

地球の温度上昇予測に大きなばらつきがあるのはなぜか？ —答えは、雲—

川合秀明 (気象庁 気象研究所 気象予報研究部)

1. はじめに

地球温暖化予測は、世界各国の様々な研究機関の気候モデルを使って行われているが、仮定する将来の二酸化炭素濃度が同じでも、地球の温度上昇の大きさは予測モデルによってかなりばらつきがある。実は、その原因は雲にある。中でも、強い雨にはあまり関係しない下層雲の予測がばらついていることが大きな原因である。本講義では、そもそも、(特に海上における) 下層雲はどうやって発生するのか、なぜそんなに地球の温度を大きく左右するのか、モデルでは雲はどうやって再現されているのか、などについて、できるだけわかりやすく紹介する。

2. 温度上昇予測をばらつかせる主な要因

2.1 二酸化炭素が2倍になった時、温度は何度上がる？—気候感度—

IPCC (気候変動に関する政府間パネル) などの基礎となる地球温暖化予測のモデル比較プロジェクトでは、同じ二酸化炭素排出量を仮定しているにもかかわらず、その全球平均気温の予測結果には、大き

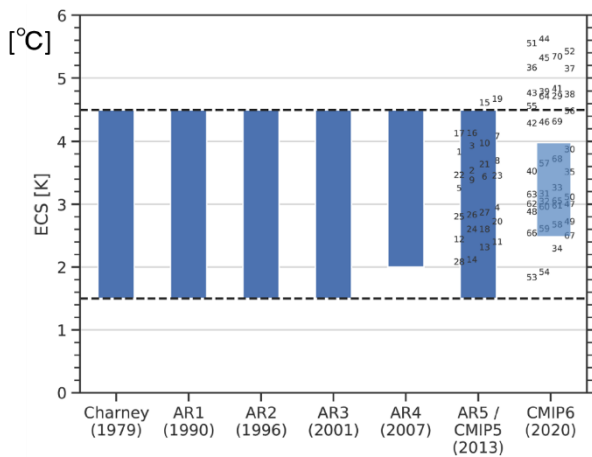


図1 IPCC の歴代の評価報告書における (平衡) 気候感度の推移 (青い棒線)。結合モデル相互比較プロジェクト CMIP5、及び CMIP6 の各モデルによる推定値 (数字) もプロットしてある。(Schlund et al. (2020) を改変し、右端に第6次評価報告書の推定幅を加えた。)

なばらつきがある。全球を平均しているのだから、十分に広い領域の気温が平均されているのだが、それでも、そのばらつきは大きい。

これを詳しく検討するため、(平衡) 気候感度という概念が用いられている (e.g., 吉森ほか 2012a)。これは、通常は、二酸化炭素濃度を2倍にした場合、地球の平均温度が (平衡状態に落ち着いた時に) 何度上昇するのかを表すものであり、この値が何度になるのかは、気候研究コミュニティにとって致命的に重要である。

地球温暖化予測、といった場合、雨が強くなるのか、弱くなるのか、台風は強くなるのか、台風の数はどうなるのか、それらは定量的にどのくらいか、将来雪や北極海の氷はどの程度減るのか、など、いろいろな予測対象があるが、二酸化炭素がある濃度になった時の地球の温度がすごく高くなるのか、ちょっとしか高くないのかにより、それらの予測は定量的には全く違うものになってしまう。つまり、この気候感度の信頼できる値を得ることが、気候予測研究のまさに一番基礎になる重要な部分と言ってもよいのである。

しかし、実は、この気候感度の値の推定値は、モデルによりかなり異なっている。図1にこの気候感度の、IPCC の歴代の評価報告書における推定幅の推移を示すが、二酸化炭素が2倍になった時の温度上昇の推定幅は、1.5°Cから4.5°Cと非常に幅広いものとなっている。第6次評価報告書ではこの推定幅が縮まっているが、モデルの結果では、依然としてそのばらつきは大きいままである。だが、地球全体の平均気温の予測がこれだけ違ってしまえば、雨や台風や雪や氷などの定量的な予測は全く異なってしまうだろう。

2.2 地球自身は温暖化を増幅するか抑制するか？—気候フィードバック—

では、なぜ、この気候感度の推定値にこんなにも幅があるのだろうか？

実は、もし、地球に水がなく、窒素や酸素などの大気と岩石の地表面だけでできていたとしたら、二

酸化炭素を2倍した時の地球の温度は、ばらつきはほとんどなく推定できると考えられる。この場合、シンプルな放射計算により、定常状態に達したその温度を精度よく推定できるだろう。

現実の地球が難しいのは、二酸化炭素濃度などが変化したことで地球の温度が上昇していくと、地球の大気や地表面が変化し、地球の温度上昇を増幅したり、または抑制したりするからである。この応答を気候フィードバックと呼ぶ (e.g., 吉森ほか 2012a)。だが、この推定は難しく、ここにモデル間の大きなばらつきが生まれてくる。

わかりにくいと思うので、例を挙げよう。

まず、よく知られているのが、雪氷フィードバックと呼ばれるものである。雪で覆われたシベリアやカナダ、氷で覆われた北極海は、太陽からの光を反射し、地球表面に太陽光のエネルギーが入ってくることを妨げている。将来温暖化で雪や氷が融ければ、太陽光は吸収されるようになり地球が受け取るエネルギーが増え、それが温暖化をさらに加速する。

別の例は水蒸気フィードバックである。地球温暖化により大気中の水蒸気が増えると、大気中の水蒸気が増える、水蒸気は強力な温室効果気体であるため、温室効果が強くなり、さらに地球温暖化を加速する。

こうした中で、一番不確実性が大きいのが、雲フィードバックと呼ばれるものである。地球温暖化により、将来、雲が変化すると、雲による太陽光の反射の量を変えたり、地球から出て行く赤外線量を雲がトラップする量を変えたりする。この雲の変化の推定はかなり難しい。

ここからは、この問題について考えていく。

3. 下層雲とその将来変化

3.1 下層雲の変化は重要だ

雲が地球温暖化を増幅するのか抑制するのかを考えていこう。地球温暖化した時に、雲がどうなるか、と聞くと、強い雨を降らせるような背の高い積乱雲のようなものの変化を想像する人も多いかもしれない。温暖化したときに雨が強くなる話などはよく聞くし、大気の実験なども変わりそうなので、変化も大きそうだが、下層雲は低い雲なのでそんなに変わったりしないだろうと思うかもしれない。だが、実は、積乱雲のような背の高い雲の変化はそれほど重要ではないと考えられている。

雲には、太陽からの光を反射することで地球を冷

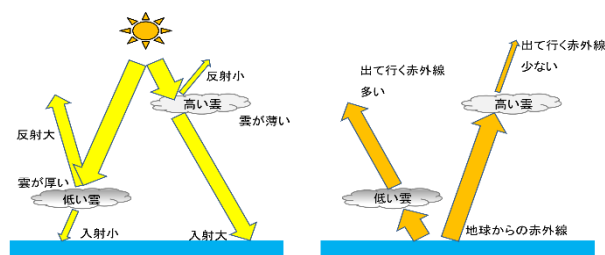


図2 太陽からの光(短波放射:左図)と地球からの赤外線(長波放射、右図)と雲によるそれらへの影響(前者が日傘効果、後者が温室効果に対応)。ここでは、低いところだけにある雲(下層雲)と高いところだけにある雲(上層雲)による影響を概念的に図示している。なお、背の高い積乱雲や上層の厚いアンビル雲は、太陽の光も強く反射し、赤外線への影響も大きい。

やしている効果(日傘効果)と、地球から外に出て行く赤外線をトラップし、地球を温める効果(温室効果)があるのだが、背の高い積乱雲のような場合には、この2つの効果がほぼ打ち消しあう。したがって、地球が温暖化した時に、背の高い積乱雲やアンビルのような雲が増えても減っても、地球を温めたり冷やしたりする効果はあまり大きくない。

一方で、下層雲は、光学的に厚い(光を通しにくく透き通っていない。上から見ると色が白く見える。)ため、太陽の光を効率的に反射しており、また、低い位置にあるために赤外線をトラップする効果は小さい。つまり、下層雲は地球を低い温度に保つ効果がある(図2)。もし、温暖化により下層雲が増えれば温暖化は抑制される方向になり、下層雲が減れば温暖化はさらに増幅されることになる。

したがって、温暖化した際に下層雲がどのように変化するのかを解明することは、極めて重要なことである(e.g., Stephens 2005, Bony et al. 2006, Kawai and Shige 2020, 吉森ほか 2012b)。

3.2 下層雲とは?

では、そもそも下層雲とはどういうものだろうか?

下層雲は、おおよそ3km以下に(雲の上端が)存在する雲である(e.g., Wood 2012, Kawai and Shige 2020)。図3に典型的な亜熱帯の下層雲の写

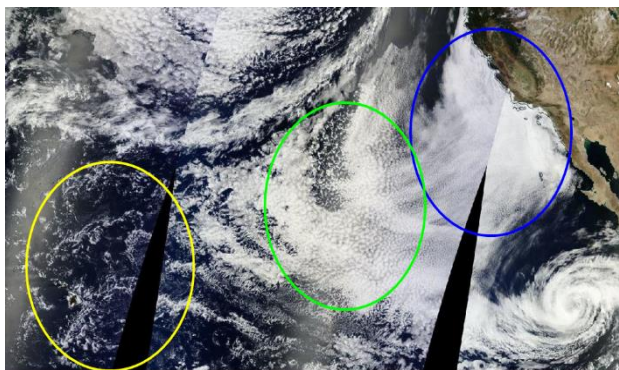


図3 カリフォルニア沿岸からハワイに至る領域の海上下層雲の可視画像。層雲（青線内）、層積雲（緑線内）、浅い積雲（黄線内）が見られる。2014年7月1日のMODIS画像（NASA Worldview）。Kawai and Shige (2020)より引用。

真を示す。亜熱帯においては、大陸西岸に近い海面水温の低い場所から西方に海面水温が高くなるにしたがって、層雲（青線内）、層積雲（緑線内）、浅い積雲（黄線内）と雲の種類が変化していくことが知られている。層雲や層積雲は、雨は降らせないか、降らせても霧雨程度ものもの多い。浅い積雲も含め、強い雨を降らせるようなことはない。

また、層雲や層積雲は、高気圧下、下降流域で発生しやすく、海面水温は低いところに発生する。気象関係者の多くは、雨や激しい現象に興味があると思われるため、こうした雲に関心が薄いように思うが、地球の温度を決めるのに重要なのは、この地味な下層雲なのである。そもそも、地球の温度にとっては、豪雨をもたらすようなごく限られた領域の雲は、面積的にも小さな影響しか及ぼせず、広い領域を覆う層状の雲の役割が圧倒的に大きい。

3.3 下層雲のモデルでの再現はなぜ難しいのか？

この下層雲は、モデルではうまく表現できるのだろうか？

実は、それは非常に難しい。まず、上層雲や中層雲が、上昇流のあるような場所で、気塊が上に持ち上げられて断熱冷却されて凝結してできるような場合も多いのに対し、下層雲の発生する場所には強い上昇流はないのが一般的で、下層雲の形成・維持プロセスは、ずっと複雑である。

図4に、海上の下層雲の物理プロセスの概念図を

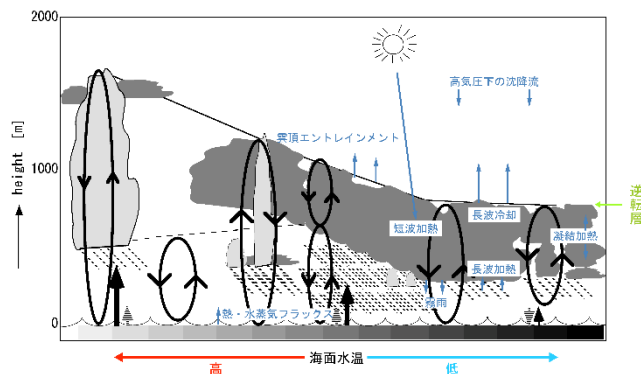


図4 亜熱帯の大陸西岸の下層雲に関わる物理プロセスの概念図（de Roo de and Duynkerke (1997)の図2を改変）。

示す。下層雲、特に層雲や層積雲にとって一番重要なのは、雲の上端における放射冷却である。下が温かいから不安定になって雲ができるのではなく、雲の上端の部分が冷やされて、それで大気境界層が不安定になって水蒸気が下から供給されて下層雲は維持されているのである。

関係するプロセスはそればかりではない。雲の中では凝結が起き、凝結熱が発生する。雲の下端では、海面からの長波放射により、加熱が起きる。太陽からの短波放射で、雲の中が加熱される。雲の下では、雲からの霧雨が蒸発して、その大気を冷却する。これらの加熱や冷却が、大気境界層の内部の安定度を微妙に変化させ、水蒸気の雲層への供給にも影響を与える。また、雲の上端においては、普通は温度逆転層が見られるが、この温度逆転層があまり強くない場合には、雲の上端で空気の混合が起こり、自由大気中の乾燥した空気を下層雲の雲層に取り込むことで雲を消そうとするプロセスも働く。これは、雲頂エントレインメントと呼ばれる過程である。上・中層雲が、大規模な場の上昇流でシンプルにできることも多いのに対し、下層雲は、強い上昇流などが無い中で、このような複雑なプロセスの微妙なバランスで形成・維持されているのである。

全球気候モデルでこれを再現できるかといふとかなり難しい。そもそも、全球気候モデルの下層の鉛直解像度は150-200m程度である。一方、下層雲の雲層は200m程度かそれ以下のこともあり、雲頂の温度逆転層も100m程度以下のこともある。その鉛直解像度で、このような下層雲の複雑な物理プロ

セスを再現できるかという点、素直なやり方では不可能であろう。さらに、CMIP などで使用される全球気候モデルは、格子間隔が 100km 程度のものであるが、浅い積雲の水平スケールは 1km のオーダーであろう。LES (ラージ・エディ・シミュレーション) を用いた、超高解像度での実験から、少なくとも解像度が 5-10m 程度になるまでは、下層雲の信頼できる再現はできないとの報告もある (e. g., Matheou and Teixeira 2019, Sato et al. 2018)。全球気候モデルで、そういった下層雲を正確に再現するのは、かなりの難題であると言っていいだろう。

そのため、全球気候モデルにおける下層雲の現在気候値の再現自体がなかなか難しく、気象庁の GSM も、2004 年ころまでは、亜熱帯のカリフォルニア沖やペルー沖に発生するこうした下層雲は全く存在しないような状態であった (Kawai and Inoue, 2006)。こういった再現の難しさのため、全球気候モデルでの下層雲の温暖化した場合の変化はモデルによるばらつきが大きく、それが気候感度のばらつきにもつながっているのである。

4. では、結局、雲は地球温暖化を増幅するか抑制するか？

4.1 下層雲は結局、将来どうなる？

このように難しい問題である下層雲の将来予測であるが、以前は、増えるのか減少するのかさえ不確定であったが、近年は、下層雲は将来減少するという点でコンセンサスが得られつつあり、定量的にどの程度減少するかについても詳しい議論が行われている。CMIP の多数の全球気候モデルでの温暖化実験結果 (e. g., Zelinka et al. 2013, 2020) だけではなく、CMIP モデルの年々の海面水温と下層雲の関係からの推定 (e. g., Qu et al. 2014, 2015)、観測データに基づくものや、LES に基づく超高解像度でのモデルシミュレーションによるもの (e. g., Bretherton 2015, Bretherton and Blossey 2014)、大気の大規模場と下層雲の関係を将来に適用して下層雲の将来変化を推定するもの (e. g., Kawai et al. 2017, Koshiro et al. 2022) など、様々なアプローチが行われ、それらの結果を総合して議論が行われている。これらの結果から、下層雲は将来減少することはほぼわかってきたと言っていいだろう。残念ながら、これは二酸化炭素などによる温暖化を増幅する方向である。定量的にどの程度かについては、

今後、より詳しく明らかにしていく必要があるだろう。

4.2 その他の雲の変化は？

本講演では、主に、下層雲の雲量の変化について述べてきた。依然として、そこが重要であるのは間違いないが、雲フィードバックとしては、他にも気候感度の不確実性に影響するものがある。

例を挙げると、例えば、現在氷でできている雲が、温暖化による温度上昇により、液体の水の雲に変化することの効果である。氷の雲よりも、液体の水の雲の方が、光学的に厚い (より光を通しにくい)。つまり、現在氷でできた雲が、将来液体の水の雲に変わった場合、太陽の光をより反射するようになる、ということである。これは、地球温暖化を抑制しようとする方向性の変化である。だが、最近まで、全球気候モデルの多くは、例えば、 -15°C の時に、現実よりも氷の割合を多く表現していた。これが、雲フィードバックを地球の温度上昇を誤って抑制する方向に評価してしまっていたことが議論されてきた (e. g., McCoy et al. 2015, Kay et al. 2016, Tan et al. 2016)。CMIP6 では、この問題を改善したモデルも多く、液体の水の割合が増えて観測に近くなっているが、こうしたことも、雲フィードバックに影響するものであり、図 1 で、CMIP6 において、気候感度が大きくなったモデルが多いのはこのためだとも言われている (e. g., Zelinka et al. 2020)。また、上層雲の変化も、実は大事ではないか、といったことも議論されているが、それについてはまだ不確実な点もあり、今後の研究・議論の進展を見守る必要がある。

5. おわりに

この講義を通じて、気候感度というものが、地球温暖化研究にとってきわめて基本的で重要な概念であること、にもかかわらずその値のばらつきは大きく、多くの研究者がその値を精度よく求めようとしていること、そして、将来の雲の変化がそれを大きく左右していること、中でも豪雨災害などとは無縁な下層雲の将来変化を推定することがきわめて大事であることを理解してもらえれば幸いである。

参考文献

Bony, S., R. Colman, V. M. Kattsov, R. P. Allan,

- C. S. Bretherton, J. L. Dufresne, A. Hall, S. Hallegette, M. M. Holland, W. Ingram, D. A. Randall, B. J. Soden, G. Tselioudis, and M. J. Webb, 2006: How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? *J. Climate*, **19**, 3445-3482.
- Bretherton, C. S., 2015: Insights into low-latitude cloud feedbacks from high-resolution models. *Philos. Trans. R. Soc. A*, **373**, 20140415.
- Bretherton, C. S., and P. N. Blossey, 2014: Low cloud reduction in a greenhouse-warmed climate: Results from Lagrangian LES of a subtropical marine cloudiness transition. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **6**, 91-114.
- de Roode, S. R., and P. G. Duynkerke, 1997: Observed Lagrangian transition of stratocumulus into cumulus during ASTEX: Mean state and turbulence structure. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 2157-2173.
- Kawai, H., and T. Inoue, 2006: A Simple Parameterization Scheme for Subtropical Marine Stratocumulus. *SOLA*, **2**, 17-20.
- Kawai, H., and S. Shige, 2020: Invited Review: Marine low clouds and their parameterization in climate models. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, <https://doi.org/10.2151/jmsj.2020-059>.
- Kawai, H., T. Koshiro, and M. J. Webb, 2017: Interpretation of Factors Controlling Low Cloud Cover and Low Cloud Feedback Using a Unified Predictive Index. *J. Climate*, **30**, 9119-9131.
- Kay, J. E., C. Wall, V. Yettella, B. Medeiros, C. Hannay, P. Caldwell, and C. Bitz, 2016: Global climate impacts of fixing the Southern Ocean shortwave radiation bias in the Community Earth System Model (CESM). *J. Climate*, **29**, 4617-4636.
- Koshiro, T., H. Kawai, and A. T. Noda, 2022: Estimated cloud-top entrainment index explains positive low-cloud-cover feedback. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United State of America, 119, e2200635119.
- Matheou, G., and J. Teixeira, 2019: Sensitivity to physical and numerical aspects of large-eddy simulation of stratocumulus. *Mon. Wea. Rev.*, **147**, 2621-2639.
- McCoy, D. T., D. L. Hartmann, M. D. Zelinka, P. Ceppi, and D. P. Grosvenor, 2015: Mixed-phase cloud physics and Southern Ocean cloud feedback in climate models. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 9539-9554.
- Qu, X., A. Hall, S. A. Klein, and P. M. Caldwell, 2014: On the spread of changes in marine low cloud cover in climate model simulations of the 21st century. *Climate Dyn.*, **42**, 2603-2626.
- Qu, X., A. Hall, S. A. Klein, and A. M. Deangelis, 2015: Positive tropical marine low-cloud cover feedback inferred from cloud-controlling factors. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 7767-7775.
- Sato, Y., S. Shima, and H. Tomita, 2018b: Numerical convergence of shallow convection cloud field simulations: Comparison between double-moment Eulerian and particle-based Lagrangian microphysics coupled to the same dynamical core. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, **10**, 1495-1512.
- Schlund, M., A. Lauer, P. Gentine, S. C. Sherwood, and V. Eyring, 2020: Emergent constraints on equilibrium climate sensitivity in CMIP5: Do they hold for CMIP6? *Earth Syst. Dyn.*, **11**, 1233-1258.
- Stephens, G. L., 2005: Cloud feedbacks in the climate system: A critical review. *J. Climate*, **18**, 237-273.
- Tan, I., T. Storelvmo, and M. D. Zelinka, 2016: Observational constraints on mixed-phase clouds imply higher climate sensitivity. *Science*, **352**, 224-227.
- Wood, R., 2012: Stratocumulus clouds. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2373-2423, doi:10.1175/MWR-D-11-00121.1.
- Zelinka, M. D., S. A. Klein, K. E. Taylor, T. Andrews, M. J. Webb, J. M. Gregory, and P. M. Forster, 2013: Contributions of different cloud types to feedbacks and rapid

adjustments in CMIP5. *J. Climate*, **26**, 5007-5027.

Zelinka, M. D., T. A. Myers, D. T. McCoy, S. Po-Chedley, P. M. Caldwell, P. Ceppi, S. A. Klein, and K. E. Taylor, 2020: Causes of higher climate sensitivity in CMIP6 models. *Geophys. Res. Lett.*, **47**, 1-12.

吉森正和ほか, 2012a: 気候感度 Part 1: 気候フィードバックの概念と理解の現状. *天気*, **59**, 5-22.

吉森正和ほか, 2012b: 気候感度 Part 2: 不確実性の低減への努力. *天気*, **59**, 91-109.