

微量溫室氣體的輻射強迫作用力

錢皓群¹ 周明達¹ 林沛練¹
國立中央大學大氣科學系¹

摘 要

溫室氣體在不同紅外線波段有著不同的吸收強度，當溫室氣體濃度增高，吸收長波輻射能量越多。因此當溫室氣體濃度增加，外逸長波輻射越少，越多長波輻射能量留在地球大氣系統中，輻射強迫作用力越強，地球平均溫度就會逐漸上升。本研究使用兩個輻射傳遞模式 LBL(Line By Line)與 CLIRAD 計算大氣輻射通量，氣體濃度選取 2012 年夏威夷 Mauna Loa 觀測站量測資料。本研究目的為瞭解此三種溫室氣體在哪些位置的紅外線波段吸收能力最強，探討個別氣體濃度增加所表現的輻射強迫作用力，並討論兩模式計算結果差異原因。

本研究結果發現 CO_2 在第三頻段($540-800cm^{-1}$)有最強的吸收能力，而 CH_4 與 N_2O 同時在第七頻段($1215-1380cm^{-1}$)有著最強的吸收能力。當溫室氣體濃度增加為原來的兩倍，三種微量溫室氣體以 CO_2 的輻射強迫作用力最強。輻射傳遞模式以 LBL 計算結果為基準，發現 CLIRAD 在計算輻射通量以 N_2O 在差異最大，主要是因為在 CLIRAD 內計算 N_2O 吸收係數是使用線性的尺度氣壓(linear pressure scaling)，此方法在處理高層大氣($p < 10$ hPa)時比值很小，有低估吸收係數值，因此我們更改 CLIRAD 在 N_2O 處理吸收係數的計算方法，使得計算結果接近 LBL。

關鍵字：輻射強迫作用力、吸收係數

一、前言

IPCC 第五次評估報告中提到從1880年至2012年，全球平均溫度上升約 $0.85^{\circ}C$ ，而輻射強迫作用力在2011年相對於1750年為 $2.29 W m^{-2}$ 。 CO_2 、 CH_4 與 N_2O 為主要的溫室氣體，個別的輻射作用力分別為1.68、0.48與 $0.17 W m^{-2}$ 。輻射強迫作用力為測定一個氣體或其他強迫因子影響能量平衡，進而促使氣候改變。正值表示強迫因子會增加輻射能量收支，會促使地球平均更加溫暖，因此從上述的IPCC結果來看， CO_2 為改變氣候的主要強迫因子，其次為 CH_4 與 N_2O 。

為了能夠較為準確的預估未來因為溫室氣體濃度改變導致溫度變化的趨勢，模式中長

波輻射參數化尤為重要，因為溫室氣體濃度改變會影響溫室氣體吸收長波輻射量的多寡。因此我選擇較多人使用的長波輻射參數化方法，「Goddard longwave radiation scheme」(在此之後稱為CLIRAD)，想瞭解此模式對於溫室氣體濃度改變對於輻射通量的模擬結果表現如何。我會使用另外一個輻射傳遞模式，Line by line(LBL)，將LBL結果為標準與CLIRAD做比較，瞭解兩模式的差異。

二、方法

本研究使用兩個輻射傳遞模式，LBL與CLIRAD。Line By Line(LBL)為單色輻射模式

(Monochromatic radiation model)，意謂著每一次計算輻射通量都只用一個波數計算，結果較為正確，因此本研究以此模式結果為標準，將另一模式結果與之作比較。此模式在時間耗費上，依據使用者計算的波數範圍以及波數解析度 (spectral resolution) 決定時間耗費程度。

CLIRAD 為周明達老師等人於 NASA Goddard 太空飛行中心所發展的輻射傳遞模式，有長短波輻射兩種，本研究使用長波輻射部分。模式將長波輻射分為 10 個頻段，吸收係數的計算使用 K 分佈法或是查表方法來計算輻射通量。

本研究為瞭解微量溫室氣體濃度改變對於長波輻射通量的影響，因此使用 MLS (Mid-Latitude Summer) 的大氣剖面為代表，垂直分層了模式皆為 76 層，微量溫室氣體濃度使用 2012 年在 Mauna Loa 量測的氣體濃度為標準， CO_2 、 CH_4 與 N_2O 濃度分別為 400、1.8 與 0.32 ppmv。為分析及研究微量溫室氣體濃度改變導致長波輻射通量的影響，我以微量溫室氣體濃度增加為原來 2 倍的案例來討論，並以 LBL 結果為標準，比較兩模式之間的差異。三種微量溫室氣體濃度增加 2 倍後分別為 800、3.6 與 0.64 ppmv。

三種微量溫室氣體在不同的頻段有著不同程度的吸收長波輻射的強度，經計算後發現 CO_2 在第三頻段 ($540-800\text{cm}^{-1}$) 為最強吸收區域， CH_4 與 N_2O 皆在第七頻段 ($1218-1380\text{cm}^{-1}$) 為最強吸收區域，因此在分析及研究上將集中在三種微量溫室氣體各自吸收長波輻射強度最強的區域做討論。

三、結果

表 1、表 2 與表 3 分別為 CO_2 、 CH_4 與 N_2O 使用兩輻射傳遞模式計算溫室氣體濃度增加後與增加前的輻射通量差異結果，在此向下長波輻射為正值，向上長波輻射為負值。TOA up 為

大氣層頂接收的向上長波輻射，可代表整個地球大氣系統有多少長波輻射能量向太空傳遞。三種微量溫室氣體在此參數都表現出當氣體濃度增加，向太空傳遞的長波輻射能量減少，意謂著減少的輻射能量被留在地球大氣系統內，會導致地球大氣系統溫度上升。

SFC down 為地表接收的向下長波輻射通量，三種微量溫室氣體在此參數都表現出，地表接收的長波輻射能量增加。這是因為氣體濃度增加後放出的長波輻射通量較增加前多，因此地表才會接收到較多的長波輻射能量。

SFC net 為地表淨長波輻射，由地表向上長波輻射減去向下長波輻射，淨值可表示長波輻射能量對於地表示冷卻或加熱作用。三種微量溫室氣體在此參數表示出當氣體濃度增加會加熱地表，這是因為地表溫度在氣體濃度增加前後皆固定不變，向上長波輻射能量也不變，因此濃度改變使得地表接收長波輻射能量增加，這會導致地表溫度升高。

微量溫室氣體濃度改變對於生活在對流層內的我們會有甚麼影響？從對流層頂輻射通量結果發現，當三種微量溫室氣體濃度增加，在對流層頂的向下長波輻射通量在增加後都是增加，這表示當微量溫室氣體濃度增加，會有更多的長波輻射從對流層頂以上的區域進入對流層內。從對流層頂向上長波輻射可發現，當微量溫室氣體濃度增加後，離開對流層的長波輻射能量會減少，這代表著當氣體濃度增加後，三種微量溫室氣體會將表格所列出的長波輻射能量留在對流層內。從對流層頂的淨輻射通量可更容易瞭解微量溫室氣體濃度增加，對於對流層是加熱或冷卻作用。從此參數可發現長波輻射對於對流層是增溫，因為微量溫室氣體濃度增加導致離開對流層的長波輻射能量減少，進入對流層內的長波輻射能量增加。

圖1、圖2與圖3分別為 CO_2 、 CH_4 與 N_2O 三種微量溫室氣體由兩個輻射傳遞模式所計算的輻射強迫作用力。從圖1與圖2可發現，兩個輻射傳遞模式計算結果差異不大，反而在 N_2O 兩模式有明顯的差異，CLIRAD都表現出高估的結果。這是因為在CLIRAD內，計算 N_2O 吸收係數是使用線性尺度氣壓 (linear pressure scaling) 計算，以氣壓500毫巴為基準來進行計算，因此在高層大氣(氣壓小於10毫巴)計算出的比值很小，造成吸收係數無法準確的計算出來，因此在計算輻射通量後的結果與LBL相比就會有明顯的差異。

四、結論

不同的吸收氣體在不同位置的紅外線頻道有著不同程度的吸收強度，其中影響氣體的吸收強度除了溫度與壓力外，氣體濃度同樣是一個重要因素。使用輻射傳遞模式計算後發現 CO_2 在第三頻段為最強吸收位置，而且將原濃度(400ppmv)增倍後(800ppmv)，此溫室氣體對於紅外線長波輻射有著更強的吸收能力，導致外逸長波輻射減少。 CH_4 與 N_2O 此兩個溫室氣體也有同樣的結果。

從前面結果可發現當這些大氣中的微量溫室氣體濃度增加，原本就存在的溫室效應加劇，導致地球大氣系統與地表平均溫度上升，這意味著全球暖化將會更為顯著。從總強迫輻射作用力來看， CO_2 最強，其次是 CH_4 與 N_2O 。因此當 CO_2 濃度增加，地球大氣的平均溫度會增加最為明顯。

兩個輻射傳遞模式計算輻射通量的結果除了 N_2O 外， CO_2 與 CH_4 差異並不大。 N_2O 在CLIRAD內使用了線性尺度氣壓，此方法在高層大氣處理 N_2O 的吸收係數表現並不太好，這將導致在輻射通量計算會與詳細且精確計算的LBL結果有明顯的差異。

五、未來工作

輻射傳遞模式CLIRAD在微量溫室氣體 N_2O 計算吸收係數，因為是使用線性氣壓，使得高層大氣的吸收係數估算有較大的誤差。為減小誤差大小，我將LBL計算出的吸收係數直接給予CLIRAD使用，使得兩輻射傳遞模式計算出的輻射通量差異縮小。

六、圖表

	LBL	CLIRAD
TOA up	3.06	2.90
SFC down	3.75	3.49
SFC net	3.75	3.49
Tropopause down	1.77	1.84
Tropopause up	4.15	3.87
Tropopause net	5.64	5.71

表1. CO_2 在紅外線頻段(540-3000 cm^{-1})，由兩模式計算出增倍前後差異的輻射通量。(單位： $W m^{-2}$)

	LBL	CLIRAD
TOA up	1.16	1.08
SFC down	0.60	0.63
SFC net	0.60	0.63
Tropopause down	0.01	0.00
Tropopause up	0.11	0.06
Tropopause net	0.12	0.06

表2. CH_4 在紅外線頻段(540-3000 cm^{-1})，由兩模式計算出增倍前後差異的輻射通量。(單位： $W m^{-2}$)

	LBL	CLIRAD
TOA up	1.05	1.40
SFC down	0.53	0.76
SFC net	0.53	0.76
Tropopause down	0.17	0.31
Tropopause up	0.93	1.12
Tropopause net	1.10	1.43

表3. N_2O 在紅外線頻段(540-3000 cm^{-1})，由兩模式計算出增倍前後差異的輻射通量。(單位： $W m^{-2}$)

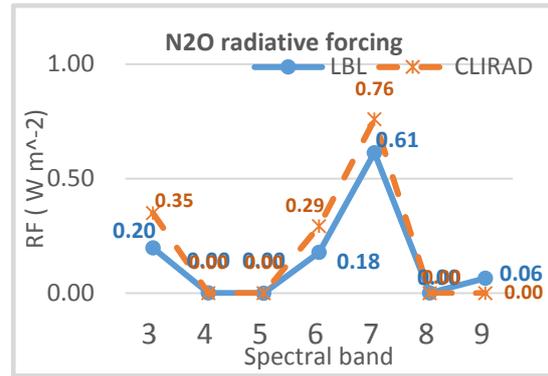


圖3. N_2O 輻射強迫作用力。藍線為LBL，局線為CLIRAD在每個頻段計算出的輻射強迫作用力。(單位： $W m^{-2}$)

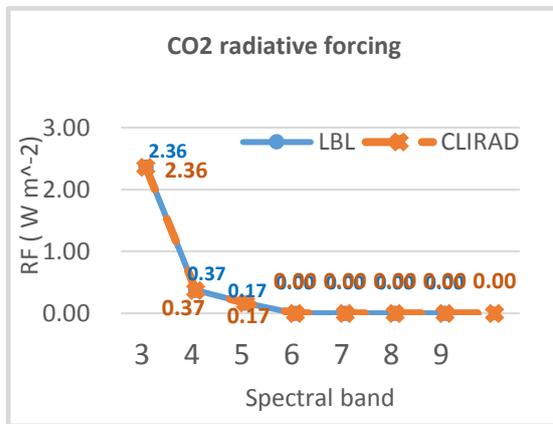


圖1. CO_2 輻射強迫作用力。藍線為LBL，局線為CLIRAD在每個頻段計算出的輻射強迫作用力。(單位： $W m^{-2}$)

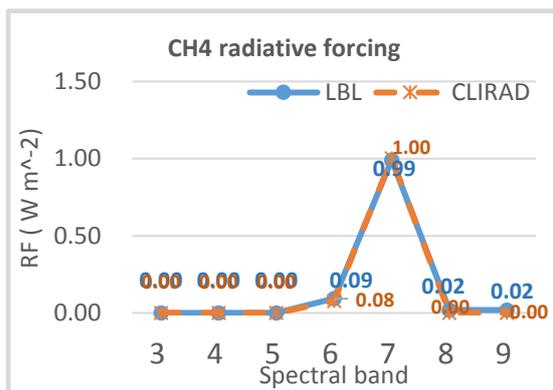


圖2. CH_4 輻射強迫作用力。藍線為LBL，局線為CLIRAD在每個頻段計算出的輻射強迫作用力。(單位： $W m^{-2}$)

七、參考文獻

IPCC, *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.

Chou, M-D., and L. Kouvaris, 1986:

Monochromatic Calculations of Atmospheric Radiative Transfer Due to Molecular Line Absorption. *J. Atmos. Sci.*, **91**, 4047-4055.

Clough, S. A. and M. J. Iacono, 1995: Line-by-line calculations of atmospheric fluxes and cooling rates 2. Application to carbon dioxide, ozone, methane, nitrous oxide and the halocarbons. *J. Geophys. Res.*, **100**, 16519-16535.

Zhang, M. and Y. Hung, 2013: Radiative Forcing of Quadrupling CO_2 . *J. Climate.*, **27**, 2496-2508.

Lindzen, R. S., 1990: Some Coolness Concerning Global Warming. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 288-298.