

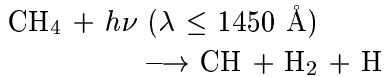
タイタン大気におけるメタン凝結過程の考察

中神 雄一, 渡部 重十, 倉本 圭 (北大・理)

1 はじめに

土星最大の衛星タイタンは、濃い大気を持つ太陽系唯一の衛星である。Voyager¹の観測によれば、可視での外見は変化に乏しく赤みがかった茶色の球で、成層圏の全球的に漂うもやのため表面及び対流圏は見えなかった。赤外スペクトル観測によると組成はN₂を主体とし、CH₄などの多くの有機化合物を含んでいると推測されている(表1)。ただし、赤外域においても光学的厚さが大きく対流圏での組成はよく分かっていない。地球以外にN₂を主成分とする大気を持つ天体は、太陽系においてタイタン以外存在せず、地球大気の起源、進化を研究する上でも大変興味深い。多種多様な大気成分は、CH₄の光化学反応の生成物であることが分かっている(Yung et al.,1984)。

CH₄は、次の反応によってH₂、Hに光解離されることが知られている。



生成物のH₂、Hはタイタンの大気から散逸していることがVoyagerの観測から確認されている。したがって、CH₄は大気中から減少し、現在の分解速度だとCH₄は~40Myrでタイタン大気中から消滅すると推測される。このことから、タイタンが形成されてから今日までCH₄が存在し続けるためにはCH₄の供給源が必要である。現在候補として考えられるのは、

- 彗星などの外部からの供給
- CH₄の包接化合物や地下帯水層など内部からの供給
- 表面のCH₄貯留池からの供給

などである。今回我々は、CH₄がタイタン表層でどのような状態で存在しているのか調べるために、過去の論文をレビューし、大気モデルを用

表 1: タイタンの大気組成 (Coustenis et al.,1999). ボイジャーの赤外線分光計 (IRIS) のデータから推測された値。

物質名	化学式	モル混合比
窒素	N ₂	90-97%
アルゴン	Ar	0-6%
メタン	CH ₄	0.5-4%
水素	H ₂	0.2%
エタン	C ₂ H ₆	1 × 10 ⁻⁵
アセチレン	C ₂ H ₂	2 × 10 ⁻⁶
プロパン	C ₃ H ₈	5 × 10 ⁻⁷
エチレン	C ₂ H ₄	1 × 10 ⁻⁷
ジアセチレン	C ₄ H ₂	1 × 10 ⁻⁹
シアン化水素	HCN	1 × 10 ⁻⁷
一酸化炭素	CO	~ 10 ⁻⁵
二酸化炭素	CO ₂	1 × 10 ⁻⁸
水	H ₂ O	8 × 10 ⁻⁹

いて表層大気でCH₄が凝結する可能性について検討する。

2 地表の温度、圧力状態

図1はVoyagerの電波掩蔽観測から、N₂100%の大気組成を仮定して得られた赤道付近の温度分布と圧力分布である(Coustenis et al.,1999)。大気の微量成分がこれらの値に与える影響は小さく、実際の値との差はほとんど無いと見なせる。地表面での温度、圧力は~94K、1.5barと推定されている。CH₄の三重点の温度が90.7Kであることから表面でCH₄は液体として存在でき、CH₄の湖沼が形成され、CH₄の供給源に成り得ると考えられる。

しかしながら、CH₄が地表面において実際に凝結するかどうかを考察するには対流圏での存在度を与える必要がある。観測から確かな値は求められていないが、Samuelson(1997)は、放射データの再検討からCH₄の表層付近での平均混

¹1980にタイタンをフライバイ

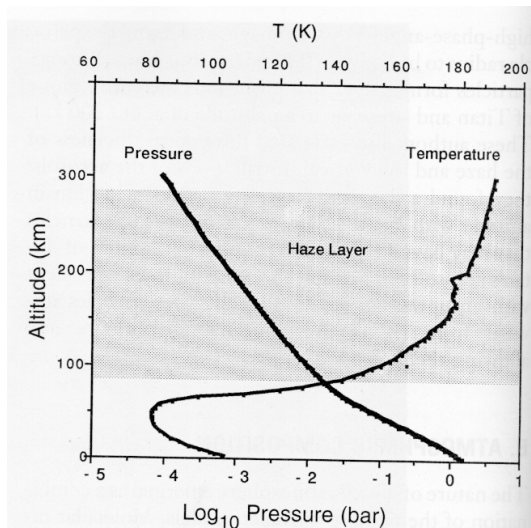


図 1: タイタン赤道域の大気温度と圧力分布. Coustenis et al., 1999 より引用.

合率をモル比で 6% と求めた. この値は, CH_4 の分圧にして約 0.09 bar となり, 94 K での CH_4 の飽和蒸気圧約 0.18 bar より小さく, 表面付近は乾燥している事を示している.

3 対流圏における凝結

図 1 では明らかではないが対流圏下層の高度 3.5 km では気温減率の変化が観測されている. この変化は, これまでのところ次の 2 通りの解釈がなされている. すなわち, (1) CH_4 の雲底ないしは, (2) 対流領域と放射平衡領域の境界, である (Lindal et al., 1983; Eshleman et al., 1983). (1) の解釈によれば, CH_4 は対流圏下層のある高度で飽和に達し凝結が起こっていることになる. 又, CH_4 の雲から降水がある可能性も考えられる.

そこで我々は, Samuelson が求めた CH_4 の表面付近の混合率を採用しモル比で N_2 94%, CH_4 6% の 2 成分混合大気を仮定する. このモデル大気の断熱線と, 観測された温度分布を比較することで実際に CH_4 の凝結が起きているのか, 又それは対流圏のどの高度で起きるのか検討を行う.

方程式系

モデル大気の乾燥断熱線 (dry adiabat) は, 全圧

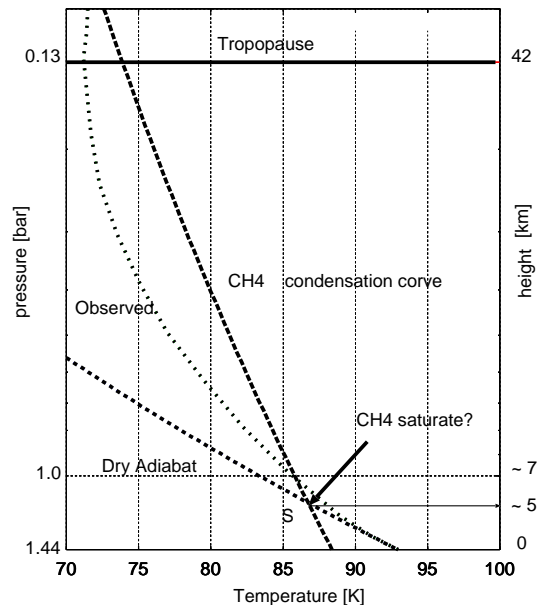


図 2: 温度分布の観測値と, モデル大気の CH_4 の凝結線, 乾燥断熱線の比較.

を P_d とすると次の式で表される.

$$P_d = P_g \left(\frac{T}{T_g} \right)^{\frac{C_p}{R_{\text{mix}}}} \quad (1)$$

P_g, T_g はそれぞれ表面大気圧 [Pa], 表面温度 [K]. C_p, R_{mix} はそれぞれ仮定したモデル大気の定圧比熱 [= 1039.0128 J·Kg⁻¹·K⁻¹], 及び気体定数 [= 310.35 J·Kg⁻¹·K⁻¹] である.

CH_4 の凝結成分の飽和蒸気圧 e_s は, Antoine の近似式から,

$$e_s = P_0 \exp\left(A - \frac{B}{C + T}\right) \quad (2)$$

と表される. P_0 [Pa] は単位の圧力. A, B, C は物質固有の値で化学工学便覧 (丸善) を参照した. 尚, ここで求まる CH_4 の飽和蒸気圧はモデル大気中の分圧に過ぎない. したがって N_2 を含む全圧と比較する為に, e_s を CH_4 の存在度で割った値を用いた. これを, 凝結線と呼ぶことにする. この凝結線を用いて気塊中の物質が飽和しているかどうか判定する事ができる. すなわち, 任意の温度で乾燥断熱線が示す圧力より凝結線の示す圧力が大きいとその気塊中の物質は飽和し凝結する可能性があると言える. ここで, モデル大気の乾燥断熱線と CH_4 の凝結線の交点, つまり

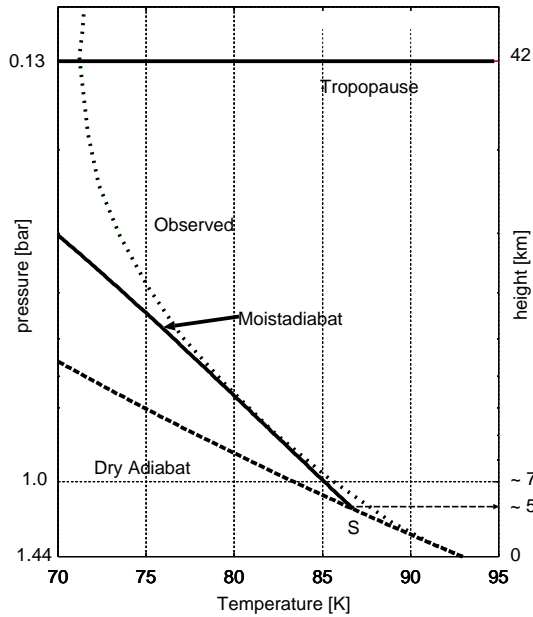


図 3: 温度分布と、モデル大気の湿潤断熱線との比較.

CH₄ が飽和に達する点を S とする. 又, CH₄ との比較の為 C₂H₄, C₂H₆, C₂H₂, C₄H₂, C₃H₈ の凝結線も同様に求めた.

CH₄ が飽和し凝結を始めると, 気塊は解放される潜熱によって暖められ湿潤断熱線 (moist adiabat) に沿って変化する. その時の, 全圧を P_m とすると,

$$\frac{dP_m}{dT} = \frac{1}{L\epsilon_s + R_{\text{mix}}TP_0} (C_p P_0^2 + L\epsilon P_0 \frac{de_s}{dT}) \quad (3)$$

L は CH₄ の潜熱 [= 530.1 J·kg⁻¹], ϵ は N₂, CH₄ の気体定数 R_{N_2} [= 296.8 J·K⁻¹·kg⁻¹], R_{CH_4} [= 519.6 J·K⁻¹·kg⁻¹] の比 $\epsilon = R_{N_2}/R_{CH_4}$ である. S 点での T_s, P_s を初期値として (3) を解き, P_m を求める.

計算結果

図 2 は, 温度分布の観測値とモデル大気の乾燥断熱線, 及び CH₄ の凝結線を比較したものである. CH₄ は, 対流圏下層, 温度 87K 付近で飽和に達している (S 点). S 点の高度は約 5km である. それより下層では, 観測値は乾燥断熱線とほぼ一致し, 大気は乾燥している. 一方, この高度より上方では観測値の傾きが減少している.これ

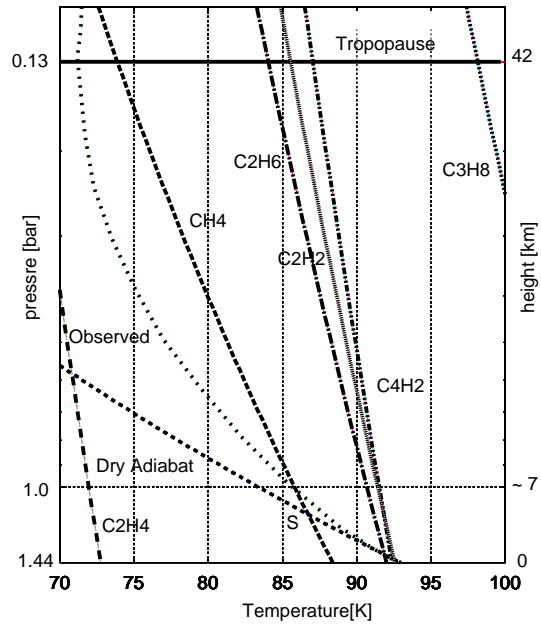


図 4: 温度分布の観測値と, いくつかの有機化合物の凝結線との比較.

は, CH₄ の凝結による潜熱解放によって乾燥断熱線から離れているものと考えられる. そこで図 3 を見ると, S 点から求めたモデル大気の湿潤断熱線が, S 点より上方で観測値とほぼ一致することがわかる. これは, 実際に CH₄ の凝結が起きている可能性を示すものである.

図 4 は, 図 2 と同様に, C₃H₈, C₄H₂, C₂H₂, C₂H₆, C₂H₄ などの有機化合物の凝結線と, 観測値との比較である. CH₄ 以外の有機化合物も対流圏のある高度で飽和し, 凝結する可能性があることが分かる. しかし, これらの有機化合物の存在度は表 1 から分かるように CH₄ に比べ非常に小さく, CH₄ の凝結に伴う潜熱の解放ほど大きく温度分布の変化に寄与しない.

4 まとめと考察

タイタンに存在する CH₄ 等の有機化合物の凝結線及び, 仮定したモデル大気の断熱線と温度分布の観測値との比較を行い, CH₄ が凝結する可能性を検証した. CH₄ の他いくつかの物質は対流圏で飽和し, 凝結する可能性があることが示された. 特に, CH₄ が凝結し解放する潜熱は, 対流圏の温度分布に影響を与えていることが予想される. CH₄ の凝結高度が約 5km と求められ

たことから、観測された高度 3.5km の気温減率の変化は、CH₄ の雲底によるものかもしれない。又、Samuelson が求めた CH₄ のモル比 6% では、CH₄ は表面付近で乾燥する。

大気中の CH₄ の供給源は現時点では明らかではないが、大気中の CH₄ 存在度がタイタンの歴史を通じて今日まで維持されてきたと仮定した場合、タイタンの表層はどのような特徴を持たねばならないのか考察する。まず、地表に純粋な CH₄ の液体が存在し供給源となっている可能性は、大気下層が乾燥状態であっても否定はできない。例えば、地球の下層大気は平均的には乾燥しているが、地球には大きな海洋が存在している。これは、降水をとともう大気の循環があるためである。タイタンでも、地球と同様の機構が働いている可能性は充分考えられる。

大気中に CH₄ が存在し続けた場合、タイタンの表面には大量の C₂H₆ が蓄積していると考えられる。C₂H₆ は成層圏での CH₄ の光化学反応で生成し、他の化合物より生成率は大きい (Yung et al., 1984)。Yung らの見積もりでは、45 億年間に生成する C₂H₆ 量は全球平均で約 0.6km の厚さの液体 C₂H₆ 量に相当する。Lunine ら (1983) は、海と大気の蒸気圧平衡を仮定し、液体 C₂H₆ に CH₄ が 25mol% 溶け込んでいれば、大気下層の CH₄ 存在度を矛盾無く説明できるとしている。

一方、地球からのレーダ観測 (Muhleman et al., 1990) や、赤外窓領域での表面アルベドの観測 (Smith et al., 1996) によると、タイタン表面は一様ではなく、不均一であることが分かっている。この結果は、液体が存在していることを示している。この場合大気中の CH₄ の存在度を維持するには、液体 C₂H₆-CH₄ の海に含まれる CH₄ の濃度は 25% より大きい必要がある。これは、表面に存在する液体の総量がより大きくなければならないことを意味し、全球平均にしてその厚さが約 1km 以上に達すると評価される。

これほど多量の液体を局所的に保持するには、タイタン表面の起伏は、同サイズの衛星であるガニメデ、カリストの地形と比較すると、かなり大きくなってはならない。タイタン大気中の CH₄ の供給源と、その循環を明らかにするには、固体部分も含めてタイタンの表層が取り得る状態を

より詳しく総合的に解析することが重要である。

5 参考文献

- Coustenis, A., R.D.Lorenz, 1999, Titan. In : Paul.R.Weissman, Lucy.A.McFadden, Torrence.V.Johndon. (Ed.), Encyclopedia of the Solar System. The Academic Press , pp. 377-404
- Eshleman, V. R., G. F. Lindal, G. L. Tyler, Is Titan Wet or Dry?, *Science*, 221, 53-55, 1983
- Griffith, C.A., T.Owen, and R.Wagener, Titan's surface and troposphere, investigated with ground-based, near-infrared observations, *Icarus*, 93, 362-378, 1991
- Lindal, G.F., G.E.Wood, H.B.Hotz, D.N.Sweetman, V.R.Eshleman, and G.L.Tyler, The atmosphere of Tiatn : An analysis of the Voyager radio occultation measurements, *Icarus*, 53, 348-363, 1983
- Lunine, J.I., D.J.Stevenson, and Y.L.Yung, Ethan ocean on Titan, *Science*, 222, 1229-1230, 1983.
- Muhleman, D.O., A.W.Grossman, B.J.Butler, and M.A.Slade, Rader reflectivity of Titan, *Science*, 248, 975-980, 1990
- Lorenz, R. D., The Weather on Titan, *Science*, 290, 467-468, 2000.
- Samuelson, R. E., N. R. Nath, A. Borysow, Gaseous abundances and methane supersaturation in Titan's troposphere, *Planet.Space Sci.*, Vol 45, No.8, 959-980, 1997
- Smith, P. H., M. T. Lemmon, R. D. Lorenz, L. A. Sromovsky, J. J. Caldwell, M. D. Allison, Titan's Surface, Revealed by HST Imaging, *Icarus*, 119, Issue 2, 336-349, 1996
- Toon, O.B., C.P.MaKay, R.Courtin, and T.P.Ackerman, Methane rain on Titan, *Icarus*, 75, 255-284, 1988
- Yung, Y.L., M.Allen, and J.P.Pinto, Photochemistry of the atmosphere of Titan : Comparison between model and observations, *Astrophys.J.Suppl.ser.*, 55, 465-506, 1984.

化学工学会編, 化学工学便覧, 改訂六版, 1999.