

5 - 2 : 大気温暖化予測

本節と次節の記述は主に IPCC 第3次報告書 (IPCC, 2001) と 2006年8月現在は準備中の第4次報告書に基づいている。

20世紀の気候変動

20世紀中に全球平均地上気温は 0.6 ± 0.2 上昇した (図1)。1901-2005年の最近まで含めると、上昇トレンドは 0.65 ± 0.2 となり、最近の温暖化トレンドが顕著である。観測がある19世紀後半以降、最も地球の気温が高かった年は20世紀最大のエルニーニョが起こった1998年であるが、それに次ぐ上位6位まではすべて2000年以降である。いかに近年の温暖化が顕著で安定していることがわかる。20世紀の温暖化は、前半 (1910-1945年) と後半 (1979年以降) に顕著であり、その間の期間はやや寒冷化した。1979年以降の上昇率は 0.17 /10年である。

日本においても、気象庁の観測データによると100年当たり約1の気温上昇が見られた (図2)。20世紀前半の温暖化は世界よりやや遅れて1940年代から1960年頃にかけて起こり、その後、1980年代半ばまではやや低い状態であったが、1980年代半ば以降、急激に温暖化して暖かい状態が近年持続している。図2の日本の気象観測点には東京、札幌などの大都市は含まれていない。大都市では100年間で2~3の温暖化が起こっており、これは主に都市化に伴うヒートアイランド現象のためである。

全球降水量の長期トレンドをみると、世界全体や北半球での上昇傾向はそれほど顕著ではない (図3)。しかし、熱帯や南半球では増加している。一方、日本では、年平均降水量の上昇トレンドはみられず、むしろ弱いながら減少傾向にある (図4)。ただし、年々変動は増加傾向にある。

20世紀再現実験からわかること

世界中の気象機関や研究機関で気候モデルによる温暖化予測が行われているが、予測が信頼できるかどうかは、20世紀の気候変動を再現できるかどうかによって検証される。気候変動を引き起こす強制力としては二酸化炭素等の温室効果ガスの増加や硫酸エアロゾルの増加など人為的な強制と太陽活動の変化や火山活動など自然強制がある。これらのすべての強制を与えて気候モデルで20世紀の気候を再現することにより気候モデルの性能を検証できる。

多くの気候モデルは20世紀再現実験によって20世紀の気候を再現することに成功している。では人為的強制と自然強制のどちらが20世紀の温暖化の原因なのだろうか。人為的強制だけまたは自然強制だけを与えて数値実験をすることで確かめられる。その結果、自然強制だけでは20世紀後半の温暖化は説明できないことがわかった。即ち、20世紀後半の温暖化は人間が引き起こした結果であることがほぼ確実である。また、

温室効果気体の増加のみだともっと温暖化したはずであるが、硫酸エアロゾルの増加による冷却効果によって温暖化がいくぶん相殺されたと考えられている。一方、20世紀前半の温暖化は人為的強制だけでは説明できず、自然強制が重要である。人為的影響に加えて、火山活動の静穏化、太陽活動の活発化が20世紀前半の温暖化を顕著なものにしたようである。

温暖化を考える場合、注意すべき点がある。気候システムには内在する変動がある。これは外部条件が変化しなくとも気候システム内で自然に起こる変動である。エルニーニョはその典型的な例である。年平均全球平均気温といえども一定ではなく自然変動する。その意味で、今年の日本の夏が暑いからといって地球温暖化のためといたり、寒冬になったから地球温暖化は嘘であるというのは短絡的過ぎる。しかし、20世紀再現実験からわかることは、最近30年ほどは、自然変動というノイズより大きな温室効果ガスによる温暖化シグナルが見られるということである。

世界各国の気象機関や研究機関の19の気候モデルによる年率1%で二酸化炭素が増加する場合（CMIP実験）の温暖化予測を見ると（図5）全球年平均気温といえども年々変動が大きいことがわかる。またモデル間の差異も大きい。年率1%で増えると70年後に2倍になる。70年後を中心とした20年間（61-80年後）の昇温量は1.1から3.1の範囲に散らばるが、平均は1.8である。変動しつつも長期的に見れば昇温しており、21世紀は、確実に20世紀より暖かくなるであろう。降水量に関しては、気温より変動が激しくモデル間の差異も大きい。二酸化炭素倍増時の20年平均では、標準に対して、-0.2から5.6%の範囲でモデル結果は散らばるが、ほとんどのモデルは増加を予想しており平均は2.5%の増加である。

大気中の二酸化炭素の増大が止まり安定化しても、温暖化ペースは遅くなるが長期にわたりじわじわと地球は温暖化し続ける（図6）。海洋の熱慣性のためである。現在、人類は約8GT（ギガトン）のCO₂を排出しているが、将来、エネルギー消費がそのまま増えて、2100年には30GT近く放出するシナリオでも、逆に21世紀半ばからは放出量が減少に転じ2100年には5GTくらいに少なくなるシナリオでも、大気中のCO₂濃度は増加し続ける。したがって、他の要因がなければ、21世紀に温暖化は止まらないであろう。ただし、CO₂の排出を抑制することで温暖化のスピードを遅くすることは可能である。

温暖化の地域パターン

二酸化炭素等の温室効果気体は地表面から放射される赤外放射を吸収し下方に再放射することによって地表面（海面と陸地の両方を表す言葉として使用する）を暖めている。したがって温室効果気体の増加による放射強制はほぼ全球一様に起こる。産業革命以降（1750年以降）現在までの温室効果気体の増加による放射強制は約2.5 W/m²に相当する。太陽からの放射は地表面平均で約240 W/m²であるから、約1%増加したわけである。内訳は二酸化炭素の寄与が最も多く1.5 W/m²程度である。

一方、人類は工場や自動車から亜硫酸ガスなどを放出している。亜硫酸ガスは大気中

で硫酸エアロゾルとなる。また、燃焼起源のすすなどのエアロゾルも放出している。硫酸エアロゾルは負の放射強制をもち、すすは正の放射強制をもち、トータルとしては負の放射強制をもち、大きさは $-0.5\text{W}/\text{m}^2$ 程度と見積もられている。また、エアロゾルは雲の凝結核となり雲量増大・雲の持続時間増大を引き起こしその結果、負の放射強制を引き起こすと考えられているが、この雲の間接効果についてはまだ信頼度が低い。エアロゾルは短寿命であり、その影響は比較的ローカルであると考えられる。

温室効果気体の影響がエアロゾルの影響より大きいために、全体として人為的影響による放射強制は全球ほぼ一様であるが、地表気温の応答は一様ではない。多数の気候モデルによる 21 世紀の後半の昇温量の平均の地理的分布を図 7 に示してある。図 7 の上と下の違いは気候モデルに与える大気中の CO_2 増加シナリオの違いであり、A2 のほうが CO_2 増加が大きく、B2 は抑制的なシナリオである。両者は大きさは A2 のほうが大きいパターンはよく似ている。北半球高緯度で昇温が大きく、また陸地のほうが海洋より昇温する傾向にある。よく見ると北大西洋北部や南極海では昇温が小さい。

気温の応答が一様ではない原因はいくつかあるが、まず、第一にアイス - アルベド・フィードバックが重要である。雪や氷のアルベド（日射反射率）は雪のない地面や氷のない海面にくらべて格段に高い。海面は 10% 以下、新雪は 90% 程度である。そのため地表面が温暖化して雪や氷が解けると地表面アルベドが減少する。アルベドが減少すれば地表面での日射の吸収が増えて地表面温度がさらに上昇する。このようにアイス - アルベド・フィードバックによって温室効果ガスによる温暖化強制が増幅される。

第 2 の要因は大気の成層効果である。冬季の高緯度では地表付近のほうが気温が低い逆転層が発達する。赤外放射が上から暖めると地表面と逆転層内は暖まるが、その上空は暖まらない。大気の下層のみを暖めるので同じ放射強制でも気温変化は大きい。一方、熱帯では地表付近が暖められれば対流雲により熱は上空まで運ばれる。そのため対流圏全体を暖めることになる。成層効果によって冬季・高緯度の温暖化が大きくなる。また、成層効果は日変化にも影響を与える。夜間のほうが日中よりも成層が安定であるため、夜間のほうが地表気温の上昇が大きい。そのため、夜間最低気温の上昇が日中最高気温の上昇を上回り、気温の日較差が縮小する傾向が起こると予測されている。これまでの観測データでも夜間最低気温（特に冬季の）の上昇が顕著で日較差は縮小している。

第 3 は海陸の熱容量の違いである。大陸は海に比べて暖まりやすく冷めやすい。温室効果ガスが徐々に増えていく状況下では大陸のほうが早く暖まる。海洋は表層 100m ほどの混合層でよくかき混ぜられており、放射強制により混合層全体を暖めねばならない。北大西洋熱塩循環の沈み込みが起こっている北大西洋北部では海底まで対流が起こっており放射強制による温暖化は極めて起こりにくい。さらに、温暖化すると北大西洋熱塩循環が弱くなると多くのモデルが予想しており、海洋循環によって運ばれる熱輸送が減少する。それが極端になり熱塩循環が停止すれば、映画 "Day after tomorrow" のように氷河期になるかもしれない。しかし幸いなことに、ほとんどの気候モデルによる温暖化予測は熱塩循環の弱化を示しているものの、極端な寒冷化は予測していない。しかし、北大西洋の温暖化は他の領域に比べると弱いのは多くのモデル結果で共通してい

る。また、同様な沈み込み帯である南極海でも温暖化の程度は小さい。

おおまかには上記のことから北半球高緯度で温暖化が顕著であるなどの温暖化予測に見られる温暖化の地域的な差異(図7)は理解できる。図8は温暖化したときの東西平均した昇温量の緯度・高度分布であるが、対流圏が全体に温暖化するが高緯度、特に北半球の地表付近で昇温が大きいことがわかる。熱帯の対流圏上層で昇温が大きい。これは対流活発化によって熱が上層に運ばれるためであり、このため熱帯では成層は安定化する。さらに成層圏では寒冷化するが、これについては後ほど述べる。

水循環の予測

降水量の予測は気温の予測に比べてはるかに難しい。降水現象は局地性が強く、また気候モデルは水平分解能が現実の降水を引き起こす対流雲を分解できるほど細くないためである。しかし、大気中に含まれる水蒸気量は気温とともに指数関数的に増大する。したがって温暖化すると大気中の水蒸気量は増大すると予測される。そのため雨をもたらず擾乱が変わらなければ降水量は増大する。気候モデルによる温暖化予測によると、熱帯域のもともと多雨地帯では降水量が増加する。とくに熱帯北太平洋の熱帯集束帯(ITCZ)での降水量増加は顕著である。また、南北両半球の高緯度でも降水量が増加する。前述の気温効果が顕著なためと思われる。一方、亜熱帯から中緯度では地域によって増大するところと減少するところがある。もともと雨量の少ない亜熱帯高圧帯下の地域では一般に降水は減少する。地中海～中央アジアや中南米・アメリカ中南部などである。夏のアジアモンスーン域では増大する傾向が予測されている。特に、華中から日本にかけて梅雨期の降水量は増大すると予測されている。おおまかにいうと、雨がよく降る地域ではより降水量が増し、降らないとことでは降らなくなる傾向にあるということである。また、年平均降水量が増大しない地域であっても、豪雨は増大する傾向にある。これは、大雨が降るときは温度効果によって日降水量が大きくなるということである(Emori and Brown, 2005)。一方、年平均降水量は増大しないので、降水頻度は減少し無降水日が長くなる。このことは洪水と干ばつと両方の危険性が増大するといえよう。

温暖化すると蒸発量も増大する。地表面での正味の水のインプットは「降水量 - 蒸発量」の正味降水量であり、これが河川・地下水の流量を支配する。水資源問題としては正味降水量が問題となる。温暖化予測によると正味降水量の減少域は降水量の減少域より広く、中南部ヨーロッパ～中央アジアの地域や米国中南部では干ばつの頻発が予測されている。農業用灌漑のため水資源の不足となっている地域(例えば、アラブ海が干上がりつつある中央アジアや農業に多量の地下水を使用してる米国中南部)では水資源問題が温暖化によりより深刻になる可能性が高い。次節で20世紀後半に深刻な干ばつに襲われたサヘルについて述べる。

成層圏の寒冷化

地上から高度が上がるとともに一般には気温は減少するが、ある高度から上で減少は

ゆるやかになりやがて上昇に転ずる。その高度を対流圏界面とよぶ。対流圏界面の高度は熱帯では約 16 km、中高緯度では 8~10 km である。さらに上にゆくと 50 km 付近に気温の極大がある。対流圏界面から 50 km 付近の気温の極大までを成層圏という。成層圏には紫外線によってオゾン (O_3) が作られている。オゾンは酸素分子 (O_2) が短波長の紫外線によって解離され酸素原子 (O) ができ、それと O_2 が反応してできる。またオゾンは紫外線を吸収して大気は加熱される。そのため暖かい成層圏ができています。

成層圏では、主にオゾンによる紫外線吸収による加熱と二酸化炭素等の温室効果ガスによる赤外線の放射による冷却がバランスしている。成層圏大気は地表面や対流圏からの赤外放射を一部吸収する一方、吸収率と同じ射出率で上下に放射している。その結果、正味では赤外放射で冷却している。対流圏大気でも事情は同じで大気は赤外放射で冷却しているのであるが、二酸化炭素の増加は地表面を暖め、地表面からの乱流熱輸送と対流による凝結加熱によって対流圏は暖まるのである。成層圏は対流が届かないため、概ね、放射バランスの状態にある。

成層圏では二酸化炭素が増加すると赤外冷却効果が強まり寒冷化する。また、オゾンが減少すれば、紫外線加熱が減少するので寒冷化する。二酸化炭素等温室効果気体は増加し、オゾンは減少しているので、成層圏は寒冷化しているはずであり、現実には 1970 年代以降、約 1 寒冷化しており、地表気温や対流圏の温暖化より顕著である。フロンの規制で成層圏のオゾン層は今後徐々に回復していくと予測されているが温室効果ガスは増大し続けるので成層圏の寒冷化は今後も進行すると予測される(図 8)。また、対流圏は温暖化し成層圏は寒冷化するので対流圏界面高度は上昇している。

5 - 3 : 地球温暖化と自然変動・異常気象

極端な現象・異常気象

天気は日々変動し、年々にも変動する。平均気温はあくまで長年の平均であり、日々の気温は平均気温を中心とした分布をする。平均気温が上昇し、変動幅が変わらなければ、これまでに経験したことのないような熱波の頻度は増え、寒波の頻度は減少する。変動幅も増大すれば、寒波の頻度はそれほど減少しないが、熱波の頻度は極端に増える。気温の変動度が増加するかどうかは不確実であるが、温暖化すれば熱波の頻度と強度が増大する可能性は極めて高い。特に、大都市ではヒートアイランド現象とあいまって熱波に対する警戒が必要である。

降水量に関しては温暖化すると前述のように世界全体としては増大するが地域によっては減少するところもある。一方、温暖化すると降水量の変動性は増加する傾向であり、極端な豪雨や干ばつの頻度が増加すると予測されている。注意すべきことは、多くの気候モデルの予測によると、温暖化するとほとんどの地域で豪雨(極端な短時間降水量)が増加することである。年平均降水量が減少する地域においても豪雨は増加する地域が多い。日本においても 20 世紀中に年平均降水量はわずかに減少しているが(図 4)

豪雨は増加している。梅雨をよく再現するためには高分解能のモデルが必要であるが、地球シミュレータを使い高分解能気候モデルで温暖化実験を行った結果、梅雨期には日本の南の北太平洋高気圧と北のオホーツク海高気圧が両方共強まり、梅雨前線が活発になるとの予測が得られている (Kimoto, 2005)。また、温暖化予測実験の結果を境界条件にして非常に細かい分解能の領域非静力学モデルで東アジア域のシミュレーションを行い、特に西日本の梅雨期の降水量が増加するという予測結果もある (Yoshizaki et al., 2005)。これらの結果から、梅雨期の降水量は増加し豪雨が起りやすくなると予想されるので警戒が必要であろう。

台風

台風は最大風速が 17 m/s (34 ノット : 1 ノットは 0.5144 m/s) 以上の西部北太平洋域 (100 - 180 ° E) の熱帯低気圧の名称である。東部北太平洋や北大西洋では同様の強度の熱帯低気圧をトロピカルサイクロンとよび、最大風速 33 m/s (64 ノット) 以上のものをハリケーンとよぶ。ここではそれらの熱帯低気圧を総称して台風とよぶことにする。台風は一様な暖かい海洋大気上で積雲対流による水蒸気の凝結熱をエンジンとして発達する低気圧であり前線をもたず温帯低気圧とはその構造と成因で区別される。台風は海面水温が 26 以上の海洋上で発生・発達し、水平スケールは温帯低気圧より小さい。

温暖化に伴って台風はどうなるであろうか。台風を熱機関とみた理論によれば台風の可能な最大風速の 2 乗 (エネルギー) は海面温度 (高温熱源) と台風の上端の温度 (低温熱源) の差に比例する (Emanuel, 1999)。このような考えによれば、温暖化に伴い海面水温が上昇すれば、台風の可能な最大風速は増加すると考えられる。

一方、気候モデルで熱帯低気圧を精度よく表現するには高分解能モデルが必要である。そのような高分解能モデルの予測によれば、台風の頻度の増加は予測されていないが、台風の強度は増加すると予測する結果が多い。最大風速で 5 ~ 10 %、降水強度で 20 ~ 30 % の増加が予測されている。

最近の台風の頻度や強度の解析によれば、数・頻度は増加していないが、最近 30 年では熱帯の海面水温の上昇と歩調を合わせて、全球の台風の総エネルギーや極端に強い台風の数が増加している (Emanuel, 2005; Webster et al., 2005)。これは台風に関しても温暖化の影響が現れ始めたと考えられる。このように温暖化すると台風は強まる可能性が高く、今まで経験したことのないような豪雨・強風が起こる可能性が高いので、温暖化を考慮した防災対策が望まれる。

気候変動パターンと温暖化

エルニーニョ

エルニーニョ (El Nino) は中東部赤道太平洋の海面水温が上昇する現象で数年に一度程度の頻度でおこる。エルニーニョが起こると、通常西部熱帯太平洋域にある活発な対流活動域は東へと移動する。熱帯太平洋域の低気圧中心も東へ移り貿易風は弱まる。熱

帯太平洋大気の東西気圧変動を南方振動(Southern Oscillation)というが、この南方振動とエルニーニョは一つの現象の2つの側面であり、合わせて ENSO とよぶ。エルニーニョと逆に西部赤道太平洋域で海面水温が高く、対流活動が活発で太平洋域の貿易風も強い状態をラニーニャという。ENSO という場合は、エルニーニョが ENSO の暖かい位相、ラニーニャが冷たい位相という。

さて、ENSO は大気海洋相互作用によって起こる気候システムに内在的な変動であるが、温暖化した世界ではどうなるであろうか。多くのモデルは平均場としてはエルニーニョ的になると予想されているが、それほど確かではない。しかし、20 世紀後半には赤道東部の海洋熱容量が増大しエルニーニョの特徴が見られている。また ENSO の振幅に関してもまだ強くなるか弱くなるかはコンセンサスは得られていない。

テレコネクション

大気循環の内部変動にはある地点の気圧偏差が正であると別の地点の気圧偏差が負になるような変動がある。これをテレコネクションといい、多くのテレコネクションパターンが知られている (Wallace and Gutzler, 1981)。テレコネクションは気圧場のシーソーのような変動である。シーソーの片方が上がると、もう一方は下がる。右側が上がった状態と下がった状態のどちらもほぼ安定である。これをレジームということもある。レジームまたはテレコネクションは、多くの場合、平均場と移動性低気圧など擾乱の正の相互作用によって形成されている。ただし、ENSO の場合は、大気・海洋相互作用によって起こる。

気候システムの内部変動としてレジームが存在する気候システムに温暖化という外力が働くとどうなるであろうか。レジームが現れる簡単な非線形気候システムを考えると、外力がそれほど強くなければ、レジームのパターンは変化せず、各々のレジームにいる頻度が変わる (Palmer, 1999)。シーソーは大気内部力学によって自働的に変動しているのであるが、そのシーソーの片方に弱い力を加えれば、そちらが下がることが多くなるというわけである。このような観点から温暖化するとテレコネクションはどうなるかに興味もたれている。

太平洋・北米 (PNA) パターン

太平洋・北米 (Pacific/North America: PNA) パターンは、北太平洋のアリューシャン低気圧が深いとき、北米・カナダで気圧偏差が正となり、アメリカ東岸沖で負となるパターンである。大気内部変動であるが、ENSO の影響を強く受け、エルニーニョのときにアリュー-シャン低気圧が発達しやすい (PNA が正)。これはエルニーニョのときに赤道太平洋中東部で対流活動が活発となり、それにより太平洋の亜熱帯上層の高気圧が強まり、そこからロスビー波が伝播していくと考えられている。温暖化するとアリューシャン低気圧が強まる位相になると予測されており、近年もその傾向があるが、長周期変動もあるので確定的なことはいえない。

北大西洋振動 (NAO)

北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation: NAO) は北大西洋のアイスランド低気圧と亜熱帯北大西洋のアゾレス高気圧との間のシーソー的変動である (例えば、Hurrell et al., 2003)。アイスランド低気圧が深くアゾレス高気圧が強いときをNAOが正の状態といい、逆を負の状態という。両活動中心のシーソー的変動が卓越している。NAOは冬から春に特に卓越する変動である。NAOが正のときは気圧傾度から容易に想像できるように西風が強まり、大西洋からの暖かい西風が強まるため北欧を中心にヨーロッパでは暖かくなる。NAOは最近30年ほど正のトレンドがあり、その原因については、北大西洋における長周期変動とかインド洋の温暖化トレンドなど諸説ある。温暖化すると正のトレンドになるようであるがまだ確定的ではない。

サヘル干ばつ

1950年代から1980年代にかけてアフリカのサヘル地方は深刻な干ばつに襲われた。サヘルとはサハラ砂漠と熱帯雨林帯の間、10N-20Nに広がる半乾燥地帯である。長引く干ばつの原因として当初、羊やヤギの過放牧が考えられた。過放牧によって草がなくなってしまうと、高いアルベド(日射の反射率)と植物からの蒸散の減少により、降水量が減少すると考えられた。干ばつは人為的な原因によるものだという説である。

ここで砂漠のアルベド効果について説明しておこう。サハラ砂漠は降水量がほとんどないので植生がほとんどない。そのため、地表面のアルベドは高い。砂漠や砂浜は草地や森より明るいことから実感できるであろう。日射の反射率が高いことに加え、水蒸気が少なく、地表面からの赤外放射はほとんど宇宙空間へ向かって逃げてしまう。したがって、日射(太陽放射)と赤外放射(地球放射)を合わせた正味の放射バランスでサハラ砂漠域は負になっている。つまり冷源になっている。暑い砂漠というイメージからは意外かもしれない。サハラ砂漠は放射的には冷源になっているので下降流が卓越する。下降流によって大気は暖められてバランスをとっている。砂漠の高いアルベドが乾燥を強めている。ここで、もし、サハラの南のサヘルでアルベドが高くなれば、より下降流が強くなり降水量が減るのではないかと推測される。アルベドを変えた実験をしてみると確かに降水量が減る(Charney, 1975)ので、サヘル干ばつの過放牧原因説は有力となった。

一方、アフリカの赤道域には対流活動の活発な熱帯収束帯(ITCZ)がある。熱帯収束帯では上昇し、その北側では下降する。このようにして作られた亜熱帯高圧帯にサハラ砂漠は位置している。ITCZは夏には北半球側へ冬には南半球側へ太陽に従って移動する。サヘルではITCZが北上した夏が雨季である。ITCZの南北変位は大西洋やインド洋の海面水温の変動に影響を受ける。赤道より南で海面水温が平年より高く、北側で低ければ(大西洋ではこのような赤道反対称タイプの変動が卓越することは知られている)、ITCZの北上は阻害され、サヘルで干ばつをもたらすのではないかと考えられる。実際、サヘル干ばつと大西洋の海面水温との間にはよい相関がある。また海面水温を与えた大気大循環モデルによる数値実験でも肯定的な結果が得られる。海面

水温変動は大気 - 海洋結合システムによっておこる内部変動である。これが海面水温原因説である (Folland, et al., 1986)。いわば自然変動説である。

最近の 20 世紀再現実験の成果によれば、人為強制によってサヘル干ばつが概ね再現されている (Biasutti and Giannini, 2006)。使われた気候モデルには植物の年々変動プロセスは含まれておらず過放牧を与えているわけではない。すなわち、人為的強制によって、サヘル干ばつは増大している。人為的強制のうち、硫酸エアロゾルは冷却効果をもち北半球で大きい。そのため、硫酸エアロゾルは効果的に赤道反対称な大西洋の海面水温偏差を作る。一方、将来の温暖化実験でもサヘル干ばつは激化するという研究もある (Held et al., 2005)。温室効果ガスと硫酸エアロゾルの両方とも海面水温変動を強制し、サヘル干ばつトレンドを引き起こす。ただし、観測された変動はモデルのアンサンブル平均 (これが強制による応答を表す) より大きい。したがって、自然変動と人為的強制が重なっていると考えられる。この考えでは、1980 年代のような干ばつの激化、その後の回復は自然変動であるが、20 世紀後半の干ばつの長期トレンドは人為的に引き起こされたものである。ただし、30 年前に唱えられたように過放牧というローカルな影響ではなく、工場や自動車からの亜硫酸ガスの排出や二酸化炭素の放出などのグローバルな人為的影響である。

5 - 5 : 極域圏の気候変動

極域は温暖化の影響が最も顕著に現れる地域であり、特に北極域はそうである。北半球の山岳氷河やグリーンランド氷床は、融解・流出の増加が降雪の増加を上回りその質量が減少すると予想されている。また、北半球の海氷・積雪面積は既に減少を始めているが21世紀にはさらに減少し続けると予測されている。

極域の気候変動を考える場合にはCO₂増加による温暖化に加えてオゾン層破壊の影響も大きい。特に、南極の春季(10-11月)にはオゾンホールが顕著に現れており、回復は21世紀半ばになると予測されている。下部成層圏のオゾン変動は対流圏にも影響を及ぼすことが最近明らかになってきた。対流圏から成層圏まで背の高い構造をもった北極振動・南極振動を通して、成層圏変動が対流圏へ影響を及ぼすと考えられる。そこで、北極域での卓越変動パターンである北極振動について詳しく述べる。

北極振動

北半球冬季の月平均海面気圧偏差(偏差とは気候値からのずれ)の最も卓越するパターンを主成分分析で統計的に調べてみると、北極域で負偏差のとき中緯度で正偏差となる変動モードが最も卓越するパターンとなる(Thompson and Wallace, 1998)。因みに、2番目に卓越するパターンは「太平洋・北米(PNA)パターン(5.3節参照)」である。最も卓越する北極域と中緯度域のシーズー的変動を「北極振動(Arctic Oscillation: AO)」という。各年各月の実際の気圧偏差と北極振動パターンとの類似度を表す指標が北極振動指数(AO index)である。慣習上、北極の気圧偏差が負で中緯度が正の場合を指数が正とする。規格化した北極振動指数が1のときの海面気圧偏差パターン(図9)を見ると北極域で負偏差、中緯度で正偏差であるが、特に北大西洋域で偏差が大きい。冬のアイスランド付近にはアイスランド低気圧が北大西洋中部のアゾレス諸島付近にはアゾレス高気圧が気候学的に存在する。北極振動に伴い両者がともに強まったり弱まったりする。この大西洋域の変動は「北大西洋振動(NAO)(5.3節参照)」とよばれ欧米では古くから注目されていた。北極振動というネーミングは北大西洋振動を意識したものであろう。北極振動は大西洋だけでなく太平洋にも正偏差があり、これはアリューシャン低気圧の強さの変動を示している。また負偏差はアイスランド域だけでなく北極域全体に広がっている。北極振動は北大西洋振動をその一部に含む半球規模の変動である。

北極振動は全体的にみると北極で負、中緯度で正であり環状のパターンである。それゆえ「北半球環状モード(Northern Hemisphere Annular Mode: NAM)」とも呼ばれ、この名前のほうが実態をより正確に表している。「振動」というと特定の周期があるようなイメージであるが、北極振動は特定の周期はなく2週間程度の持続性があるだけである。ただし、ひと冬平均として正の年も負の年もある。また、「環状」と訳した英語はannularでありこの言葉には円筒状という意味がある。実際、北極振動は成層圏まで同じ符号の偏差を伴い円筒状の偏差パターンである。さらに南半球にも同様なモードが存在し、「南

半球環状モード(Southern Hemisphere Annular Mode: SAM)」または「南極振動(Antarctic Oscillation: AAO)」と呼ばれる。南半球環状モードのほうがより環状度が高い。これは海陸分布や大規模山岳分布が南半球ではより環状であるためである。ここでは一般によく知られている「北極振動」ということにするが、特定の周期を持つ振動ではないことに注意していただきたい。

北極振動指数の最近30年の時系列には、10年程度の変動に重なって増加する傾向が見られる(図10)。NAO index も同様である。近年の北半球冬季の地表気温の温暖化傾向の半分は北極振動で説明できる。北極海の海氷面積の長期変動や減少トレンドも冬のAO/NAOの変動とよい関係がある(Rigor et al., 2002)。AO index が正のときは北極域の低気圧性循環が強化されて、北極域の海氷は北極海から流出し海氷面積の減少をもたらす。ただし、最近10年はAO index は減少傾向にあるが北極海の海氷面積は減少しつづけており、大気循環の変動だけでは説明できず気温の上昇による融解が重要であると考えられている。

最近のAO/NAO indexの増加傾向自身はCO₂など温室効果気体の増加によるもの(いわゆる地球温暖化)であろうか、それとも単なる自然変動なのだろうか。気候モデルによるCO₂増加実験によると北極振動は正になるという結果が得られており、前者の可能性が高い。即ち、CO₂の増加によって北極振動が正になりユーラシア大陸を中心に温暖化が大きくなっていると考えられている。その際、成層圏をちゃんと入れたモデルではCO₂増大に伴い北極振動が正に変化するが、成層圏の表現が不十分なモデルでは変化しないという結果(Shindell, et al., 1999)が報告されている。

一方、熱帯の海面水温、特に太平洋・インド洋での上昇がNAOの正のトレンドをもたらしたという研究もあり、なぜ北極振動が正のトレンドを持つか、そのメカニズムについては、まだ決着がついていない。

北極振動に関する最初の論文が出た頃は1960年代以降、北極振動に正のトレンドが見られたが、図10の最近のAOインデックスをみると正のトレンドは小休止し、反って減少しているように見える。2005年12月～2006年1月初旬には北極振動指数が大きな負となり、日本では寒冬・豪雪となったことは記憶に新しい。今後どうなるか注目に値する。

また、南極振動も正のトレンドをもっているが、これは温暖化の影響以上にオゾンホールの影響が大きい。

参考文献

- Biasutti, M., and A. Giannini, (2006): Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L11706, doi:10.1029/2006GL026067.
- Charney, J. G., (1975): Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 101, 193-202.
- Emanuel, K., (1999): Thermodynamic control of hurricane intensity, *Nature*, 401, 665-669.
- Emanuel, K., (2005): Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, *Nature*, 436, 686-688.
- Emori, S. and S. J. Brown, (2005): Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under5 changed climate, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17706, doi:10.1029/2005GL023272.
- Folland, N. P., T. N. Palmer, and D. E. Parker, (1986): Sahel rainfall and worldwide sea surface temperatures: 1901-1985. *Nature*, 312, 602-607.
- Held, I. M., T. L. Delworth, J. Lu, K. L. Findell, and T. R. Knutson, (2005): Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 102, 17,891-17,896, doi:10.1073/pnas.050957102.
- Hurrell, J. W., Y. Kushnir, G. Ottersen, and M. Visbeck (Eds), (2003): The North Atlantic oscillation : climate significance and environmental impact, AGU, Geophysical Monograph 134, 279pp.
- IPCC, (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J. T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Jhonson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.
- Kimoto, M., (2005): Simulated change of the east Asian circulation under global warming scenario, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16701, doi:10.1029/2005GL023383.
- Palmer, T. N., (1999): A nonlinear dynamical perspective on climate prediction, *J. Climate*, 12, 575-591.
- Rigor, I. G., J. M. Wallace, and R. L. Colony, (2002): Response of sea ice to the Arctic Oscillation, *J. Climate*, 15, 2648-2663.
- Shindell, D. T., R. L. Miller, G. A. Schmidt, and L. Pandolfo, (1999): Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse gas forcing. *Nature*, 399, 452-455.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, (1998): The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297-1300.
- Wallace, J. M., D. S. Gutzler, (1981): Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812.
- Webster, P. J., G. J. Holland, J. A. Curry, and H.-R. Chang, (2005), Changes in tropical cyclone

number, duration, and intensity in a warming environment, *Science*, 309, 1844-1846.

Yoshizaki, M., C. Muroi, S. Kanada, Y. Wakazuki, K. Yasunaga, A. Hashimoto, T. Kato, K. Kurihara, A. Noda, and S. Kusunoki, (2005) : Changes of Baiu (Mei-yu) frontal activity in the global warming climate simulated by a non-hydrostatic regional model. *SOLA*, 1, 025-028, doi:10.2151/sola.2005-008.

山崎孝治(2004) : 「北極振動」 気象研究ノート、第 206 号、日本気象学会、181pp.