

厚い古火星大気中に形成される二酸化炭素氷雲の鉛直構造

Vertical structure of CO₂ cloud layer in a thick atmosphere on early Mars

光田 千紘 [1]; 横畠 徳太 [2]; 倉本 圭 [1]

Chihiro Mitsuda[1]; Tokuta Yokohata[2]; Kiyoshi Kuramoto[1]

[1] 北大・理・地球惑星; [2] 環境研

[1] Earth and Planetary Sci., Hokkaido Univ.; [2] NIES

地形学的証拠から初期 (38 億年前) の火星は液体の水が地表面で安定に存在できるほど温暖であったと推測されている。当時の大気は、現在と同様に光化学的に安定な二酸化炭素が大部分を占めていたと考えられる。しかし、高圧な二酸化炭素大気が存在したとしても、当時の暗い太陽の下では必ずしも十分な温室効果はもたらされない。実際、雲の放射過程を無視した放射対流平衡モデル計算によれば、大気上層での二酸化炭素凝結による温度上昇が温室効果を弱め、温暖な気候は再現できない (Kasting 1991)。

そこで近年二酸化炭素氷雲による散乱温室効果が注目されている (Pierrehumbert and Erlick 1998)。これまでの散乱温室効果に関する研究では、雲層が温室効果をもたらすための条件の推定と、雲層を仮想的においた場合の平衡大気温度構造の解析が行われてきた。

粒径サイズと質量面密度をパラメータとした雲の放射伝達計算によると、赤外放射を効率的に後方散乱する粒径 10-20 micron の雲が最も強い温室効果をもたらす (Pierrehumbert and Erlick 1998)。また、この場合の放射強制力は質量面密度 10^{-1} kg/m^2 の場合に極大値を持ち、それより厚い雲では太陽放射の反射が赤外放射のそれよりも卓越する (Yokohata et al. 2002)。

雲の放射特性を組み込んだ次元放射対流平衡モデル計算 (Forget and Pierrehumbert 1997; Mischna et al. 2000) によると、平衡地表面温度は雲層の光学的厚さ 10 付近 (対太陽放射) で極大値を持ち、およそ 280 K に達する (大気圧 2 気圧、雲粒の有効半径 10 micron の場合)。更に光学的に厚い雲を置いた場合には温度勾配が小さくなり、地表面温度は下がる。これは太陽放射の地表面への入射の減少がより効くようになったためと解釈される。

しかし、これまでの研究では雲の存在条件についてはほとんど明らかにされていない。例えば、Mischna et al. (2000) の得た温度構造は、温室効果は生じているものの雲層の温度が凝結温度を上回っており、現実的なものとは言い難い。実際に得られる温室効果を見積もるためには、雲がどのように形成され、どのくらい長期的に維持されるかについても解明する必要がある。

雲の形成機構には、1. 雲粒の衝突併合、2. 雲粒の雲層下への落下、3. 放射加熱と冷却による雲粒の蒸発成長などが考えられる。数値計算に基づき各効果のタイムスケールを見積もると、放射の効果のタイムスケールは他に比べて 2 桁以上小さい。これは放射冷却 (加熱) による雲粒成長 (蒸発) が、雲状態を決めるのに最も支配的であることを示す (Mitsuda et al. 2005)。その要因としては、雲粒同士の平均衝突時間が長いこと (~ 100 時間、地球の大陸性凝結核混合比を想定して与えた場合)、10 micron 程度の雲粒の沈降速度は非常に遅いこと ($\sim 1 \text{ cm/s}$)、さらに凝結物質が大気主成分であることから雲粒の蒸発成長は非常に急速であること ($\sim 10^2 \text{ s}$) が挙げられる。

上述の議論によると、雲が長期にわたり維持されるためには、雲層の温度が凝結温度に等しく、同時に雲層が放射平衡を満たすこと必要条件である。雲層の放射特性は雲粒サイズと全光学的厚さによっていることを思い出すと、そのような条件は、これらの雲パラメータが一定の関係を満たすときのみ実現される。雲層を単層として取り扱い、大気圧 1 気圧、凝結核面数密度 10^{10} m^{-2} とした場合には、粒径 7 micron、光学的厚さ 1 程度の雲が形成され、そのときの地表面温度はおよそ 270 K に達する。本講演ではさらに雲層を多層として扱い、粒径の鉛直分布を考慮した場合の結果について報告する予定である。