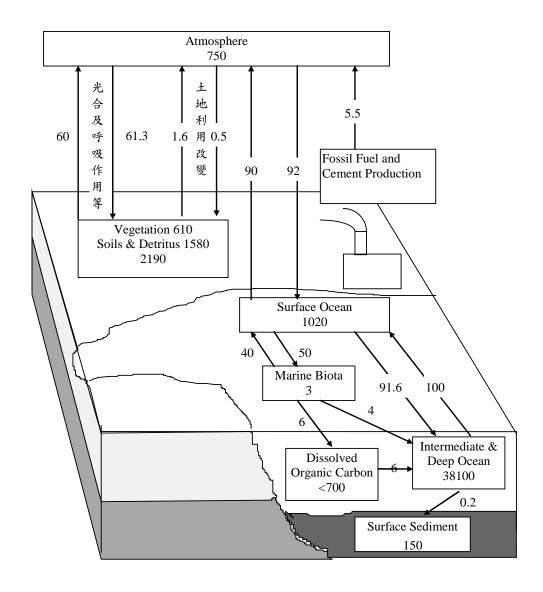


圖 2.13 全球碳循環

<u> 甲烷 (CH₄)</u>

甲烷從 1750 年起亦增加了 150%。甲烷的主要來源包括自 然界(如溼地)及人為造成(如 農業、天然氣使用以及垃圾掩埋等),然而一半以上的甲烷是因 為人為所造成的。其輻射力為 0.4W/m²,且占溫室氣體約 20%。

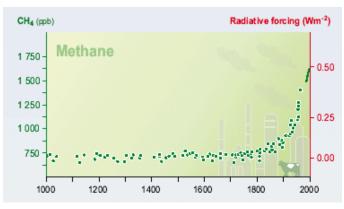


圖 2.14 大氣甲烷濃度變化

由圖 2.14 可看出甲烷的於

大氣中的變化趨勢。甲烷的直接量測是從 1983 年開始,而較早前的資料主要是由冰核

與雪層中量得。甲烷的濃度從 1983 年 的 1610 ppb 到 1998 年 1745ppb,濃度是增加的(圖 2.15), 然而增加率的趨勢卻是減少的(圖 2.15)。在 1990s 的增加率為一零 當大的,1992 年增加率為零加率 当大的,1992 年增加率為增加率 新工程, 對於此現象仍無明顯度 可依據的解釋。雖然對於甲烷的濃度有 可依據的不確定性還是很高的,主要 原因在於其來源之生物圈具有極 放率。

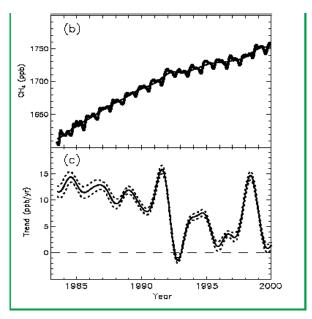


圖 2.15 近年來大氣甲烷濃度與變化趨勢

氧化亞氮(N₂O)

美國能源部之報告(1990),根據南極冰柱分析,過去3000年大氣之氧化亞氮濃度大致上維持一定,直致150年前才極速增加。氧化亞氮從工業革命之後增加了16% (46ppb)。而其增加率約為

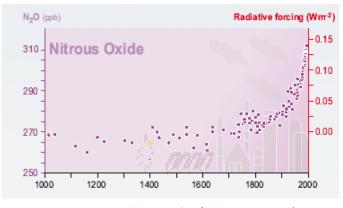


圖 2.16 大氣氧化亞氮濃度的變化趨勢

0.25%/yr (1980-1998),主要來源包括自然界以及人為影響。1991年至1993年氧化亞氮

的變化率為減少,可能原因包括氮肥使用的減少、生物排放減少以及火山造成的循環的改變,造成大量平流層的流失。氧化亞氮於自然界主要來源約為10TgN/yr,其中65%來自陸地土壤,而30%來自海洋。而人類活動所造成的約7TgN/yr,包括農業、生物質量燃燒、工業活動以及家畜等。因為其生命期長達120年,且其每一個分子對輻射之影響為CO2的200倍,量雖少但影響顯著,其輻射力約為0.15W/m²,總溫室氣體總體積約6%。主要來源包括化學肥料、熱帶雨林砍伐、土地利用改變(森林轉為牧草或農作耕地)、農業活動刺激土壤排放。

氟氯碳化物(CFCs) (報告中稱為鹵素碳化物(Halocarbons))

鹵素碳化物包括氟、氯、溴及碘的碳化物,唯一來源便是人類活動所造成的,並無自然界來源。而氟與氯的碳化物會破壞平流層的臭氧,目前已受到蒙特婁公約的管制而減少其排放量。如圖 2.17,氟氯碳化物曾在 1994 年達到顛峰的濃度,然後開始減少。氟氯碳化物為完全人工合成,於 1920 年發明,但到 1950 年才大量商業化使用,主要用途包含

- 清潔溶劑
- 泡沫噴出媒介
- 防燃劑
- 冷媒
- aerosol spray can agent

生命期約50~100年, 氟氯碳化物的輻射力為0.34W/m²,於所有溫室氣體約為14%。

為了減少氟氯碳化物對臭氧的破壞,改採用氫氟氯碳化物(HCFCs)以及氫氟碳化物 (HFCs)取代。取代的氫氟氯碳化物以及氫氟碳化物的輻射力相對較小,且其排放量受到蒙特婁公約的限制。高氟碳化物 PFCs (perfluorocarbons),如 CF_4 、 C_2F_6 ,以及六氟化硫(SF_6)具有相當長之生命期,且紅外線的吸收能力亦相當高。因此,即使這些氣體的排放量相當低,對於未來氣候之影響亦相當高。 CF_4 的生命期約為 50,000 年,而 SF_6 生命期約為 22,200 年,其每單位重量對於氣候的影響遠比 CO_2 還要來得大。目前的濃度雖然較小(4.2ppt),但是卻有著每年 0.24ppt 的增加率。

來自太陽的輻射線主要由地球表面吸收。能量被重新分配於大氣和海洋的循環中,然後一部份輻射再以長波形式(紅外線)回到外太空。對於地球接收與出去的輻射年平均量幾乎剛好達到平衡。輻射力(Radiative Forcing)是指地表與對流層之淨吸收輻射能量,其為在容許平流層針對輻射平衡重新調整溫度後,在對流層頂所吸收之淨



入射輻射能量,正的輻射力表示地球加溫,而負值表示使地球冷卻。圖 2.18 為主要溫室氣體之輻射力。

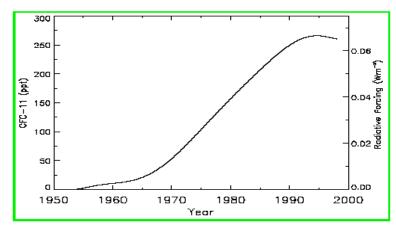


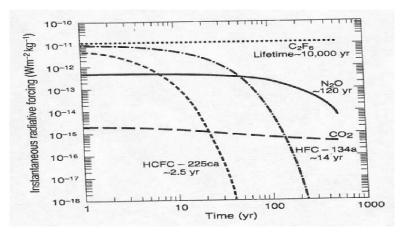
圖 2.17 氟氯碳化物的變化趨勢

表2.5 自工業革命自今相關因素之Radiative forcing

因子	Radiative forcing W/m ²
CO_2	1.56
CH ₄	0.47
N_2O	0.14
CFCs	0.20
others	0.08
對流層 O ₃	0.2 ~ 0.6
平流層 O ₃	-0.1
Sulphate aerosols	-0.25~-0.9
Soot ærosols direct	N/A
Biomass burning	-0.05~-0.6
Aerosol indirect effects (cloud)	0 ~ -1.5
Solar output	+0.1 ~ +0.5
Mt.Pinatubo 爆發將大量 aerosols 帶入平流層	-3 ~ -4

表2.6 溫室氣體之濃度、增加率、生命期與輻射力

	生命期	濃度 (ppbv)		增加率	Radiative forcing	
	(YR)	1992	Pre-Ind	(ppbv/yr)	Wm ⁻² /ppbv	Wm ⁻²
CO_2	variable	356000	278000	1600	1.8×10 ⁻⁵	1.56
CH ₄	12.2	1714	700	8	3.7×10 ⁻⁴	0.47
N ₂ O	120	311	275	0.8	3.7×10 ⁻³	0.14
CFC-11	50	0.268	0	+0	0.22	0.06
CFC-12	102	0.503	0	+0.007	0.28	0.14
HCFC-22	12.1	0.1	0	+0.005	0.19	0.02
HCFC-141b	9.4	0.002	0	0.001	0.14	-
HCFC-142b	18.4	0.006	0	0.001	0.18	-



2.18 單位溫室氣體排放至大氣中之輻射力

Global Warming Potential (GWP)

Cumulative radiative forcing between the present and some chosen later time caused by a unit mass of gas emitted now , expressed relative to that of some reference gas (CO_2 has typically used).

因為溫室氣體 radiative forcing 之影響力不同,而且大氣中之生命期不同,因此必須訂定統一之指標。此外也可作為各國努力於減少溫室氣體 radiative forcing 之評估標準,各國可依其經濟考量選擇適當之策略控制溫室氣體排放。影響 GWP 之因子包括

- ♦ reference gas
- ♦ lifetime of gas

※ 相對 GWP

$$GWP(X) = \frac{\int_0^T a_X \cdot [X(t)]dt}{\int_0^T a_r \cdot [r(t)]dt}$$

T:影響時間,一般考慮為20,100,500年

ax:增加一單位對 radiative forcing 之影響

X(t): the time-decaying abundance of a pulse of injected gas

一般常以CO2為 reference。

※ 絕對GWP

$$AGWP(X) = \int_0^T a_X \cdot [X(t)] dtWm^{-2}kg^{-1}yr$$

			GWP	
	life time	20yrs	100ys	500yrs
CO_2		1	1	1
CH ₄	12.2	56	21	6.5
N ₂ O	120	280	310	170

表 2.7 不同溫室氣體之 GWP

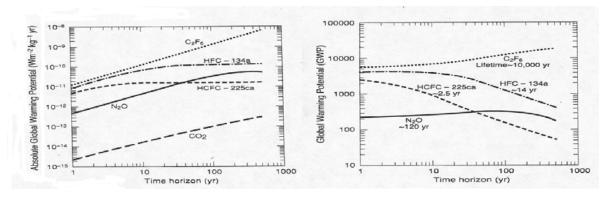


圖 2.19 主要溫室氣體絕對與相對之 GWP。

2.3 氣候變遷預測模式簡介

最早用數學模式去模擬氣候的改變為Arrhenius (1896),其發展的地表能量平衡模式預測若大氣中 CO_2 增為2倍則地表溫度將增加 $2^{\circ}C$ 。在過去100年大氣科學家從能量平衡與general circulation的動態兩方面來模擬大氣。直至1950年von Neumann在普林斯頓利用電腦算出簡單化之大氣運動方程式之數值解,而Smagorinsky (1965) 首度利用較完整及複雜之方程式以模擬全球氣候。

模式主要可分成 Statistical Model (由過去觀測歸納而得)與 First Principles Model (物理、化學、生物 process)。統計模式很難回答"what if"的問題,例如當大氣 CO₂ 濃度加倍時,溫度會有何改變? First Principles Model 可藉由能量平衡的考量而簡單地計算全球平均溫度,此類模式稱之為 0 維模式。而最複雜的為全球環流模式 (GCM),其不僅考慮不同之氣候因子,也考慮其空間及時間上的分佈

2.3.1 簡易模式

早期氣候模式研究顯示,全球平均Radiative forcing與全球平均地表平衡溫度之變 化有一線性關係,即



$$\Delta T_s = \lambda \Delta F$$

其中 ΔT_s 是全球平均地表平衡溫度之變化(K), ΔF 是全球平均 Radiative forcing(Wm⁻²),而 λ 是氣候敏感度參數(K/Wm⁻²)。 λ 會受水氣、雲、及冰等回饋作用之影響,其值於不同 GCM 模式所採用亦不同,其值一般界於 $0.3\sim1.4~$ K/Wm⁻²之間。 CO_2 至目前為止仍是最中要的氣體,約占 64% Radiative forcing 之影響(1.56/2.45)。 CO_2 之 Radiative forcing 可由下列公式計算

$$\Delta F = 6.3 \ln(C/C_0) for C \le 1000 ppmv$$
 (IPCC, 1990: Table 2.2)

 C_0 代表工業革命前濃度(即 280ppmv),則 1994 年 CO_2 濃度為 358 ppmv,利用上面公式可算出其造成之 radiative forcing 為

$$\Delta F = 6.3 \ln(358/280) = 1.55 (Wm^{-2})$$

如依前面溫度變化之計算公式,目前大氣 CO_2 濃度之增加,可能造成地表溫度上升 $0.5\sim2.2^{\circ}C$ 。

另由能量平衡觀點來看,最簡單的氣候模式 0 維之能量平衡模式,其將全球看為 一點,關係可以列表示:

$$N = S - F$$

其中S為地表吸收之太陽短波幅射,而F為地球輻射能量。

$$S = \frac{S_0}{4} (1 - \alpha_P) \& F = \in \sigma T_P^4$$

但系統平衡時 N=0 ,i.e. S=F 。考慮外在因素(如溫室氣體增加)影響而破壞平衡,則

$$\Delta N = \Delta S - \Delta F$$

假設溫度改變為△T,則

$$\Delta T \left(\frac{\Delta F}{\Delta T} - \frac{\Delta S}{\Delta T} \right) = -\Delta N = G$$

其中G為 direct radiative forcing,若地表溫度與 radiative forcing 如前述線性關係,則

33

$$\Delta T = \lambda G$$

其中λ為氣候敏感性因子,根據上面兩式可得



$$\lambda = \frac{1}{\frac{\Delta F}{\Delta T_S} - \frac{\Delta S}{\Delta T_S}}$$

其中λ會受其它氣候因素之影響,根據 Taylor 展開式

$$\frac{\Delta F}{\Delta T_{S}} = \frac{\partial F}{\partial T_{S}} + \frac{\partial F}{\partial W} \frac{\Delta W}{\Delta T_{S}} + \frac{\partial F}{\partial A_{C}} \frac{\Delta A_{C}}{\Delta T_{S}} + \cdots$$

$$-\frac{\Delta S}{\Delta T_{S}} = \frac{S_{0}}{4} \left[\frac{\partial \alpha_{P}}{\partial T_{S}} + \frac{\partial \alpha_{P}}{\partial A_{C}} \frac{\Delta A_{C}}{\Delta T_{S}} + \frac{\partial \alpha_{P}}{\partial A_{V}} \frac{\Delta A_{V}}{\Delta T_{S}} + \cdots \right]$$

其中W=全球平均水蒸氣量、 A_C = 雲量、 A_V = 植生覆蓋。上面兩式主要是在考慮回饋作用之影響。假設不考慮回饋作用,則

$$\frac{\Delta F}{\Delta T_{S}} = \frac{\partial F}{\partial T_{S}}, \frac{\Delta S}{\Delta T_{S}} = 0$$

$$\lambda = \frac{1}{\frac{\partial F}{\partial T_{S}}}$$

$$F = \epsilon \sigma T_{S}^{4} \Rightarrow \frac{\partial F}{\partial T_{S}} = 4 \epsilon \sigma T_{S}^{3} = \frac{4F}{T_{S}}$$

$$\Rightarrow \lambda = \frac{T_{S}}{4F} \approx \frac{T_{S}}{4S}$$

地表平均温度為 288 K,而 $S = \frac{S_0}{4} (1-\alpha)$,則 $S = 343 (1-0.3) \Rightarrow \lambda \cong 0.3$ 。在 $2 \times CO_2$ 下 $G = 6.3 \ln(C/C_0) for C \leq 1000 ppmv = 6.3 \ln(2) = 4.37 Wm^{-2}$ $\Delta T = \lambda G = 0.3 \times 4.37 = 1.31 \ (K \ or \ ^oC)$

North (1975) 觀測得到 $F = 1.55T_S-212$, 則根據此關係

$$\frac{\partial F}{\partial T_s} = 1.55 \Rightarrow \lambda = \frac{1}{1.55} = 0.65$$

則約為上面不考慮回饋效應之2倍,因此,其對F之估算應已包含回饋效應。則在2×CO2

$$\Delta T = 0.65 \times 4.37 = 2.84 (K \text{ or }^{\circ}C)$$

回饋作用

全球地表平均溫度 T^* 等於未受擾動之平均地表溫度 (T^*_o) , 加上受 radiative forcing 影響直接改變之溫度 (ΔT^*_L) , 再加上氣候系統回饋作用影響改變之溫度 (ΔT^*_c) 。如下式



$$T^* = T_o^* + \Delta T_L^* + \Delta T_C^*$$
 當 $\left\{ \begin{array}{l} \Delta T^*_c > 0 \$ 為正回饋作用,會增加溫度上升 $\Delta T^*_c < 0 \$ 為負回饋作用,會減少溫度上升 $\Delta T^*_c = 0 \$ 無回饋作用

Water Vapor

下圖中之鍵結代表兩項之正負相關(以正負號表示於鍵上)。下圖為一正回饋作 用,如容許水氣改變,則溫度上升將加強。

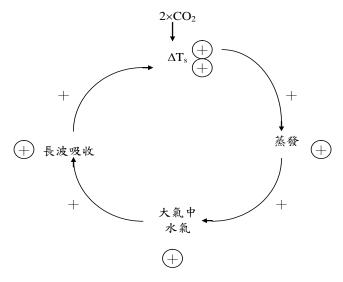


圖 2.20 水氣之回饋效應

<u>冰</u>

圖 2.21 為冰之回饋效應,此亦為一正回饋作用,即溫度升高,使冰覆蓋面積減少, 而減少了反照率,因此而增加地表短波輻射吸收而加溫。此為 cryosphere 之回饋作用。

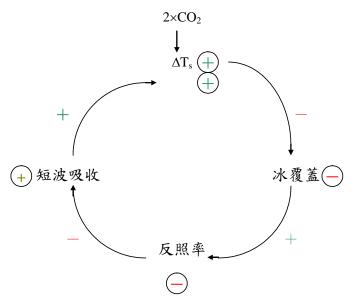


圖 2.21 冰之回饋效應

雲

雲之影響包括對長波輻射之影響如圖 2.22(a)及對短波輻射之影響如圖 2.22(b)。根據相關研究,溫度上升將使大氣雲量減少,則在其長波輻射性質之考量下,為一負回饋效應。

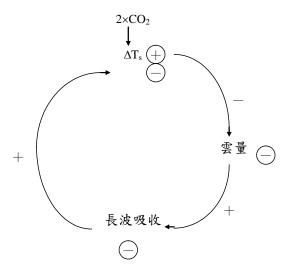


圖 2.22(a) 雲對長波輻射之影響

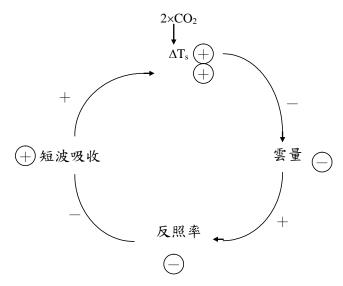


圖 2.22(b) 雲對短波輻射之影響

2.3.2 全球環流模式 (General Circulation Model, GCM)

前面提到許多有關人為活動加強了溫室效應,及可能導致全球暖化,也利用 0 維模式進行初步分析,然其分析結果為地球之平均特性,如何考量時間與空間之特性,則需要更成熟之模式,目前最成熟之氣候模式是利用數值分析方法求解描述氣後物理特性之數學方程式,並利用三維網格分析不同緯度、經度、高度、及時間之氣候。目前用於預測未來氣候之最成熟量化分析工具均歸類為全球環流模式(General Circulation

Model, GCM)。GCM 為環流模式之統稱,各國研究機構分別發展其模式,表 2.8 列出主要 GCM 模式與其相關屬性。

氣候模擬為分析其各單元間之交互作用,在第一章曾說明氣候系統包括大氣、海洋、陸地、冰、與生態系統,目前氣候模式尚未能精確考量生態圈之影響,因此以其他四者為主。圖 2.23 說明氣候模式發展歷程,1970 年代中期氣候模式僅有大氣,到 1980 年代才加入陸地地表歷程,而海洋及海冰則一直到 1990 代初期才加入氣候模式中,目前氣候模式除了大氣、陸地、海洋、冰外,已逐漸將懸浮微粒模式、二氧化碳循環模式、生態圈動態特性模式等加入,以期更能真實模擬氣候特性。

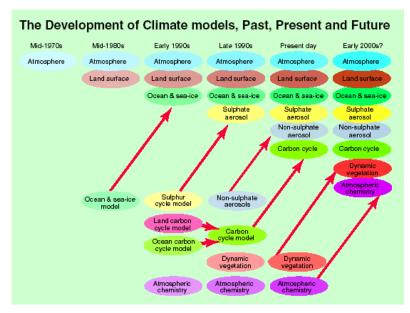


圖 2.23 氣候模擬模式發展歷史 (IPCC 2001)

受限於計算能力限制,目前(2002)仍沒有任何電腦可夠快到在合理計算時間內進行所有時間與地點之模擬分析,因此在計算上一般將地球分成三維之格網,再分別分析各格網所代表區域之氣候特性。以表 2.8 中之 GFDL_R15 模式為例,其大氣模式解析度為 4.5°×7.5°,每層分成 1920 方格,在 40° 緯度,一個方格約為 500×600 公里,垂直 9 層,共 17,280 格網。若以每 30 分鐘為一個計算之時間尺度,在高速電腦 Cray X_MP 模擬一年之氣候需要 10 小時。此只指大氣環流模式,目前 GCM 模式為藕合模式,將海洋環流模式加入將使計算時間更長。表 2.8 顯示不同 GCM 模式有不同解析度,然最小之解析度約為 2.8°×2.8°,圖 2.24 顯示 GCM_GISS 網格與台灣之關係,不同解析度其代表區域大小不同,即使最小之解析度 2.8°×2.8° 之網格大小亦約為台灣全島面積之兩倍大。下一章將介紹如何應用此大尺度之氣候預測資料。

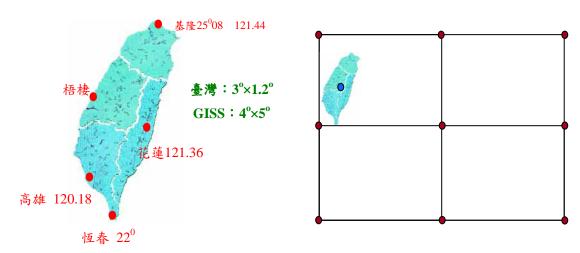


圖 2.24 台灣經緯度範圍,及其與網格大小相關性

表 2.8 主要 GCM 模式與其相關屬性

	MODEL	CENTRE	ATMOSPHERIC	OCEAN	LAND	SEA ICE	FLUX
1	ARPEGE/OPA	CERFACS	T21 (5.6 x 5.6) L30	2.0 x 2.0 L31*	C	(d)	-
2	ARPEGE/OPA	CERFACS	T31 (3.9 x 3.9) L19	2.0 x 2.0 L31*	C	T	-
3	BMRCa	BMRC	R21 (3.2 x 5.6) L9	3.2 x 5.6 L12	M,B	T	-
4	BMRCb	BMRC	R21 (3.2 x 5.6) L17	3.2 x 5.6 L12*	M,B	T	H,W
5	CCSR/NIES	CCSR/NIES	T21 (5.6 x 5.6) L20	2.8 x 2.8 L17	M,BB	T	H,W
6	CGCM1	CCCma	T32 (3.8 x 3.8) L10	1.8 x 1.8 L29	M,BB	T	H,W
7	CGCM2	CCCma	T32 (3.8 x 3.8) L10	1.8 x 1.8 L29	M,BB	T,R	H,W
8	COLA1	COLA	R15 (4.5 x 7.5) L9	1.5 x 1.5 L20*	C	T	-
9	COLA2	COLA	T30 (4 x 4) L18	3.0 x 3.0 L20*	C	T	-
10	CSIRO Mk2	CSIRO	R21 (3.2 x 5.6) L9	3.2 x 5.6 L21	C	T,R	H,W,M
11	CSM 1.0	NCAR	T42 (2.8 x 2.8) L18	2.0 x 2.4 L45*	C	T,R	-
12	CSM 1.3	NCAR	T42 (2.8 x 2.8) L18	2.0 x 2.4 L45*	C	T,R	-
13	ECHAM1/LSG	DKRZ	T21 (5.6 x 5.6) L19	4.0 x 4.0 L11	C	T	H,W,M
14	ECHAM3/LSG	DKRZ	T21 (5.6 x 5.6) L19	4.0 x 4.0 L11	C	T	H,W,M
15	ECHAM4/OPY	DKRZ	T42 (2.8 x 2.8) L19	2.8 x 2.8 L11*	C	T,R	H,W(*)
16	GFDL_R15_a	GFDL	R15 (4.5 x 7.5) L9	4.5 x 3.7 L12	В	T,F	H,W
17	GFDL_R15_b	GFDL	R15 (4.5 x 7.5) L9	4.5 x 3.7 L12	В	T,F	H,W
18	GFDL_R30_c	GFDL	R30 (2.25 x 3.75)	1.875 x 2.25 L18	В	T,F	H,W
19	GISS1	GISS	4.0 x 5.0 L9	4.0 x 5.0 L16	C	T	-
20	GISS2	GISS	4.0 x 5.0 L9	4.0 x 5.0 L13	C	T	-
21	GOALS	IAP/LASG	R15 (4.5 x 7.5) L9	4.0 x 5.0 L20	C	T	H,W,M
22	HadCM2	UKMO	2.5 x 3.75 L19	2.5 x 3.75 L20	C	T,F	H,W
23	HadCM3	UKMO	2.5 x 3.75 L19	1.25 x 1.25 L20	C	T,F	-
24	IPSL-CM1	IPSL/LMD	5.6 x 3.8 L15	2.0 x 2.0 L31*	C	(d)	-
25	IPSL-CM2	IPSL/LMD	5.6 x 3.8 L15	2.0 x 2.0 L31*	C	T	-
26	MRI1ª	MRI	4.0 x 5.0 L15	2.0 x 2.5 L21(23) ^a *	М,В	T,F	H,W

27	MRI2	MRI	T42(2.8 x 2.8) L30	2.0 x 2.5 L23*	C	T,F	H,W,M
28	NCAR1	NCAR	R15 (4.5 x 7.5) L9	1.0 x 1.0 L20	В	T,R	-
29	NRL	NRL	T47 (2.5 x 2.5) L18	1.0 x 2.0 L25*	BB	T(p)	H,W(*)
30	DOE PCM	NCAR	T42 (2.8 x 2.8) L18	0.67 x 0.67 L32	C	T,R	-
31	CCSR/NIES2	CCSR/NIES	T21 (5.6 x 5.6) L20	2.8 x 3.8 L17	M,BB	Т	H,W

CCCM — Canadian Centre for Climate, CA;

GFDL - Geophysical Fluid Dynamic Lab., USA

GISS — Goddard Institute for Space Studies, USA;

NCAR — National Center for Atmospheric Research, USA

OSU — Oregon State University, USA;

UKMO - United Kingdom Meteorological Office, UK

表格中T與R為大氣模式之解析度代,T為波譜截斷類型,以T21為例,表示其網格數為21×3+N,N為1或0,目的為讓網格數為2的倍數,,因此其網格數為64,亦即網格間距為360°/64=5.625°。且其精度與緯度之間格相同.然而R代號解析度則為經度與緯度間格不一樣之解析度。T與R的數字越大表示其解析度越高,網格越細。於解析度後之L代號則表示其模式於大氣層間模擬之層數。

大氣歷程

大氣歷程主要在描述風、水氣、以及能量傳輸之物理性,其控制方程式包括動量(momentum)、連續(continuity)、狀態(equation of state),且考量相關之回饋作用,如前所述溫度上升增加大氣水氣,水氣亦為一重要溫室氣體,因此會減少長波幅射離開氣候系統,而使起始之加溫作用增加,此正回饋效應為大部份模式採用;而雲量根據 Earth Raditation Budget Experiment 雲會增加 31Wm⁻²之溫室效應(即長波吸收),但其短波輻射卻會反射 48Wm⁻²,因此其淨效應會使氣候系統變冷。

圖 2.25 顯示大氣模式計算流程,為求解控制方程式,必須蒐集起始條件參數資料、 與邊界條件,包括星球邊界層 (Planet Boundary Layer)與地表相關資料,然後利用熱力學與空氣剖面水氣含量判斷每一網格大氣之穩定性與雲覆蓋比例,穩定性主要在判斷地面氣體上升或下降,如不穩定則地面氣體上升,對流參數應用於決定熱與水氣之對流,並由水氣含量判斷是否達飽和而有水氣凝結,再利用雲參數決定是否形成雲之覆蓋比例;接著計算輻射通量與控制方程式中之消散項,所有資料用以求解風速、溫度、與大氣濕度等氣象參數。

大氣模擬中需要透過雲參數化來決定每一格網之雲覆蓋比例,然不同雲參數化方式使得 GCMs 有不同回饋效應之考量,因而影響全球或區域之能量平衡及降雨特性。要合理描述雲之回饋效應,必須能就水之三態進行合理模擬。不適當地描述雲量及其光學性質導致 GCMs 對地表淨能量之模擬錯誤,也進而致使區域海洋及陸地溫度之模擬有問題。雲的光學性質與凝結核之關係十分重要,未來氣後變遷模式應進一步描述微浮粒子時間及空間分佈,也進一步描述雨滴大小之分佈。

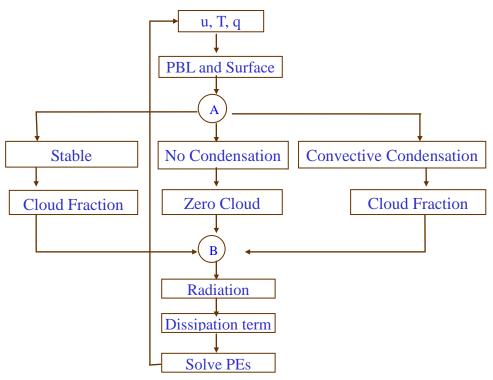


圖 2.25 大氣歷程控制方程式求解程序

地表歷程

地表歷程主要在描述土壤、地表植物、與大氣間水分與能量之儲存與交互作用, 大氣傳遞給陸地之通量(Flux)主要為能量與水氣,而地表土壤與植被影響大氣包括土壤 水分(Soil Water)、蒸發(Evaporation)、蒸散(Transpiration)、與返照率(albedo, land use change)。不同氣候模式可能採用不同之土壤、植被、大氣傳輸系統(Soil – Vegetation -Atmosphere Transfer Schemes, SVAT),圖 2.26 為 NOAH 地表歷程模式。

地表能量平衡與水文系統簡化描述所帶來估算偏差與不確定性為區域氣候模擬之主要誤差來源。在全球尺度分析地表逕流具有相當高之不確定性,地表逕流觀測資料多為集水區尺度或次集水區尺度,要利用此小範圍資料於區域模擬將有其限制。因此,有必要建立全球土壤、地形、與土壤含水量資料,並透過升尺度(Upscaling)分析建立區域水文特性。何謂升尺度?例如透過有限土壤水分量測,建立集水區土壤水分,甚至全台灣地區土壤水分。

地表土壤水分與植被均可能受氣候變遷或大氣 CO₂ 增加之直接影響,而產生回饋效應,此部分為未來氣候模式發展之重要工作。改變氣候模擬必須設定地表陸地及其地形,然在全球尺度之模擬中要詳細考量所有陸地及其地形有其困難,如台灣島嶼因為於全球尺度中相對太小,往往不在地表地形設置之考量。前面已述地表歷程對大氣

修正之重要性,未來台灣在氣候模式上,如何建立區域氣候模式以考量台灣地形影響, 進而修正全球模式對台灣附近之氣候分析,為台灣大氣科學界一項相當重要之工作。

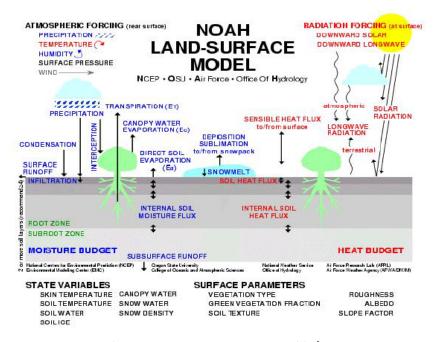


圖 2.26 NOAH Land Surface 模式

海洋

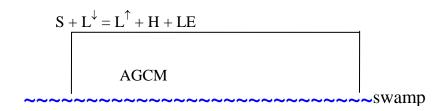
海洋歷程主要在分析(1)表面之通量,此通量包括熱(潛熱、可感熱)、動量(wind stress)、淡水(降雨與蒸發之淨值)、與 CO_2 ;(2)表層混合層(process of surface mixed) layer;(3) 風或能量差所驅動之循環(wind driven and thermohaline circulation);(4) 海洋對流(ocean convection);(5)海洋內部混合(interior ocean mixing);(6)海冰。

大氣及海洋的反應時間不同,大氣可能反映之時間尺度為一週至一個月,上層與中層海洋分別為數週至數個月及幾年,而深海之反應時間尺度可能有幾百年。海洋與大氣反應時間尺度不一致,此外,亦有其他相關問題,海洋GCM與大氣GCM是藉由能量、動量、與水氣通量進行交互作用,雖然海洋GCM合理模擬,但尚為完全驗証,海空交互界面之通量亦未尚未完全驗証,海洋模式中次網格混合與深層對流仍是用很粗略之參數,且在GCMs中對冰之處理方式仍是有疑問。

目前氣候模式大都藕合大氣環流與海洋環流模式,兩模式間透過海平面氣溫(Sea Surface Temperature, SST)、海冰延伸與厚度(sea ice extent & thickness)、覆蓋海冰與未覆蓋表面之反照率、表面 CO_2 分壓、海表面鹽分濃度進行交互作用。大氣環流與海洋環流藕合模式稱為 AOGCM(Atmosphere and Ocean General Circulation Model)其發展歷史上有下列三種方式。

AGCM+表層海洋

即將海洋視為一濕表面,此表面溫度由能量平衡決定,沒有熱能的儲存,亦沒有海流之影響。SST由下列能量平衡式決定:

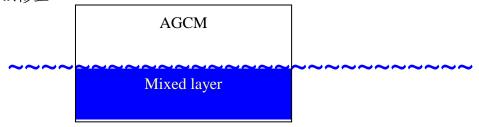


缺點:因為沒有熱能之儲存,無法應用於季節性變化之描述

優點:在模式執行上較經濟

AGCM + 一層Mixed layer 海洋

即考慮一層有厚度之海洋,其能儲有熱能,並能表示季節性之變化,比前一模式較接近實際。但此類模式通常也不考慮海流之影響,海流通常是由赤道向兩極傳遞能量,結果造成高估赤道 SST 而低估高緯度 SST。因此有些模式會加入 Q - flux (or heat flux) 加以修正。



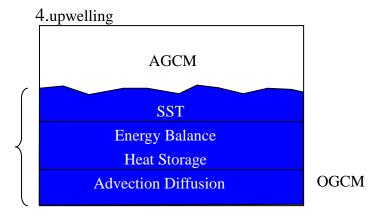
2×CO2對氣候影響之 equilibrium 實驗常採用此模組

AGCM + OGCM

1.surface energy balance (SWAMP)

2.heat storage

3.ocean current



最大缺點在於海洋之 response time 太久,使計算時間很長



References:

Eltahir, E. A. B. 1996. El Niño and the natural variability in the flow of the Nile River. <u>Water Resources Research</u>. 32(1):131-138.

Piechota, T.C. and Smith, J.D. 1996. Drought and regional hydrologic variation in the United States: Associations with the El Niño - Southern Oscillation. <u>Water Resources Research</u>. 32(5):1359-1374.