

二酸化炭素氷雲の散乱温室効果による古火星気候の温暖化

* 光田千紘 (北大理), 横島徳太 (環境研), 倉本圭 (北大理)

chihiro@ep.sci.hokudai.ac.jp

Abstract

流水地形などの地形学的証拠から過去の火星は温暖な気候を持っていたことが示唆されており、その温暖化メカニズムの一つとして、二酸化炭素氷雲による散乱温室効果が注目されている。従来の研究では、火星大気にある適当な範囲の粒径と光学的厚さをもった氷雲層を置くと、温暖湿潤な気候を再現できることが示されてきた。しかしながら、実際にそのような氷雲が形成・維持されるのかについてはこれまでほとんど調べられていない。

本研究では、一次元放射モデルを二酸化炭素 - 水蒸気大気に適用し、雲層の放射冷却による二酸化炭素の凝結率の雲粒径依存性を見積もることによって粒径の変化の向きを推測し、氷雲の安定性を解析した。その結果、

- 大気圧が 1 気圧以上の場合、凝結核の柱数密度が 10^{10} m^{-2} 程度であれば雲が安定に存在でき、同時に地表面の全球平均温度が水の融点を超える
- 雲粒のサイズ変化と凝結率の間に負のフィードバックが存在し、これによって温暖な気候が安定化されることが示唆された。

1. 背景：火星版「暗い太陽のパラドックス」

現在の気候：乾燥寒冷

- 大気圧：0.006 atm, 地表面温度：216 K

古気候 (およそ 38 億年前): 温暖湿潤?

- 大気圧, 地表面温度は液体の水が安定に存在可能なほど (~271K) 高い
- 地形的証拠 (パレーネットワーク)

太陽光度は火星史を通じて徐々に増加 (e.g. Gough 1981)

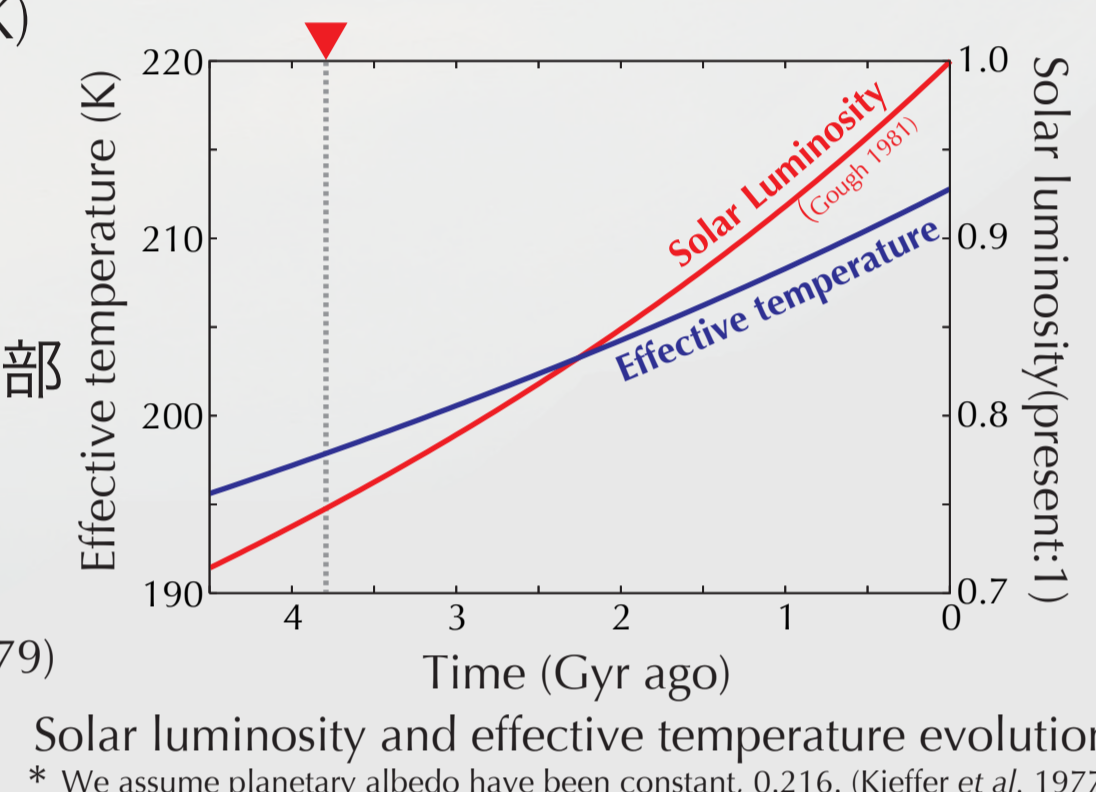
- + 古火星が温暖湿潤な気候を持つためには、80 K もの強い温室効果が生じる必要がある (現在の温室効果 火星: 2 K, 地球: 24 K, 金星: 520 K)

古火星気候の温暖化メカニズムは?

- 厚い二酸化炭素大気による強い温室効果
- + 古火星が 0.35 気圧以上の $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 大気を持った場合、対流圏上部での二酸化炭素凝結が生じ、温室効果が弱まる (Kasting 1991)
- 微量な温室効果ガス: $\text{CH}_4, \text{NH}_3, \text{SO}_2 \dots$
- + 紫外線によって短い (~数百万年) タイムスケールで光解離 (Pollack 1979)
- 二酸化炭素氷雲による散乱温室効果



Valley networks (~ 3.8 Gyr)



2. 二酸化炭素氷雲による散乱温室効果

散乱温室効果メカニズム

- 氷雲は散乱によって短波放射を反射するが、地表面付近からくる熱放射をより効率的に反射することで気候を温暖化させる。

従来の研究の結果 (Mischna et al. 2000, Yokohata et al. 2002)

- 温室効果の程度は雲の粒径サイズ, 光学的厚さなどに強く依存
- それらが理想的な値であれば、温暖湿潤な気候は再現可能
- + 粒径サイズ: 7.5 - 20 μm (効果的に長波放射を後方散乱)
- + 雲の柱密度: $10^{-1} - 1 \text{ kg m}^{-2}$

- しかし、そのような理想的な雲が形成、維持可能かどうかはほとんど議論されていない。

雲パラメータを変化させる過程

- 衝突合併
- 雲粒の沈降による雲層外への脱出, 蒸発
- 放射加熱 (冷却) による蒸発 (凝結): 最も支配的 (Mitsuda et al. 2005)

本研究の目的:

維持可能な雲の粒径と光学的厚さの見積もり

- 鉛直一次元放射モデルを用いたパラメータスタディ
- 雲層が放射加熱も冷却も受けない (二酸化炭素の凝結蒸発が生じない) パラメータを探す

雲の形成可能性の評価

- 二酸化炭素凝結率 (= 放射による雲層の正味冷却率) の粒径への依存性から粒径変化の方向を推測

3. 一次元放射モデル

大気成分: $\text{CO}_2, \text{H}_2\text{O}$ (湿度 100%)

放射伝達: 二方向近似 (散乱層: δ -Eddington 近似)

大気的光学係数 (赤外放射のみ)

- Line-by-line 法 (雲層以外)
- 吸収線パラメータ: HITRAN2000
- ランダムモデル (雲層のみ)
- バンドパラメータ: Houghton 2002

雲粒の光学係数

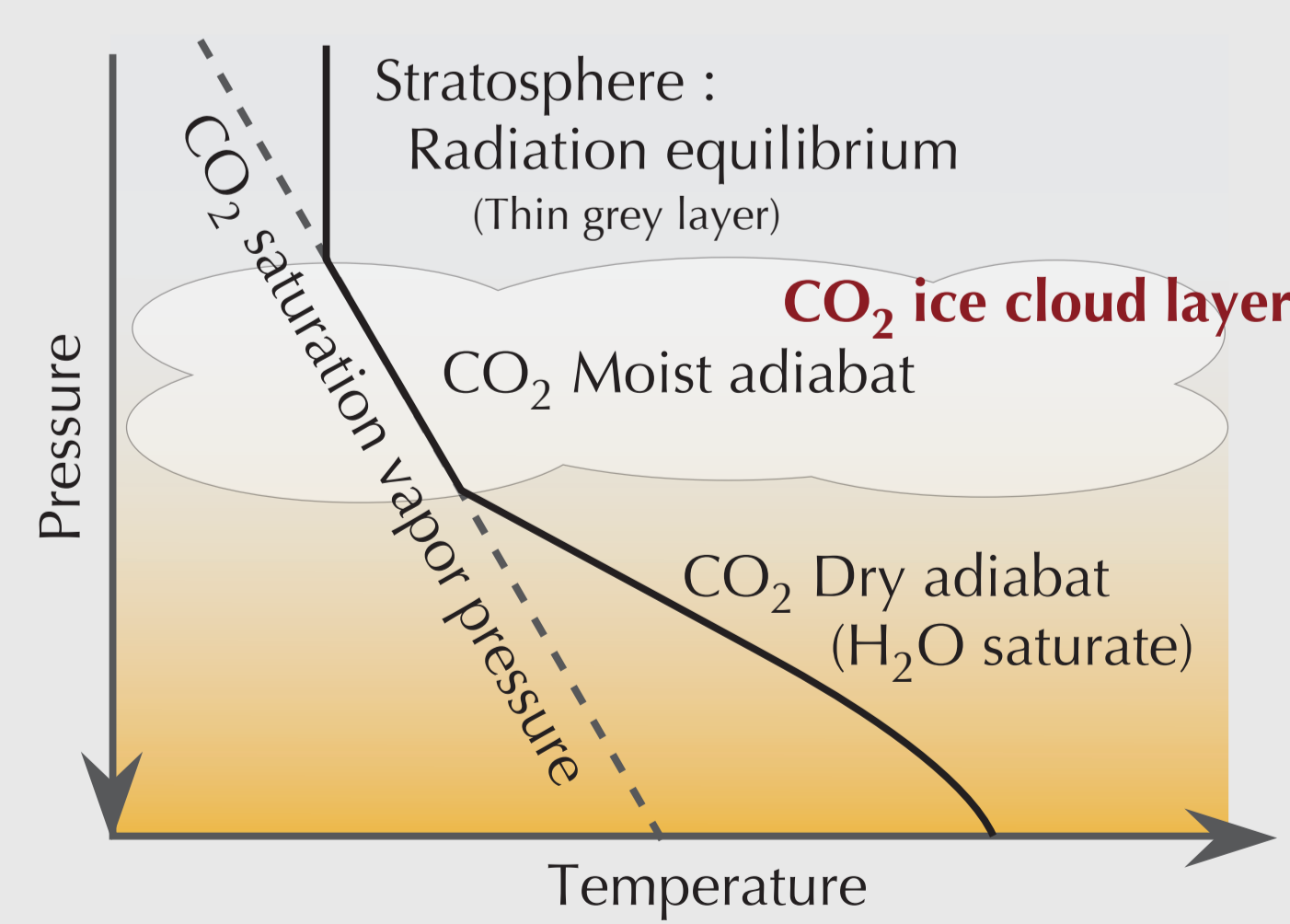
- ミー理論 (雲粒は球形と仮定)
- 二酸化炭素の複素屈折率: Warren 1986

変化させるパラメータ

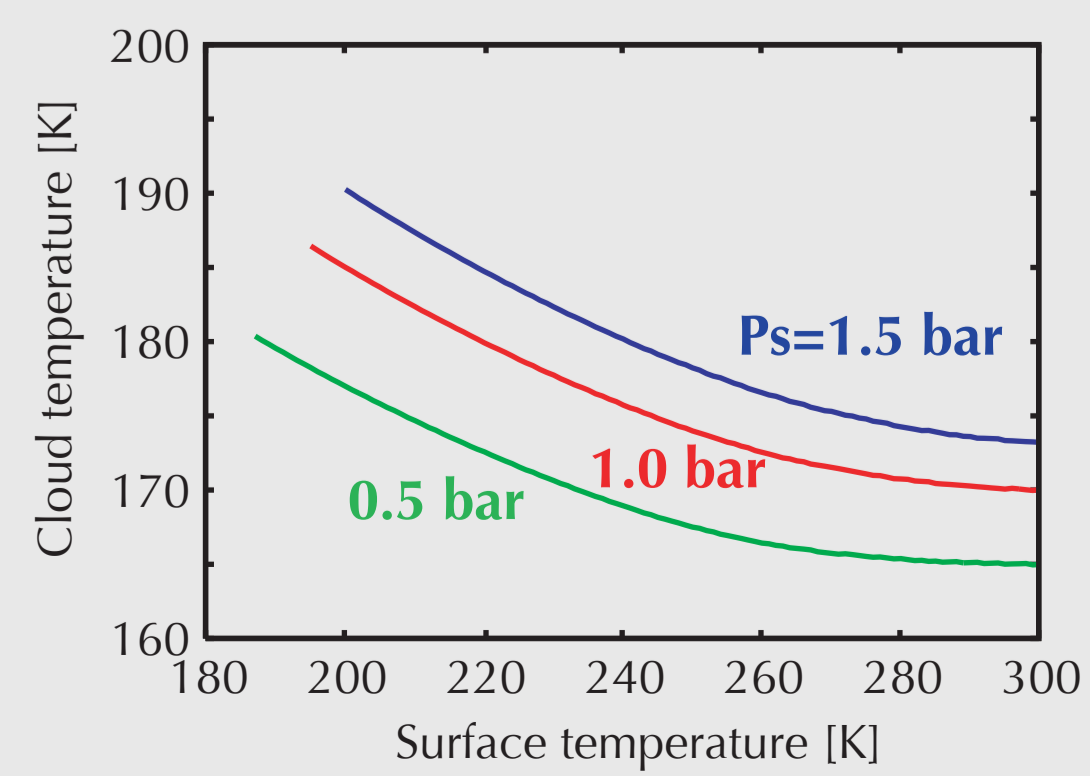
- 大気圧
- 地表面温度
- 雲粒サイズ (サイズ分布は考えない)
- 雲粒柱数密度 (= 凝結核柱数密度)
- > 雲粒の柱密度を導出

その他のパラメータ

- 太陽光度: 現在の 75% (Gough 1981)
- 地表面アルベド: 0.216 (Kieffer et al. 1977)



仮定した鉛直温度構造



算出される雲温度の地表面温度, 大気圧依存性

4. 結果と議論

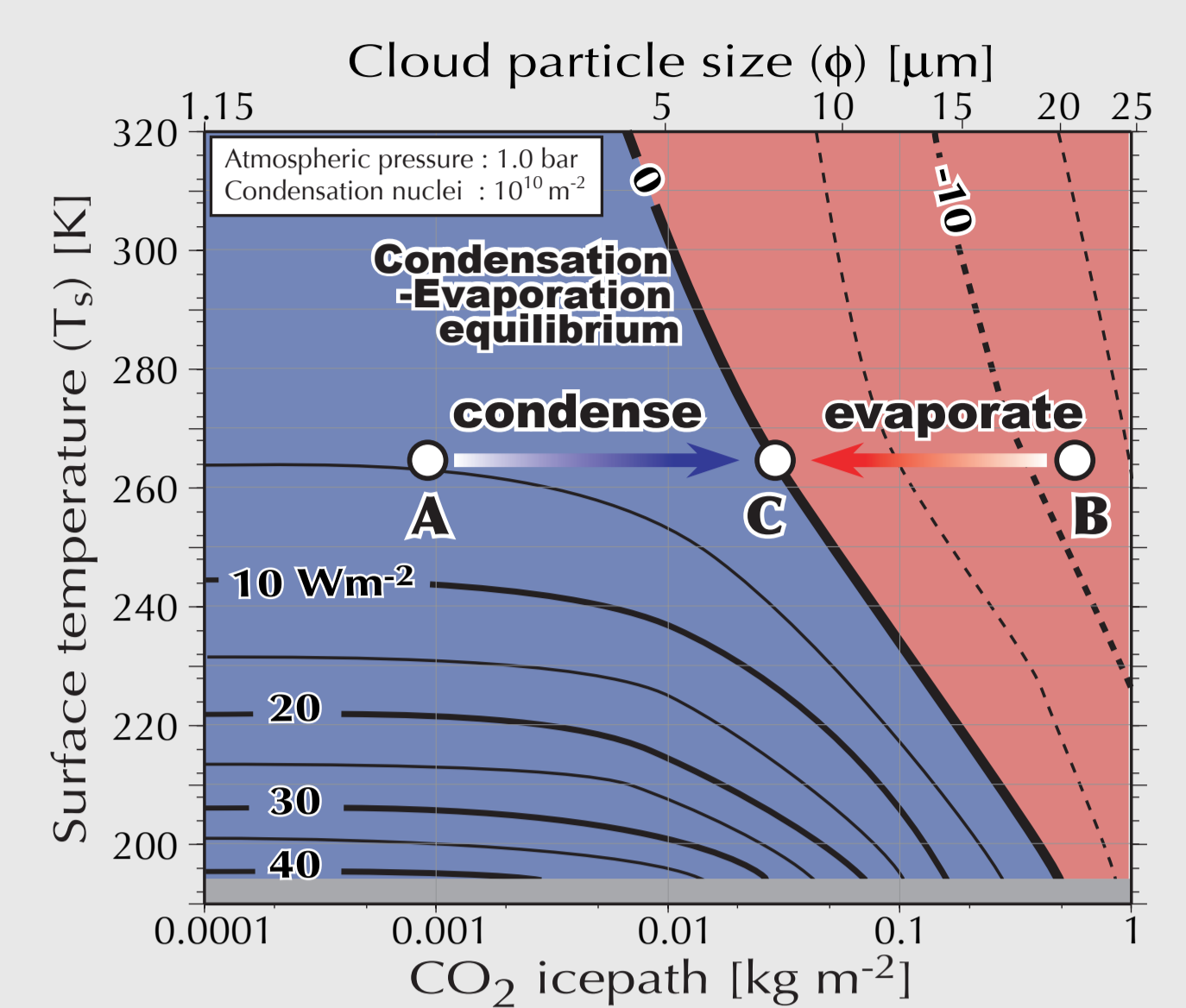
4.1 二酸化炭素凝結率

凝結率と粒径サイズ: 負の相関

- 粒径の大きな雲は強い放射加熱をうける
- 粒径の変化に対する凝結潜熱の負のフィードバック
- 粒径は凝結蒸発平衡が満たされる値へ収束
- + ただし、地表面温度を固定した場合

凝結率と地表面温度: 負の相関

- 地表面温度が上がると ...
- より強い下層大気からの熱放射を雲が受ける
- 雲温度が下がり、雲の熱放射が減少する

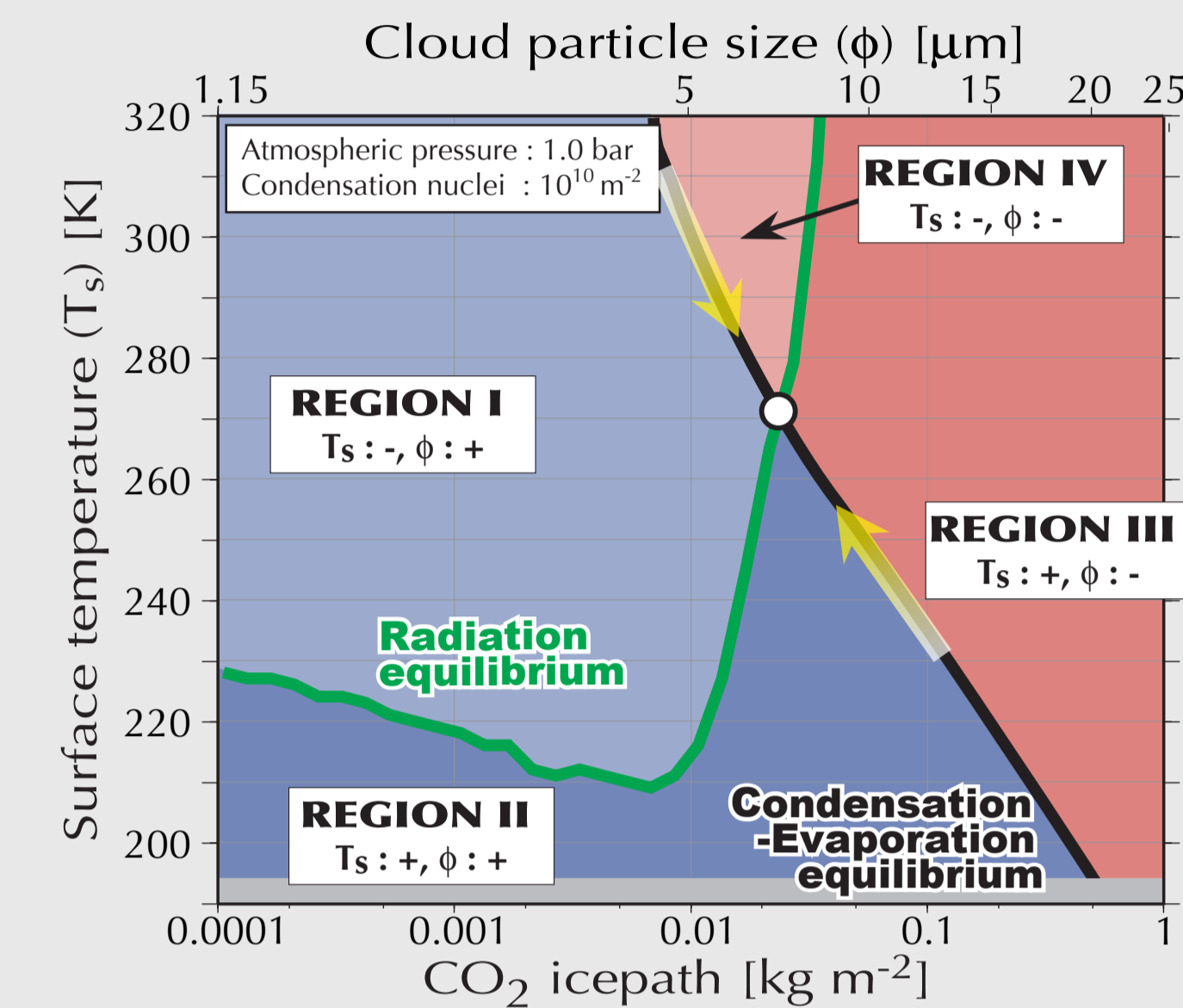


各粒径, 地表面温度における二酸化炭素凝結率・凝結核柱数密度および大気圧は固定。

4.2 平衡地表面温度の推定

平衡地表面温度

- 定義: 雲の凝結平衡と火星の放射平衡を同時に満たす状況下での地表面温度
- 大気圧と凝結核柱数密度を固定すると一意に決定
- + 大気圧 1 気圧, 凝結核柱数密度 10^{10} m^{-2} の場合, 平衡地表面温度は 271 K
- 平衡地表面温度を満たすように系は収束する
- + 緩和時間: 凝結蒸発平衡 << 放射平衡
- 系が両平衡からずれた粒径 - 地表面温度状態にあった場合、まず蒸発平衡を満たし、さらに両平衡を満たすように系は収束する
- + 持続的な雲の形成は可能



雲の凝結蒸発平衡と火星の放射平衡を満たす粒径 - 地表面温度条件。粒径サイズ (ϕ) と地表面温度 (T_s) の変化の方向はそれぞれ二酸化炭素凝結率および惑星放射収支から推測した。

4.3 大気圧および凝結核面数密度の依存性

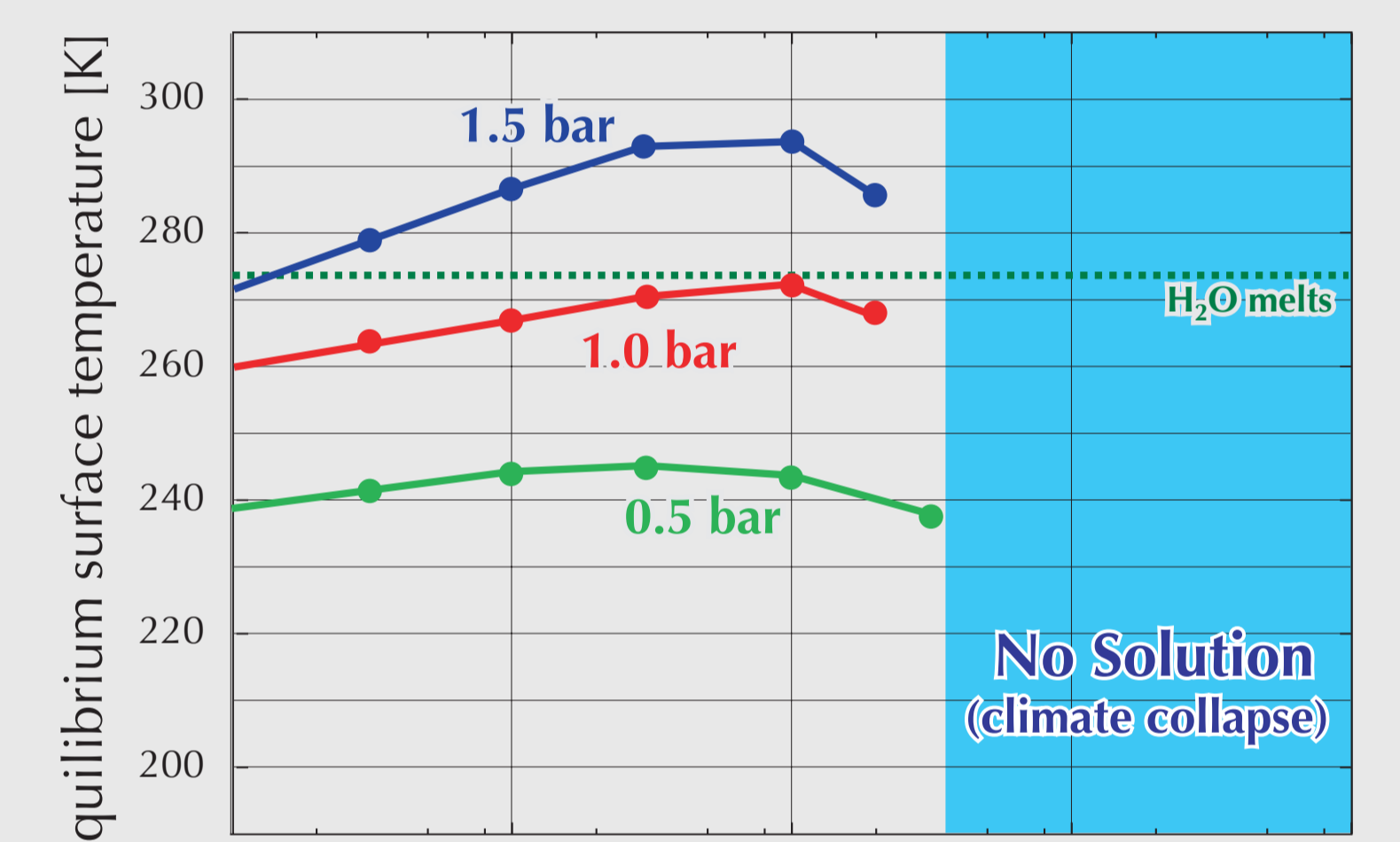
大気圧依存性

- 大気圧の増加に伴い地表面温度は上昇
- 表面温度および粒径を固定し、大気圧のみを増加させた場合、短波および長波放射による加熱の増加と比較して雲の射出エネルギーの増加が最も大きく、凝結率は増加する傾向にある。
- そのため、凝結蒸発平衡を満たす粒径 - 地表面温度条件がより雲の厚い側、地表面温度の高い側へシフトし、凝結蒸発平衡を満たすように地表面温度は上昇する

凝結核柱数密度依存性

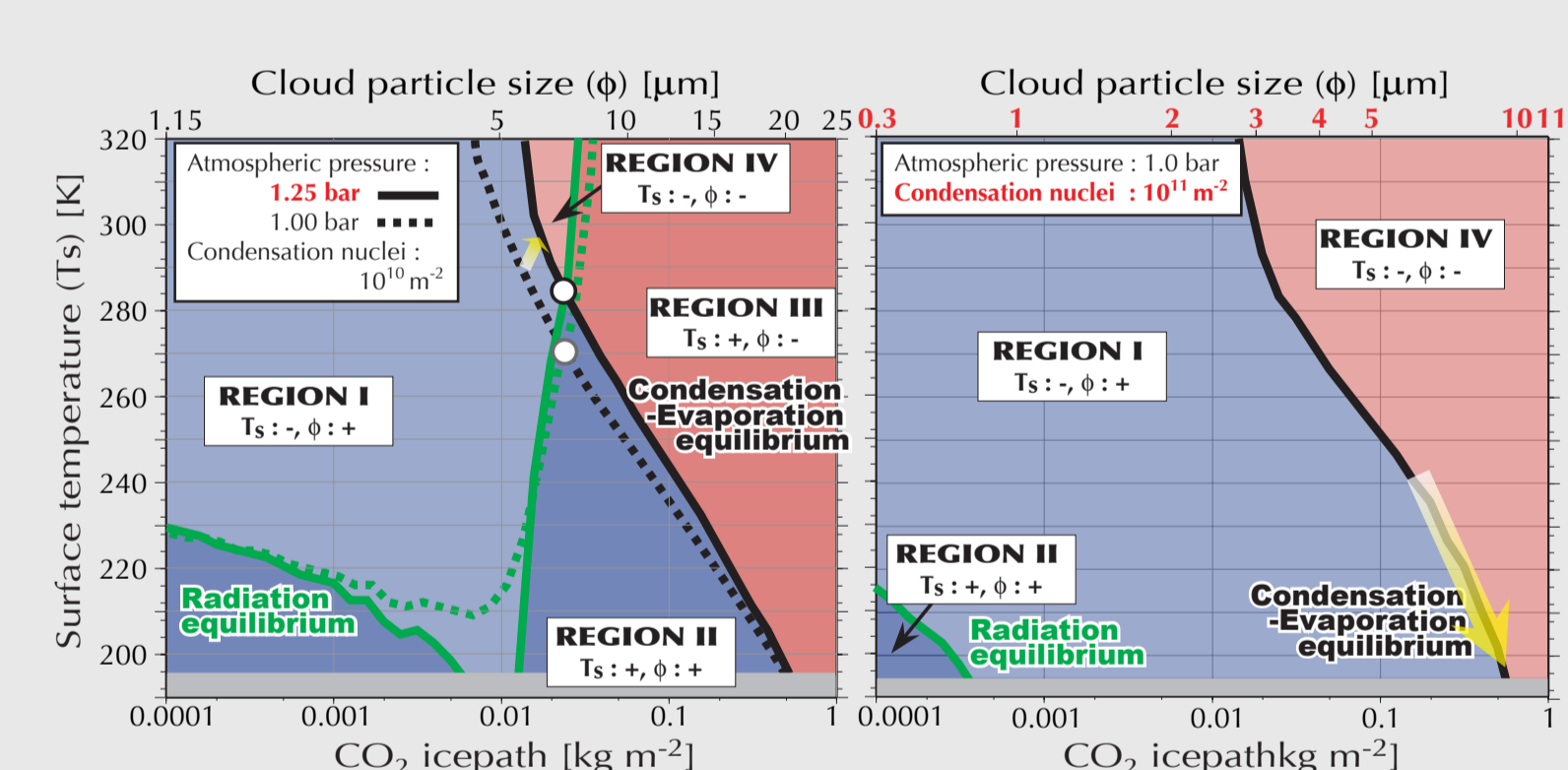
- 凝結核柱数密度 $< 10^{10} \text{ m}^{-2}$
- + 大気圧がおよそ 1 気圧以上の場合、平衡地表面温度は H_2O 融解点付近まで上昇する。
- 凝結核柱数密度 $> 10^{11} \text{ m}^{-2}$
- + 平衡地表面温度が存在しない

- 粒径が非常に小さいために雲は長波放射をほとんど散乱できず、散乱温室効果は生じない。
- この場合、二酸化炭素大気は地表面温度で急速に凝結し、大気圧が減少する。
- 散乱温室効果で温暖湿潤な気候が維持されていたとしても、凝結核柱数密度の増加が生じた場合には温暖な気候から寒冷な気候へと遷移する可能性がある。



Column number density of condensation nuclei [m^{-2}]

平衡地表面温度の大気圧および凝結核柱数密度の依存性。破線は、1 気圧における氷水の融解温度



雲の凝結蒸発平衡と火星の放射平衡を満たす粒径 - 地表面温度条件。左は大気圧を増加させた場合、右は凝結核柱数密度を増加させた場合。

古火星が温暖湿潤な気候を持つための必要条件 大気圧 > 1 bar, 凝結核柱数密度 $\leq 10^{10} \text{ m}^{-2}$

4.4 微量気体の影響

CH_4 : 初期火星において、もっとも重要な微量気体

- 起源: 火山活動, 生物など (e.g. Kasting, 1997)
- 長波 / 短波放射の両方を強く吸収
- + 古火星の温暖化を起こしていたと期待される温室効果ガスの一つ。

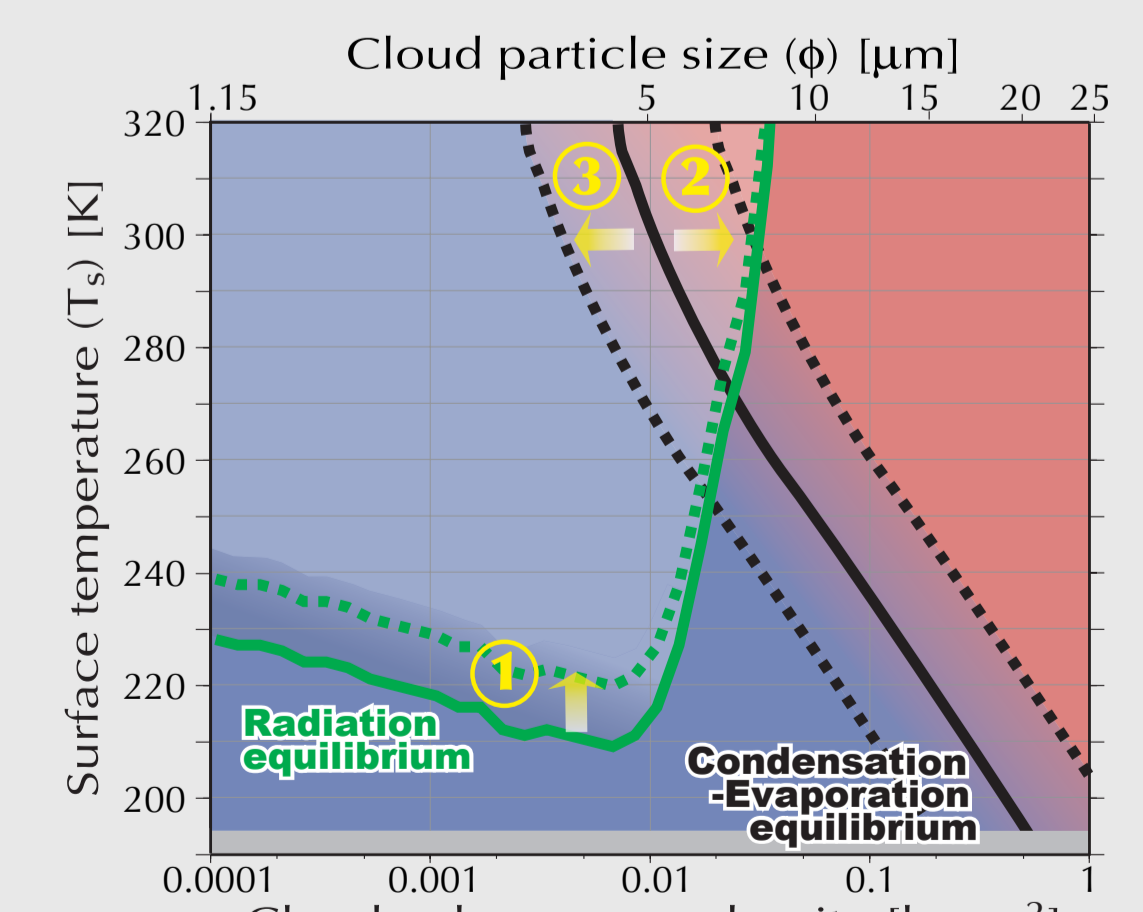
長波放射を吸収することによる影響

- 上向き長波放射が減少し、大気の温室効果が強まる (①)
- 雲層からの熱放射の増加によってより厚い雲が形成され、雲の温室効果が強まる可能性がある (②)

短波放射を吸収することによる影響

- 雲の蒸発が生じ、雲の温室効果を弱める (③)

CH_4 が古火星を温暖化するかどうかは定量的な見積もりが必要



雲の凝結蒸発平衡と火星の放射平衡を満たす粒径 - 地表面温度条件。推測されるメタンの影響による条件の変化を点線で示した。

References

- Colaprete, A. and Toon, O. B., 2003, *J. Geophys. Res.*, **108**, E4, 5025-5047 / Gough, D. O., 1981, *Sol. Phys.*, **74**, 21-34 / HITRAN, 2002, <http://www.hitran.com/> / Houghton, J., 2002, *The physics of atmospheres third edition*, Cambridge Univ. press, 360pp / Jakosky, B. M. and Phillips, R. J., 2001, *nature*, **412**, 237-244 / Kasting, J. F., 1991, *Icarus*, **91**, 1-13 / Kasting, J. F., 1997, *Science*, **276**, 1213-1215 / Kieffer, H. H., Martin, T. Z., Peterfreund, B. M., Miner, E. E. and Paullucioni, F. D., 1977, *J. Geophys. Res.*, **82**, 4249-4291 / Mischna, M. A., Kasting, J. F. and Freedman, R., 2000, *Icarus*, **145**, 546-554 / Mitsuda, C., Yokohata, T. and Kuramoto, K., 2005, *Proceedings of the 38th ISAS Lunar and Planetary Science Conference, in press* / Pierrehumbert, R. T. and Erlick, C., 1998, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 1897-1903 / Pollack, J. B., 1979, *Icarus*, **37**, 479-553 / Pollack, J. B., Kasting, J. F., Richardson, S. M. and Polokaof, K., 1987, *Icarus*, **71**, 203-224 / Warren, S. G., 1986, *Appl. Opt.*, **25**, 2650-2674 / Yokohata, T., Kosugita, K., Odaka, M. and Kuramoto, K., 2002, *Proceedings of the 35th ISAS Lunar and Planetary Science Conference*, 13-16