

タイタンの大気の起源と進化  
The origin and evolution of  
Titan's atmosphere

三上 峻

Takashi Mikami

北海道大学 理学部 地球科学科

惑星宇宙グループ 22080044

Department of Earth Sciences, Undergraduate school of Science,

Hokkaido University

Planetary and Space Group

指導教官：倉本 圭

2012 年 5 月 23 日

## 要旨

土星の衛星タイタンは、太陽系において最大級の氷衛星として知られている。厚い大気を持つ衛星としては太陽系において唯一であり、大気は $N_2$ を主成分とし、 $CH_4$ を4%含む。地球と同様に $N_2$ を主成分とする天体であることから、タイタン大気の起源物質と進化についての理解が地球環境の理解に制約を与える可能性があり、非常に興味深い研究対象であると考えられる。

本卒業論文では、Lunine et al., *The Origin and Evolution of Titan in “Titan from Cassini-Huygens”*, eds. Brown, Lebreton and Waite, Springer, pp 35-60, 2009. のレビューを行い、タイタン形成の全体的な描像をおさえたうえで、大気の起源物質と進化について最新の理解についてまとめる。

今回レビューしたLunine et al. (2009) では、タイタン大気に関する様々な理論的な考察に、観測により得られたタイタンの大気に制約を加えることで、大気の起源物質と進化メカニズムに関してまとめている。タイタンは周土星円盤内で形成され、タイタンの大気の起源物質は土星大気に集積する固体成分から推定することができる。この推定に内部構造の進化などを含むタイタンの熱進化のモデルを組み合わせることで、原始大気や大気の進化メカニズムに関して理論的な考察が行われている。

## 目次

1	序論 . . . . .	4
1.1	背景と目的 . . . . .	4
1.2	構成 . . . . .	4
2	タイタンの形成過程 . . . . .	6
2.1	巨大ガス惑星の形成と周惑星円盤の形成 . . . . .	6
2.2	周惑星円盤における衛星形成 . . . . .	6
3	大気の起源物質 . . . . .	7
3.1	大気の起源に関する示唆 . . . . .	7
3.2	タイタン大気の起源物質の推定 . . . . .	8
4	初期の内部構造と原始大気 . . . . .	9
4.1	形成初期の内部構造 . . . . .	9
4.2	原始大気 . . . . .	9
5	原始大気の進化 . . . . .	15
5.1	光化学反応による $N_2$ の生成 . . . . .	15
5.2	高分子有機化合物 (もや) の形成 . . . . .	15
5.3	内部進化に伴う $CH_4$ の脱ガス . . . . .	16
5.3.1	内部構造の進化 . . . . .	16

5.3.2	原始海との相互作用 . . . . .	16
5.3.3	CH <sub>4</sub> の脱ガスメカニズム . . . . .	18
6	考察 . . . . .	20
7	Lunine et al. (2009) 全訳 . . . . .	21
3.1	イントロダクション . . . . .	22
3.2	初期の土星の周辺環境の大局的な制約条件 . . . . .	22
3.3	タイタン形成における組成的・物理的な制約 . . . . .	26
3.3.1	衛星形成と周土星星雲の終末 . . . . .	27
3.3.2	揮発性物質の捕捉 . . . . .	28
3.3.3	最終的に推定されるタイタンの組成とカッシーニ・ホイヘ ンスのデータとの対比 . . . . .	32
3.4	タイタンでの集積 . . . . .	33
3.4.1	集積熱の値の範囲 . . . . .	33
3.4.2	集積完了直後の原始大気の特徴 . . . . .	36
3.5	核形成と地殻の冷却と初期の脱ガス . . . . .	37
3.5.1	内部分化と進化 . . . . .	37
3.5.2	原始地殻形成 . . . . .	38
3.5.3	揮発性物質の内部リザーバー . . . . .	41
3.6	特筆すべき問題 . . . . .	44
3.6.1	窒素の起源 . . . . .	44
3.6.2	メタンの起源 . . . . .	46
3.7	ガニメデとカリストが大気を持たず、タイタンが持つのはなぜか . . . . .	52

---

3.8	将来のミッションに対する疑問 . . . . .	53
8	謝辞 . . . . .	55
9	参考文献 . . . . .	56

# 1 序論

## 1.1 背景と目的

本論文では、タイタンの起源と進化について最新の理解をまとめた Lunine et al., *The Origin and Evolution of Titan in "Titan from Cassini-Huygens"*, eds. Brown, Lebreton and Waite, Springer, pp 35-60, 2009. のレビューを行い、全体的な描像からタイタン大気の起源と進化を探ることを目的とする。

タイタンは土星を公転する規則衛星の 1 つである。直径が 5,150 km と太陽系でガニメデに次ぐ大きさを持つ巨大氷衛星であり、土星衛星系の全質量の 95 % 以上を占め、密度は  $1,881 \text{ kg/m}^3$  である。密度の値から、タイタンは岩石と氷がほぼ半分ずつで構成されると考えられ、中心部に岩石が集中している可能性がある。

タイタン地表では地球の 1.5 倍の気圧に達する非常に厚い大気を持つ天体であり、その主成分は  $\text{N}_2$ ,  $\text{CH}_4$  である。太陽系においてタイタンほど厚い大気を持つ衛星は他に存在せず、このような天体がどのように形成されたのかという興味がタイタンに向けられている。

タイタンの最新の観測である 2004 年から現在までのカッシーニ・ホイヘンス計画では探査機カッシーニがタイタンを遠隔観測するだけでなく、それに搭載されたホイヘンスプローブがタイタンに直接投下された。この計画により、大気の微量元素の検出や各元素の同位体比の測定がなされた。取得されたデータはタイタンの大気の起源と進化に強い制約を与えている。

生命が存在する前の原始地球の表層環境を解明するという観点からも、地球同様の  $\text{N}_2$  を主とする大気を有するタイタンは興味深い天体である。タイタンの大気上層には高分子の有機化合物で形成された厚いもやが広がっている。この有機化合物は生命の材料物質と考えられており、タイタンの大気の進化を理解することで原始地球環境における化学進化についても制約できる可能性がある。

今回レビューする Lunine et al. (2009) はタイタンの材料物質の形成、それらの集積と分化過程、長期に渡るタイタン大気と内部の結合進化についての最新のモデルをおさえることでタイタン形成の全体的な描像をまとめている。本卒業論文ではこの全体的な描像の中において、大気の起源と進化はどのように考えられているかをまとめる。

## 1.2 構成

本論文ではまず、タイタンの形成環境について概説し (第 2 章)、次に大気の起源物質 (第 3 章) と初期の内部構造と原始大気についてまとめる (第 4 章)。大気の進化を集積や

内部構造の進化などとの関係と併せて述べ(第 5 章), 本卒業論文のまとめとして Lunine et al. (2009) についての考察を記述する(第 6 章). 最後に Lunine et al. (2009) の全訳を掲載する(第 7 章).

## 2 タイタンの形成過程

この章ではまず、母惑星である土星の形成を理解することから始める。そして周土星円盤における形成メカニズムとその環境をおさえ、最後にタイタンが円盤内でどのように形成されたと考えられるか概説する。

### 2.1 巨大ガス惑星の形成と周惑星円盤の形成

木星や土星などの巨大ガス惑星は原始惑星系円盤の外側で形成される。巨大ガス惑星の形成は主として固体からなる微惑星が集積して原始コアが形成するところから始まる。ある程度原始コアが大きくなると、惑星の周囲に存在する円盤ガスを重力により大量に引き寄せることができるようになる。惑星の重力が太陽の重力より支配的になる範囲をヒル圏と呼ぶが、ガスを引き寄せることで惑星のヒル圏がさらに大きくなり、惑星はガスを捕獲しながら急成長する。やがて円盤ガスが消失するとガス惑星は成長を終え、その後は質量を保ったまま収縮する。このような惑星の形成モデルを“コア集積モデル”と呼ぶ。

衛星形成の場である周惑星円盤はガス捕獲の過程で形成される。流入ガスは中心の惑星に対して角運動量を持つため、惑星の赤道面にガスとそれに取り込まれたダストが円盤を形成し、周惑星円盤となる。周惑星円盤ガスは乱流粘性の働きにより惑星へ向かって降着する一方、惑星系円盤ガスの流入によって補填が起こる。そのため、ガス流入の起こっている間は準定常的に周惑星円盤が維持される。

### 2.2 周惑星円盤における衛星形成

周惑星円盤内で起きる衛星形成メカニズムは、太陽の周りで惑星が形成する描像に似ており、ダストが合体成長することでまず微衛星が形成し、それが集積することで原始衛星が形成する。ダストの合体成長には円盤の乱流が影響すると考えられており、乱流によりダストがランダムに動き、合体することで微衛星が形成される。そして微衛星は相互に重力をおよぼしあうことにより集積する。

一定に成長した原始衛星は円盤ガスとの相互作用によって公転運動が減速し中心星に向って移動(落下)するようになる。ひきつづき周惑星円盤に流入する物質からは新たな原始衛星が成長する。これにより衛星の形成、成長、落下が繰り返される。原始惑星系円盤が消失しガスの流入が止まると、やがて現在の規則周惑星円盤ガスが消失し、それ以上に衛星の落下は起こらなくなる。その時点で落下せずに惑星の周りに残った天体が衛星となったと考えられる (Canup and Ward 2002, 2006)。

### 3 大気の起源物質

この章では、タイタンの大気の種類がどのような化学種であり、またそれがどのようなメカニズムを経て大気を形成したかについて述べる。

#### 3.1 大気の起源に関する示唆

ホイヘンスプローブによって得られた大気の化学組成と同位体組成 (表 1) に基づくと、タイタンの大気は捕獲した円盤ガスが残存したものではなく、主に固体成分の脱ガスによって形成された可能性が高い。まず、 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  比が非常に大きいことから、タイタン大気の Ar はほとんど  $^{40}\text{Ar}$  の形で存在することがわかる。原始太陽系円盤では Ar は主に  $^{36}\text{Ar}$  の形で存在する。 $^{40}\text{Ar}$  は  $^{40}\text{K}$  の放射壊変により形成される同位体であり、 $^{40}\text{K}$  は岩石に多く含まれる。つまり大気に  $^{40}\text{Ar}$  が多く存在するということは、タイタン大気の Ar のほとんどは円盤から直接取り込まれたものではなく、内部で生成された Ar が脱ガスしたものと考えられる。

同時に  $\text{N}_2$  の起源は他の窒素分子種である可能性が高く、直接  $\text{N}_2$  が取り込まれたとは考えにくい。なぜなら、理論的に  $\text{N}_2$  と Ar はほぼ同じ温度で凝縮するため、直接  $\text{N}_2$  の凝縮物がタイタンに取り込まれたとするなら、タイタン大気は太陽系元素存在度に近い  $\text{N}_2/\text{Ar}$  比 ( $10^2$ ; Anders and Grevesse 1989) を得たはずである。しかし観測値 (表 1) によると、タイタン大気の  $\text{N}_2/\text{Ar}$  比は非常に高く ( $10^7$ ; Niemann et al. 2005)、 $\text{N}_2$  の起源物質は他の窒素分子種である可能性が高い。窒素分子種が  $\text{NH}_3$  だとすると、 $\text{N}_2$  への変換は UV による光化学反応や、衝突による反応などにより起きた可能性がある。

大気中の  $\text{CH}_4$  は内部に取り込まれた  $\text{CH}_4$  が長期間にわたって脱ガスしているものと考えられる。なぜなら、現在大気に存在する  $\text{CH}_4$  の量は、UV による分解により  $10^7$  年のオーダーで失われることが推定されており、大気中の  $\text{CH}_4$  は初期大気の名残物とは考えにくい。現在もタイタン大気に  $\text{CH}_4$  が存在するためには、タイタンの集積期に大量に内部に  $\text{CH}_4$  が取り込まれ、長期間供給される必要がある。

Ar よりも重い希ガスである Kr, Xe もタイタンの材料物質に取り込まれなかった可能性がある。観測によると、Kr, Xe は大気には検出されず、存在したとしてもごく微量のみであることが明らかにされた (Niemann et al. 2005)。また  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  比の値から、Ar もほとんど起源物質に取り込まれなかったと考えられる。

表 1 : タイタン大気の同位体比 (Niemann et al., 2005)

同位体比	GCMS による値	タイタン/地球
$^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$	$183 \pm 5$	0.67
$^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$	$82.3 \pm 1$	0.915
D/H	$(2.3 \pm 0.5) \times 10^{-4}$	1.44
$^{36}\text{Ar}/(\text{N}_2 + \text{CH}_4)$	$(2.8 \pm 0.3) \times 10^{-7}$	$7.0 \times 10^{-3}$
$^{40}\text{Ar}/(\text{N}_2 + \text{CH}_4)$	$(4.32 \pm 0.1) \times 10^{-5}$	$3.61 \times 10^{-3}$

### 3.2 タイタン大気の起源物質の推定

土星形成の後期に土星に取り込まれた固体物質とタイタンの材料物質が同じ組成であると仮定する。観測によると、土星大気は揮発性元素に富んでいる。これは、土星に集積した固体成分には揮発性分子種が包接化合物として大量に捕捉されており、これらが土星大気へ放出されたためと考えられる。ここで包接化合物とは、 $\text{H}_2\text{O}$  の結晶格子のかごの中に揮発性分子が捕捉されて形成される化合物の総称である。土星軌道 (太陽からおよそ 10 AU) では、 $\text{H}_2\text{O}$  が氷の形で大量に存在し、大量に包接化合物を形成することができる。ただし、 $\text{CO}_2$  は直接凝縮し、 $\text{NH}_3$  は水和物として取り込まれる方がより安定に固体として存在できる。

土星における揮発性元素の濃集度は以下のような式から計算できる (Hersant et al. 2008)。

$$\frac{X/H_{\text{Saturn}}}{X/H_{\text{Solar}}} = \frac{\Sigma(t_X)}{\Sigma(t_{\text{coll}})}$$

ここで、 $X/H_{\text{Saturn}}$ 、 $X/H_{\text{Solar}}$  はそれぞれ土星大気および太陽系元素存在度における水素に対する元素  $X$  の存在度である。左辺は土星大気の中で元素  $X$  が太陽系元素存在度に対してどれだけ濃集しているかを示す。 $\Sigma(t_X)$  は  $X$  が固体成分に捕捉された時点での原始惑星系円盤面密度、 $\Sigma(t_{\text{coll}})$  は円盤ガスが重力崩壊を起こし、土星に向かって集積し始める時の円盤の面密度である。揮発性物質の捕捉は土星による円盤ガスの急激な捕獲の開始よりも前に起こり、またその期間、円盤ガスは時間と共に徐々に薄くなる。そのため、 $t_{\text{coll}}$  より前に捕捉された分子に含まれる揮発性元素は濃集し、捕捉されない分子は太陽系元素存在度のまま土星に取り込まれる。

図 1 は 10 AU における円盤の進化曲線と各揮発性物質の凝縮曲線を示す (Hersant et al. 2008)。どの分子種が固体成分となって捕捉されるかは  $t_{\text{coll}}$  の値によって異なることになる。計算の結果、土星軌道において凝縮濃度の高い順に  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 、 $\text{NH}_3$ 、Xe までが固体成分に取り込まれるとした場合に、土星大気の揮発性元素濃集度を説明できる。したがって、タイタンにも  $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 、 $\text{NH}_3$ 、Xe を含んだ固体成分が大量に取り込まれる一方、 $\text{CO}$ 、 $\text{N}_2$ 、 $\text{Kr}$ 、 $\text{Ar}$  はタイタンにほとんど取り込まれなかった可能性がある。

## 4 初期の内部構造と原始大気

大気の起源と内部構造の分化および進化は非常に密接なかかわりを持つ。この章では集積によってどのような内部構造が初期に形成され、それに伴いどのような原始大気が形成されるかを概説する。

### 4.1 形成初期の内部構造

集積期の天体の温度分布は初期の内部構造を決めるうえで非常に重要な指標となる。特に微衛星を構成する氷が融解するかが問題である。集積エネルギーによる固体天体の温度分布は以下のような近似的な式で求めることができる。

$$T_a(r) = \frac{hGM(r)}{c_p r} \{1 + ru^2/2GM(r)\} + T_e$$

ここで、 $r$  は天体半径、 $M(r)$  は質量、 $c_p$  は比熱、 $u$  は天体の重力によって加速される前のインパクターの速度、 $T_e$  は環境温度である。 $h$  は集積エネルギーがどの程度加熱に分配されたかを表すパラメータである。この式は無限遠からインパクターが天体に集積し、天体表面で衛星の運動エネルギーの一部が過熱に用いられることを仮定して導かれる。 $GM/ru^2$  の値が4、 $h$  を0.1と0.4としてプロットしたものが図3である。 $h$  が0.1以上であれば、タイタンは集積期に氷の融点を超える温度まで加熱を受ける。

集積期に氷が融解する場合、集積完了直後の内部構造はアンモニア水で構成される海、岩石層、氷と岩石の未分化コアで構成される(図4a)。タイタンがまだ小さい段階では、氷の融解が起きず、未分化コアが形成される。ある半径を超えると、氷が融解し、融解した層は液体の $H_2O$ と岩石に分かれる。岩石は密度が高いため深部に向かって落下し岩石層を形成し、その上に原始海が形成される。融解した氷に含まれた揮発性物質が脱ガスし原始大気が形成される。

### 4.2 原始大気

集積終了直後の大気は、氷の一部が蒸発することにより水蒸気を大量に含み、その保温効果によって表面温度が300 K以上に達した可能性がある(Kuramoto and Matsui, 2004)。他の揮発性分子も考え合わせると、集積終了直後の大気組成は $H_2O$ 、 $NH_3$ 、 $CO_2$ 、 $H_2S$ 、 $CH_4$ であったと可能性がある。ただしLunine et al. (2009)では、材料物質の推定から原始大気の組成を推定されているが、Xeが材料物質としてタイタンに大量に集積していると考えているにもかかわらず、集積終了直後の大気の組成にXeを含んでいないことについてあまり明快に議論されていない。原始大気に脱ガスしたXeが消失するメカニズムと、未分化コアに蓄積されていたXeが内部に保持されたままとなるメカニズムを考慮する必要があるかもしれない。

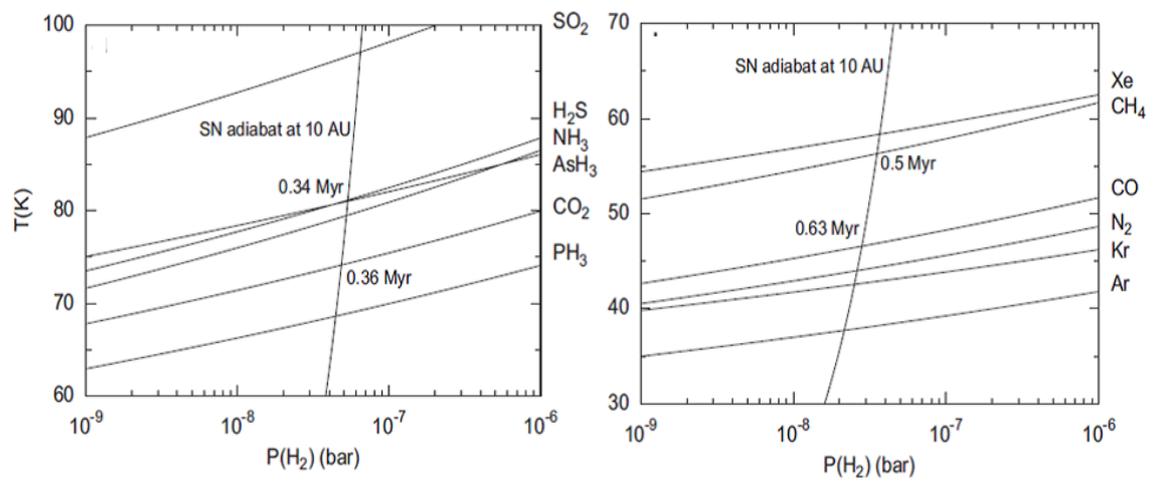


図 1: 10 AU における原始太陽系円盤の進化曲線と揮発性分子の安定曲線. 進化曲線と安定曲線の交点の圧力・温度下で分子種が捕捉される (Hersant et al., 2008).

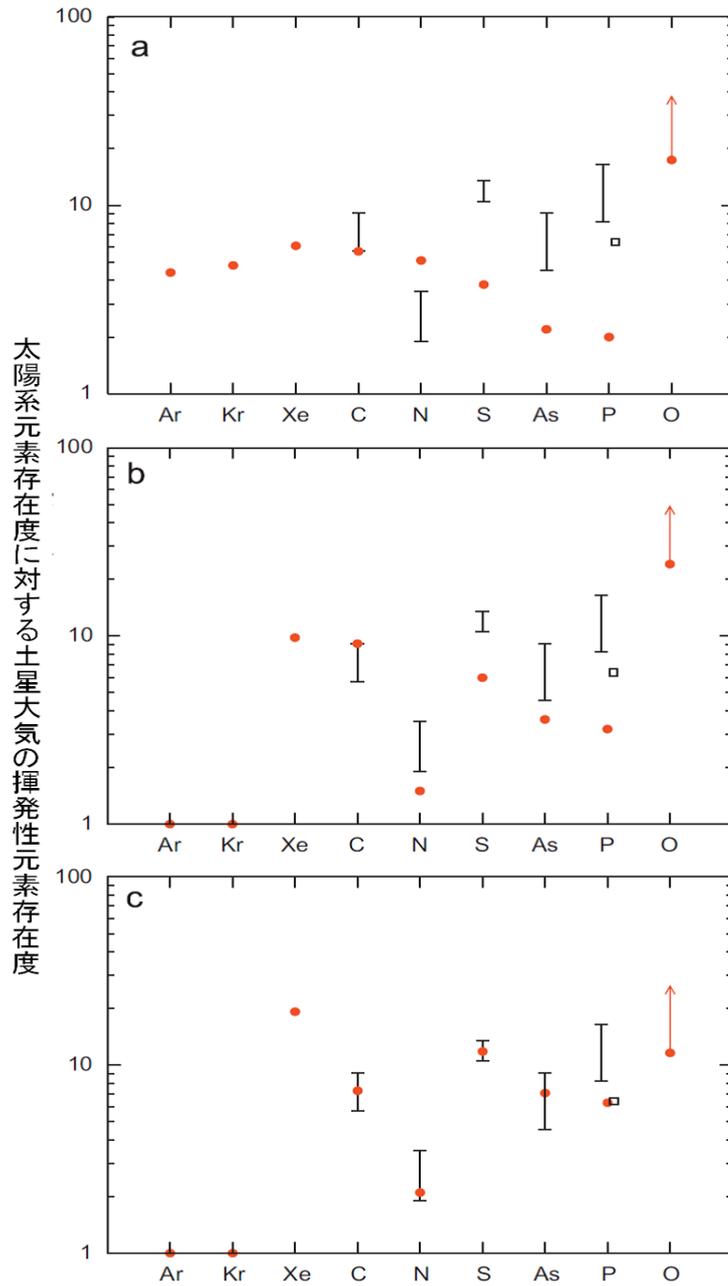


図 2: 太陽系元素存在度に対する土星大気の揮発性元素濃集度の観測値と計算値の比較を示す。赤点は計算値, エラーバーは観測値である。a, b, c はそれぞれ, すべての揮発性分子種が捕捉された場合, Ar と Kr が捕捉されない場合, Ar, Kr, N<sub>2</sub>, CO が捕捉されない場合を示す (Hersant et al. 2008 を一部改変)。

熱放射により大気が徐々に冷却すると、まず一番沸点が高い  $\text{H}_2\text{O}$  が凝結し始め、やがて大気から取り除かれる。  $\text{H}_2\text{O}$  が取り除かれると、水蒸気により遮蔽されていた UV の大気成分への照射が活発になり、光化学反応が起き始める。光化学反応に関しては次章で詳細に述べるが、光化学反応により  $\text{NH}_3$  から  $\text{N}_2$  が生成された可能性がある。

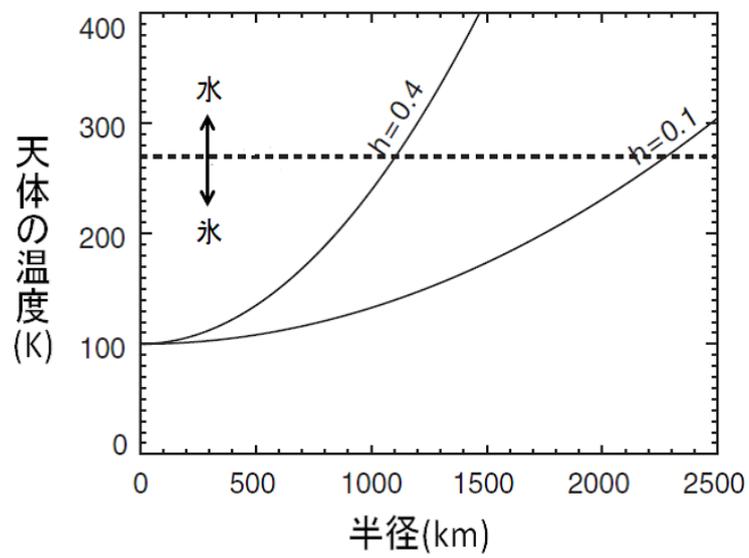


図 3: 天体の温度分布を示す. 天体が成長すると温度が氷の融点を越え氷が融解する (Lunine et al., 2009 を一部改変).

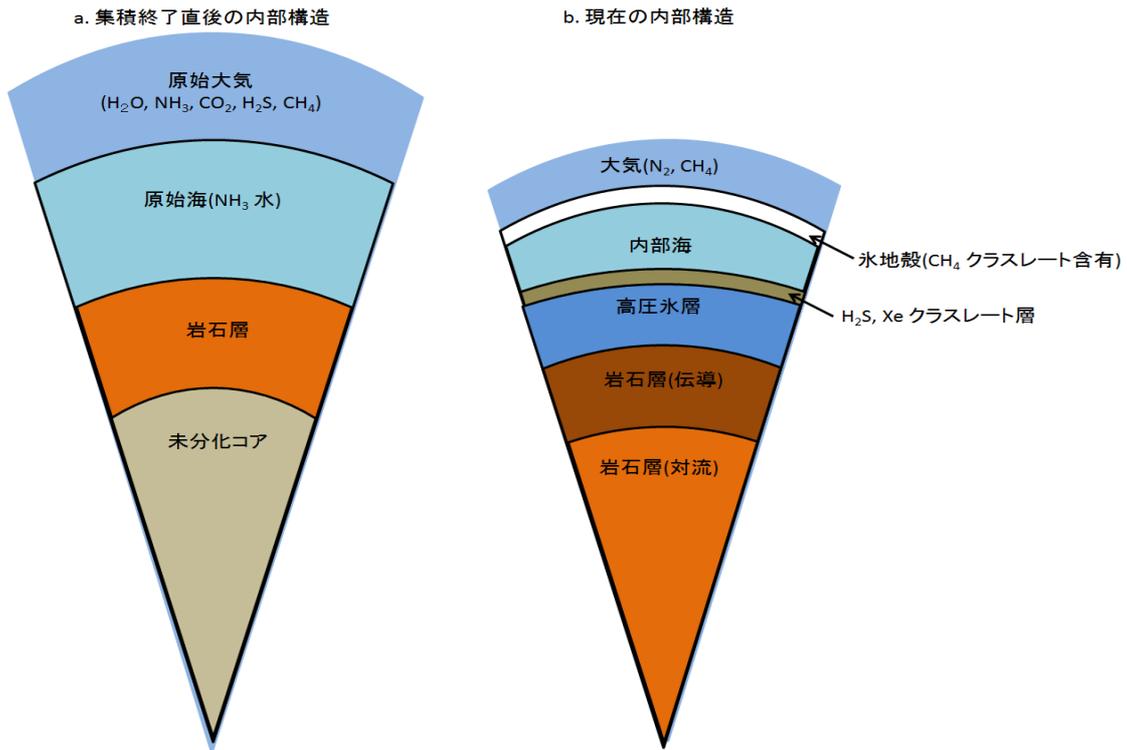


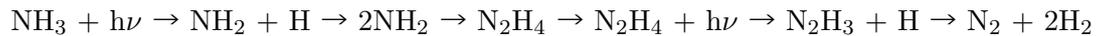
図 4: a : 集積終了直後のタイタンの内部構造, b : 現在のタイタンの内部構造. 集積完了直後は深部には氷と岩石の未分化コア, その上に岩石層, その上に氷の融解により形成した原始海が形成される. 大気も形成され, 表層は 300 K 以上になる. タイタンが進化すると, 未分化コアの融解により核の転倒が起き, 深部は岩石層, 上層には  $H_2O$  の相変化に伴う層構造が形成される. 表層には  $CH_4$ -rich な包接化合物が形成され, 内部海には材料物質として取り込まれた分子種が溶解している. 原始海の底には密度の高い  $H_2S$ , Xe の包接化合物が蓄積されることを示唆する (Tobie et al. 2009 を改変).

## 5 原始大気の進化

タイタン大気は内部からの脱ガス・光化学反応などによって進化すると考えられる。この章では 短期間に起きた  $N_2$  の生成メカニズムと、現在も続いている  $CH_4$  の脱ガスのメカニズムを表層における包接化合物の形成を踏まえて概説する。

### 5.1 光化学反応による $N_2$ の生成

$N_2$  は原始大気の  $NH_3$  の光化学反応によって生じた可能性が古くから指摘されている (e.g., Atreya et al. 1978). 光化学反応による  $N_2$  の生成には、一度  $NH_3$  が分解し、再結合する必要がある。まず UV により、カチオンになったものが結合し、ヒドラジンができる。さらにヒドラジンが UV により分解し、それがまたさらに分解し再結合することで  $N_2$  が生成する。反応機構は以下の式で示される。



この反応は限られた温度範囲で起きると考えられる。Atreya et al. (2009) によると、250 K 以上の時はタイタンの原始大気に水蒸気が大量に含まれることで、UV を遮蔽してしまうため、 $NH_3$  の分解が起きない。逆に、150 K 以下の温度下では、大気に含まれていた  $NH_3$  が凝結し、大気から取り除かれるため上記の反応が起きなくなる。Lunine et al. (2009) によると、集積終了直後の大気がすべて凝結する時間は  $NH_3$  の凝結温度を考慮すると、 $10^7$  年もある。光化学反応による  $N_2$  生成は、この時間スケール内に起きることが必要である。

### 5.2 高分子有機化合物 (もや) の形成

観測により、タイタンを取り巻く褐色のもやは有機物であることが判明し、 $CH_4$  と  $N_2$  の UV による分解・再結合により形成される可能性があることが室内実験により示されている。 $CH_4$  と  $N_2$  が太陽の UV の照射を受け分解することでシアン化物が形成され、最終的にソリンという有機化合物が生成される。

$CH_4$  の光分解によって生じる  $H_2$  がタイタンから散逸していることが観測的に明らかになっており、この散逸フラックスから現在の大気中に存在する  $CH_4$  が  $10^7$  年の時間スケールで失われてしまうと見積もられる (Yung et al. 1984)。つまり、タイタンの  $CH_4$  は長期的に内部から脱ガスしてきた成分と考えられる。

### 5.3 内部進化に伴う CH<sub>4</sub> の脱ガス

#### 5.3.1 内部構造の進化

集積が終わると、主に岩石に含まれる放射性熱源が内部進化を駆動する。特にタイタンでは <sup>40</sup>K が放射壊変することで熱を生み出した未分化コアの氷が融解する。高圧下での H<sub>2</sub>O 氷は融解すると常温環境下とは異なり、体積が増加することが室内実験により明らかにされている。故に未分化コアの体積が増加し、上層の岩石層が破壊され物質の移動が自由になる。その結果、未分化コアに存在した水は表面に向かって上昇し、分化が進行することが示唆されている。このように分化が進んだ結果、中心部は岩石、上層は主に H<sub>2</sub>O で構成されることが示唆される。このような進化を経た現在のタイタンの内部構造の描像を図 4b に示す。

上層においては、温度圧力条件に依存して異なる相の H<sub>2</sub>O の層が形成される。初期は温度が高いため、アンモニア水の海が大量に存在することができるが、内部では圧力が高いため凝固点が高くなり高圧下でも氷の層が形成される可能性がある。また表面では ice I 相の氷の層が形成される。

一方、岩石層内でも温度圧力条件により層構造が形成されることが示唆される。岩石は基本的に温度が高くなるほど粘性が低くなり対流しやすくなる。岩石層の上部は比較的溫度が低いため熱が伝導により伝搬し、高温の深部では対流が卓越する層が形成されることが示唆される。

#### 5.3.2 原始海との相互作用

すでに述べたようにタイタンが現在まで大気に CH<sub>4</sub> を保持するためには、長期的な供給が必要と考えられる。その機構として表層に CH<sub>4</sub> に富む包接化合物層が形成される可能性が考えられる。表面に Ice I 層が形成されるまでは、大気と海水の相互作用が起きると考えられる。これにより、表層に CH<sub>4</sub> に富む包接化合物が形成する可能性がある。

海水には NH<sub>3</sub>, CH<sub>4</sub>, CO<sub>2</sub>, 希ガスが溶解するが、CH<sub>4</sub> の溶解度は小さい。表面が冷却されるにつれて H<sub>2</sub>O が凝結し、包接化合物が形成される。表層において、様々なガス分子を捕捉した混合包接化合物が形成すると仮定すると、海水との密度 (NH<sub>3</sub> 濃度が 5 % で 980-985 kg/m<sup>-3</sup>) 差により沈む可能性がある。特に CH<sub>4</sub> に乏しい混合包接化合物は海に沈んでいく傾向にある。海水中は表面付近より温度が高いため、沈んだ包接化合物は不安定になりガスを放出する。この際、CH<sub>4</sub> に富む包接化合物が形成されると、密度が低い (900 kg/m<sup>-3</sup>) ため、上昇し表層に蓄積する。アンモニアを含む海水が凝固する温度になると、表層には CH<sub>4</sub> の包接化合物と NH<sub>3</sub>-H<sub>2</sub>O の氷との混合層が形成される可能性がある。

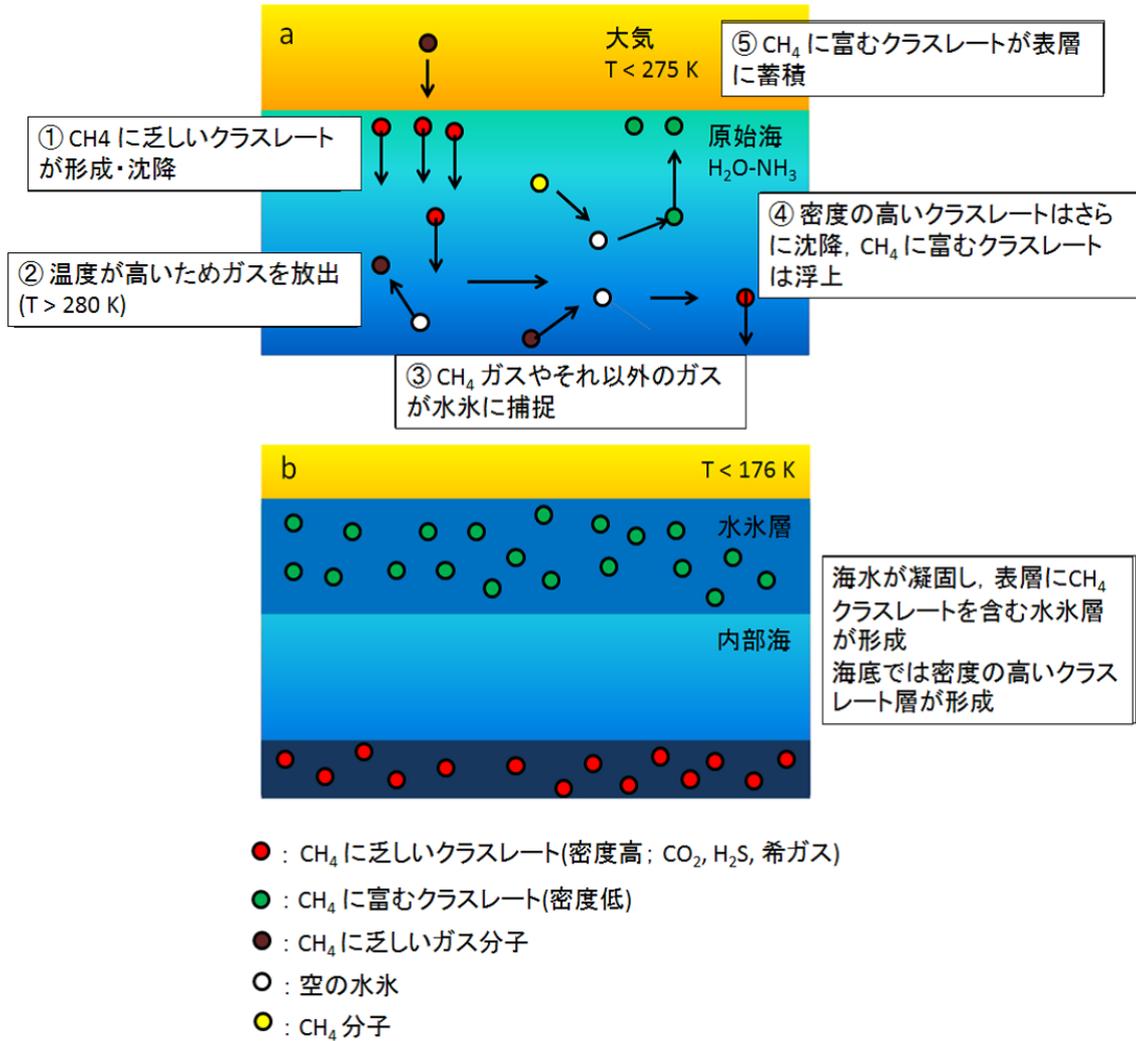


図 5: タイタン表層で起きる原始海と原始大気の相互作用による包接化合物形成のメカニズムを示す。(a) 表面付近の温度が下がり, 表層において  $\text{H}_2\text{O}$  が固化し, 包接化合物が形成される。密度の高い  $\text{CH}_4$  に乏しい包接化合物は沈み, 密度の小さい  $\text{CH}_4$  に富む包接化合物は表層に蓄積する。(b) さらに温度が下がると,  $\text{CH}_4$  に富む包接化合物にとりこまれた少量の海水が固化し, アンモニア水と  $\text{CH}_4$  の包接化合物の混合層が形成される。海底では  $\text{CH}_4$  に乏しい包接化合物層 (主に  $\text{CO}_2, \text{H}_2\text{S}$ , 希ガスで構成) が形成される (Choukroun 2007 を改変)。

### 5.3.3 CH<sub>4</sub> の脱ガスメカニズム

表層において、通常では CH<sub>4</sub> に富む包接化合物層は安定に存在するが、タイタン内部の進化に伴い、その安定性が崩れる場面がいくつか存在し、CH<sub>4</sub> を大量に大気に供給した可能性がある。1 つには岩石コア内の放射性元素の放射壊変により、コアからの熱が上層に伝わるメカニズムが考えられる。もう 1 つには土星から受ける潮汐加熱により、表層に形成された ice I 層において熱対流が起き、その上に乗っている CH<sub>4</sub> の包接化合物層が加熱され、CH<sub>4</sub> を放出するメカニズムが考えられる。

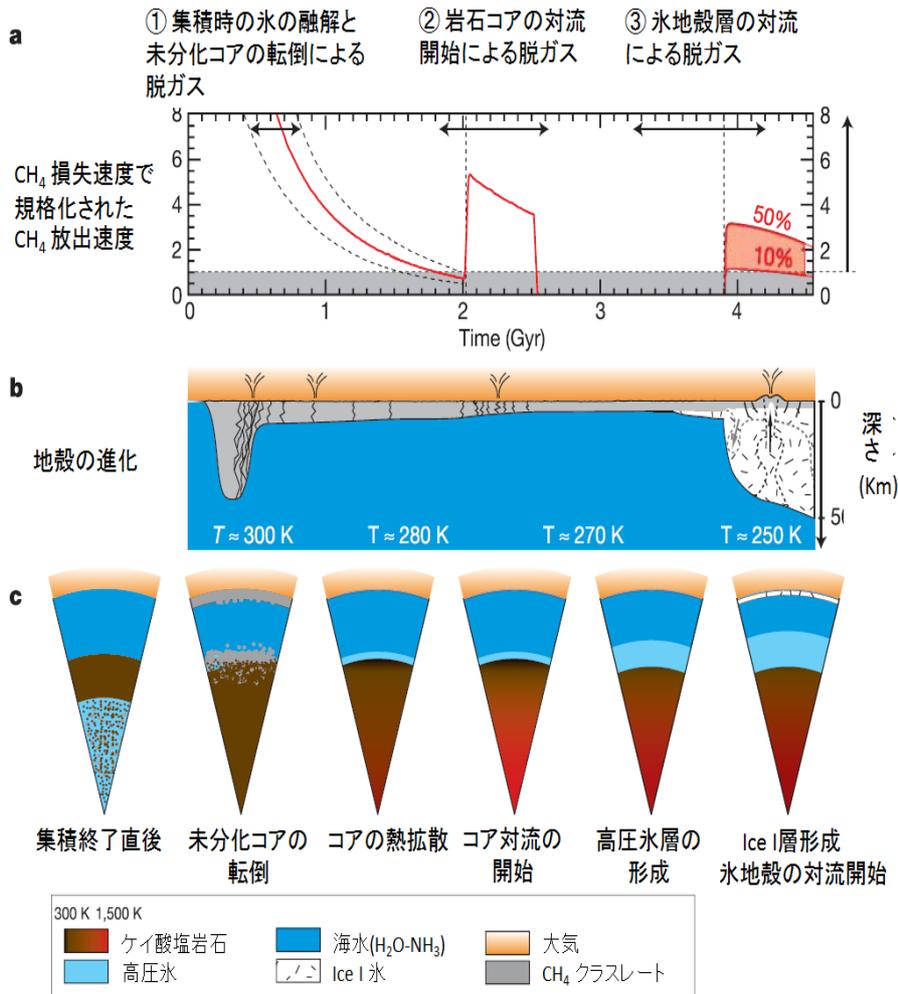


図 6: タイタン形成史における CH<sub>4</sub> の長期的な脱ガスメカニズムを示す。(a) 損失速度で規格化された CH<sub>4</sub> の放出速度を示す。初期の氷の融解による大規模な脱ガスの後、核の放射性元素の崩壊、潮汐加熱による CH<sub>4</sub> の脱ガスが起きる。(b) 表層の層の厚さを示す。(c) 内部構造の進化を示す (Tobie et al. 2006 を一部改変)。

## 6 考察

タイタンの材料物質には現在の大气に大量に含まれる  $\text{CH}_4$  は含まれるが、 $\text{N}_2$  は  $\text{NH}_3$  の形で取り込まれた可能性が高いと考えられている。しかし、材料物質に  $\text{CH}_4$  が含まれる場合に、タイタンには見出されていない Xe も含まれる可能性が高いという疑問が残る。もしも Xe が材料物質に取り込まれたとするならば、原始大气に放出された Xe が消失するメカニズムと未分化コアにとりこまれた Xe が表出しないメカニズムを考える必要がある。そのようなメカニズムとしては、原始水蒸気大気の散逸 (Kuramoto and Matsui 1994), 上層のエアロゾルへの吸収 (Jacovi and Bar-Nun 2008), 表面における包接化合物形成 (Thomas et al. 2009) が考えられる。特に未分化コアに取り込まれた Xe は包接化合物を形成し、密度差により海水の底に蓄積すると考えられる (Tobie et al. 2009)。

しかし Xe が材料物質に取り込まれなかったとすると、 $\text{CH}_4$  も同様となり、現存する  $\text{CH}_4$  は他の炭素分子種から生成されなければならない。その場合タイタンに大量に取り込まれるであろう  $\text{CO}_2$ , そして微衛星に大量に含まれる有機化合物が起源物質の候補として考えられる。 $\text{CO}_2$  は  $\text{H}_2$  と反応し  $\text{CH}_4$  を形成する可能性がある。また、有機化合物が起源だとすると、タイタン内部において熱分解することで  $\text{CH}_4$  が生成される。

原始惑星系円盤における固体成分の組成の推定に関しても次のような問題点があると考えられる。1 つには動径方向の物質の動きを簡略化していることが考えられる。実際の原始惑星系円盤では、動径内向きにガス降着が起きるが、円盤のより外側からの流入は無視されている。より外側の円盤では、温度が低いので凝縮が盛んにおこなわれるはずで、その物質が流入することにより、濃集度が変化がする可能性がある。また、固体に取り込まれた成分は動径方向に移動しないと仮定されているが、実際には固体成分も動径方向に移動するはずである。

もう1 つには、揮発性元素のホストとして有機物を無視していることである。様々な観測から、外惑星領域で形成されたと考えられている彗星内には有機物が大量に含まれていることが知られている。これは外惑星領域において有機物が豊富に存在したことを示唆する。有機物は C や N などの揮発性元素を含んでおり、有機物が集積時に熱分解したとすれば、土星大気には有機物に由来する揮発性物質も含まれている可能性がある。将来、より正確な材料物質の推定を行うためには、より現実的な原始惑星系円盤モデルの構築と円盤物質の仮定を行うことが必要となるだろう。

## 7 Lunine et al. (2009) 全訳

### 3 タイタンの起源と進化

Jonathan Lunine, Mathieu Choukroun, David Stevenson, Gabriel Tobie

#### abstract

タイタンは土星形成の延長線上で生じた周惑星円盤において規則衛星として形成された。木星系とは異なり、タイタンが周惑星円盤においてずば抜けた大きさと質量を有し、系の衛星密度、つまり、岩石存在度の動径勾配に従っていない。おそらく、衛星集積過程に起きたランダムなイベントがより重要であったことと、円盤が小さかったことが影響していると考えられる。タイタン表層の水を溶かすための集積加熱は十分な大きさがあり、地表に露出した水やアンモニア水が有機物と接する状態が短い間だが維持されたと考えられる。カッシーニとホイヘンスに搭載された質量分析計によるタイタン大気の詳細計測結果は、初期のタイタン表面が温暖であったことを支持している。また、アンモニアがタイタン大気中の窒素分子の原料であるという状況証拠も与えている。アンモニアは表面温度が、水とアンモニアの混合物の融点を超えた場合のみ、液相から取り出すことができる。したがって、ホイヘンスの結果はタイタンが集積過程にある程度加熱されたことを暗示する。

ホイヘンスに搭載された GCMS によって測定された炭化水素の炭素同位体比  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  は、大きな炭素貯蔵庫の存在を示唆している。それは太古の集積直後の大気の大規模な散逸には関与していない。それに対し、窒素同位体比  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  はかなり高く、このことから、大気の散逸が示唆される。しかし、どの程度散逸が起きたのかはそのメカニズム次第である。 $^{40}\text{K}$  の放射壊変に由来する顕著な量の  $^{40}\text{Ar}$  の存在から、メタン・アルゴンを含む揮発性ガスの内部からの放出が、タイタンの進化史上で発生してきたことが示唆される。

タイタン内部の熱的および、構造的進化の様々なモデルが、太陽系の歴史(地表と大気内のメタンの既知のリザーバーの寿命の 100 倍のオーダー)にわたって、地表のメタンが保たれてきたことと、約 10 億年の地質年代と調和的な衝突クレーター欠乏を説明するために提案されている。最初のカッシーニ・ホイヘンスの探査結果を受けてできた一つのモデルは、メタン包接化合物に富んだ薄い地殻の形成により、内部海の固化が遅れる可能性を示唆している。メタン包接化合物に富む地殻の形成は、原始海と原始大気間の相互作用と、内部深くからの揮発性物質の放出に起因する。このモデルは、異なる時期にメタンの脱ガスが起きたことを支持している。

### 3.1 イントロダクション

タイタンは複雑な天体である。木星の衛星ガニメデとほぼ同じ体積と質量をもち、濃い大気、液体による浸食の痕跡を示す地表面、高緯度に存在するメタンとエタンで構成されていると思われている湖、様々な過去の地質学的活動を示す間接的な証拠を持っている。しかし、タイタンについては、たくさんの方がわからないままに（この論文の執筆時において）。わからないことの中には、どの程度岩石と氷が分離してきて、それにより分化構造をもたらしてきたか、アンモニア（氷の地殻の中を上昇することができ、軽い低融点の液体をもたらすとよく考えられている）が、この巨大な衛星の内部に存在するのかどうかということが含まれている。この章では、タイタンが形成された土星周辺の条件についての証拠、集積エネルギー論と内部の連続的な分化、長期の大気・地表面・内部の継時的相互変化、タイタン大気と“水圏”に存在する、主要な揮発性物質である窒素とメタンの起源について考察する。我々はカッシーニ・ホイヘンスミッションが見事成功したことで提起された問題点を最後に改めてまとめる。その答えを導くには、将来のミッションを必要とするだろう。

### 3.2 初期の土星の周辺環境の大局的な制約条件

土星は、木星と同様に、初めは水素とヘリウムで構成されている。このことから、これらの衛星系起源について標準的な描像が与えられる。この描像では、これら惑星形成の後期の段階において、収縮している原始巨大惑星に直接取り込まれるには、過大な角運動量をもつ原始太陽系星雲からのガスの流入がある。その結果、円盤が必然的に存在し、その中で衛星系が形成されると予想される (cf Machida et al. 2008)。巨大衝突（月、おそらく天王星系もあてはまる、Cameron 1975）、捕獲（海王星の衛星トリトンにあてはまる、Goldreich 1975）による衛星形成のメカニズムはガリレオ衛星、タイタン、そしてそれより内側の土星の衛星にはふさわしくない。なぜなら、それらの衛星系には極めて顕著な規則性が与えられているためである。この点において、それらは“太陽系小型模型”として見なすことができる。そして、タイタンの形成環境について、新たに形成した太陽のまわりでの惑星形成と、それに基づく地球の理解に用いられるものと、同様の概念的枠組みを使って理解できると考えることは合理的である。しかし、そこには少なくとも1つ重大な違いが存在する。土星近くの環境から運ばれてきた物質は、原始太陽系星雲における様々な過程によって、変化を受けている。そして、その物質は固有の仕組みと時間スケールで運搬される。その運搬の仕組みと時間スケールは、単なる星間ガス雲の重力崩壊よりむしろ、惑星形成過程によって決まっている。もう一つ考えられる主な違いは、地球型惑星の形成がほとんどの研究者の間では、ほぼ星雲ガスのない条件下で起きたと考えられているのに対し、タイタンの形成のほとんどがガスの存在下で起きていると考えられることである (cf., 太陽系の構置の起源をきわめてうまく説明する “ニースモデル” または他の類似モデルを参照のこと, Morbidelli and Levison 2008)。

タイタン形成領域に関連する自然な力学的時間スケールは土星周りの軌道周期にスケール

ルされる。そしてそれは原始太陽系星雲の多くの力学的な時間スケールと比較すると短い。よって原始太陽系星雲は、タイタン形成過程における制御機構としてふるまうものと期待できる。“太陽系小型模型”の描像においては、太陽系形成論の文脈について吟味する必要がある。なぜなら、この文脈が出発物質の組成の多くと、集積のタイミングを規定していると考えられるからだ。引き継ぐべき重要な問題は以下のとおりである：太陽系についての理解をどの程度タイタンの性質理解に応用できるのか？また、周惑星星雲、あるいはタイタン表面での独自の過程がどれほど寄与するか？そして、タイタン以外を含めた衛星の性質理解が、形成領域に関連する時間スケール提供につながるか？例えば、集積や、 $^{26}\text{Al}$ による加熱の度合などである。十中八九、この問題は原始太陽系星雲、周惑星星雲、タイタン中心の3つの形成過程が混在したもので、それぞれどれほど寄与するかはデータをもとに考察する必要がある。今のところ、3つの過程のうちどれか1つがずばぬけて優勢な過程だとは言えない。私たちはより局所的な文脈を考慮するより先に、原始太陽系星雲をふまえた形成過程についてまず議論することにしよう。

巨大惑星は原始惑星系円盤が散逸する前に形成されなければならない。光学的に厚いダストの円盤は一般的に、数百万年しか残らない (Briceno et al., 2007; Wadhwa et al., 2007)。また、原始惑星系円盤は基本的に  $10^7$  年より短い時間ですべてのガスを失ってしまう (Meyer et al., 2007)。よって、巨大惑星はこの時間スケールもしくはそれより小さい時間スケールの間に形成されるということが示唆される。巨大ガス惑星の形成モデルの最近のレビューには、Wuchterl et al. (2000) と Lissauer and Stevenson (2007) がある。恒星のように直接ほぼ球形に収縮することによって、巨大惑星が形成されることはありそうにない。なぜなら、褐色矮星と呼ばれる巨大な天体と木星のような天体の中間の天体があまり見つからず、また、分裂によって木星程度の質量をもつ天体が形成することに対する理論的反論があるからだ。ほとんどの研究者に支持されている巨大惑星形成論はコア集積モデルである。このモデルでは、巨大惑星の成長の初期段階が地球型惑星の成長の初期段階に似ている。しかし、巨大惑星は十分に大きくなると (一般的に地球数個分の大きさを持つ)、巨大惑星を取り巻いている原始惑星系円盤大量のガスを集めることができる。このほかに注目を集めている巨大惑星形成シナリオは、ガス不安定モデルのみである。このモデルでは、巨大惑星がガス塊の収縮により、直接形成される。そのガス塊は、原始惑星系円盤が重力不安定をおこして生じる。数値計算では、木星質量のガス塊が、十分に重力不安定な円盤において形成されることが示されている (e.g., Boss, 2000; Mayer et al., 2002)。しかし、弱い重力不安定では、らせん状の密度波が発生する；密度波は角運動量を輸送し、円盤拡大を引き起こす。そして、表面の密度を低下させ、重力をより安定にする。円盤をより重力不安定にするには、急速な冷却や質量降着が必要だ。したがって、高度で不規則な物理的性質を持つ原始惑星系円盤では、長命なガス塊のみが作られる (Rafikov, 2005)。それに加えて、ガス不安定性は恒星の組成に似た巨大惑星を生み出す。このことから、太陽系においてより小さな天体が存在することと、木星と土星において重元素が増大していることを説明できる別の過程が必要となる。また天王星や海王星のような中間的な天体の存在をそのようなシナリオに組み込むのは特に難しい。さらに、金属に乏しい恒星より、金属に富んだ恒星のほうが、系外惑星をより保有しがちである (Fischer and Valenti, 2005; Udry et al., 2007)；この傾向は巨大コアを形成するために十分な量の凝結性物質

が必要であることと調和的だ。しかし、重力不安定を経て、長命なガス塊が形成されるために円盤が急速に冷却されることの必要性には反する (Cai et al., 2006)。

まずコア集積モデルに注目していくことにする。このモデルにおいては (Pollack et al., 1996; Bodenheimer et al., 2000b; Hubickyj et al., 2005), 巨大惑星形成および進化は次に示される順序で起きるとみられている; (1) 原始太陽系星雲内のダスト粒子が微惑星を形成する。微惑星は互いに集積しあい、結果として低質量のガスが取り巻く固体コアとなる。初期段階では、様々な固体の集積がどんどん進行し、それと同時に起きるガスの集積速度はとてもゆっくりだ。採餌領域の固体物質が枯渇していくにつれて、固体集積の速度も次第に遅くなっていく。ガスの集積が着々と進行し、遂には固体集積の速度を超える。(2) ガスが比較的一定の速度で集積している間は原始惑星は成長し続ける。固体コアの質量はやはり増加するが、増加の速度はゆっくりとなる。ここで、"solids" という言葉は惑星の中で凝縮している部分全体 (固体と液体) を示すために、便宜的に用いられている。集積エネルギー (と放射壊変) は成長過程にある惑星を温める。そしてそれが原因で、固体部分に集積した物質が溶け、蒸発が起きうる。氷と他の重化合物の蒸発は、惑星大気の性質と、エネルギー放射、ガスの集積増大に影響を与える。溶解はガスの放出や残留を除いては、惑星成長全体にほとんど影響を及ぼさない。やがて、コアとそれを取り巻くガスの質量は等しくなる。(3) この段階のあたりでは、ガス集積速度は暴走的に上昇し、原始惑星の成長が急激に加速する。ここで、最初の3つの進化過程は星雲期と呼ばれている。なぜなら、原始惑星を取り巻くガスの外側の境界は原始太陽系星雲に接しているからだ。この期間においては、原始惑星の境界と原始太陽系星雲の密度・温度が等しい。(4) ガス集積速度はある限界値に達する。その限界値は星雲がガスを惑星近傍まで運ぶことができる速度によって規定されている。この段階を過ぎると、原始惑星の平衡領域が縮まり、ガスは流体力学的にこの平衡領域内に集積する。この進化過程は移行期だと考えられる。(5) 集積は惑星の潮汐効果と、接したガスすべてが集積することによって起きる円盤間隙の発生、あるいは星雲の散逸によって止まる。いったん集積が止まると、惑星は孤立期に入る。惑星は質量が一定のまま現在の状態まで収縮し、冷える。

この描像では、衛星がその場形成されるのは、巨大惑星形成の最終段階の間だと推定されている (Pollack and Reynolds 1974; Canup and Ward 2002; Mosqueira and Estrada 2003)。ここではタイタンに関心があるけれども、この描像が、印象の強い質量の大きなガリレオ衛星系にどのように適用されてきたのかを再検討することは妥当であろう。実際、ガリレオ衛星系は軌道距離に応じた平均密度分布を示す。その際の密度分布は、新たに形成された木星によって規定される温度環境に起因するとみられている (Pollack and Reynolds 1974)。さらに、ガニメデとカリストは水氷半分と岩石半分で構成されている。ガリレオ探査機の重力データは、カリストを構成しているほとんどの水氷には岩石が混ざっていると解釈されてきた。またガニメデ形成環境における水氷の凝縮において諸条件に妥当性があるのは間違いないようだ。そして、カリストが不完全分化構造を持つには、約10万年を超える時間スケールで形成される必要がある。というわけで、カリストの水氷が溶解することはなく、完全分化構造をとることはないだろう。この時間スケールに関する議論は、先述された最近の衛星形成モデルを深く考慮に入れてきた。しかしこれに対しては疑問も残る。なぜなら、カリストは静水圧平衡ではない可能性があり、そして慣性能率を重力場

のデータから確信をもって推測できるのは、静水圧平衡が成り立っている場合のみだからだ。タイタンは、少なくとも一点においてはカリストの重要な良類似体である：二つの衛星はそれぞれの惑星半径単位での軌道距離が同じようなところに位置している<sup>1</sup>。そのために、この二つの天体は天体重力による潮汐と自転によるずれが小さいという類似点がある。その結果、静水圧平衡に関する懸念を増幅させている。タイタン重力はいまやガリレオ衛星以上によく特徴が明らかになっている。最近では (Iess et al. 2008), 不完全分化構造も指摘されており、おそらく 10 万年かあるいはそれ以上の集積時間の延長が示唆されている。しかし、非静水圧平衡の影響に関する懸念は残されている。

ガリレオ衛星形成領域に温度勾配が与えられているとする議論は広く受け入れられているけれども、土星周りの衛星の密度分布からの支持は得られない。この話はタイタンの議論ではより重要となる。土星衛星系が形成される上で難しいと言われているのは、おそらく非常に大きい衛星が一つだけしかないという点にある。タイタン以外のすべての衛星はとて小さいので、平均密度には何らかの確率的影響が一役買っているかもしれない。そしてそれら衛星は実に多様である。過去に温度勾配が土星系の衛星形成環境に存在したが、木星系よりは強く影響しない可能性がある。よって、氷はどの領域でも凝縮する可能性がある。

集積時間の制約に加えて、 $^{26}\text{Al}$  の放射壊変による熱が一役買っているとしたら、衛星形成の絶対的なタイミングに制約を与えるかもしれない。イアペタスの現在の自転状態と形状との不整合性から、固い外殻が柔らかくなる前に、この衛星の内部深くが熱せられ冷えたということが示唆される。なぜなら、これによって高速自転と調和的な楕円体を保持しながら、自転が低速になることができるからである。妥当な熱源として考えられているおそらく唯一のものは、短寿命の放射性核種である (その熱源が初生値の何割かを持つとすると完全に衛星を溶かす)。この仮説によって、形成時期は太陽系における CAI の出現後、300~500 万年だと制約される (Castillo-Rogez et al. 2007)。タイタンに窒素化合物と炭素化合物をもたらした顕著なガス円盤と、揮発性物質を保持した微惑星は、これと同じ、もしくはそれより短い寿命を持つべきだ。同様のタイプの制約がレアの形成にもなされ、形成時期は 200~700 万年と見積もられる (Barr and Canup 2008)。この制約は、他の恒星周りの同等な原始惑星系円盤の天体物理観測に基づき推定された原始太陽系星雲の寿命 (上記の見積もりと同様のオーダー) と、衛星の集積時間のタイムスケールのどちらにも矛盾しない (Srevenson et al. 1986)。

固体の全体組成: タイタンを除く土星衛星の質量で加重平均された密度の合計は  $1,200 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  である (Jacobson 2004)。面白いことに、エンセラダスの密度は現在、タイタンの密度に近いのだが、もし現在の活動速度 (Tian et al. 2007) が太陽系誕生から維持されてきていたなら、エンセラダスの本来の密度は、上記の氷衛星の加重平均密度に近づくだらう。この平均値は原始太陽系星雲よりはるかに水を豊富に含んでいた円盤と調和的だ。その理由としては、例えば  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$  の代わりに  $\text{CH}_4$  が存在するといったような、炭素分子種が高度に還元的な組成を持つことがあげられる (Jhonson and Lunine 2005)。もし、

<sup>1</sup> (カリストの軌道半径) / (木星半径)  $\sim 2.7$ 、(タイタンの軌道半径) / (土星半径)  $\sim 2.0$

化学的に還元された組成が土星周囲のガスの固有特性だとするならば、少なくともいくぶんかの窒素キャリアは、アンモニアであると示唆されるだろう (Prinn and Fegley 1981). これは、以下で論じられるタイタンの希ガスの存在度についての別の考察と調和的だ. しかしながら、衛星群の中でもっとも氷に富むメンバーが存在することを説明するためには、土星系全体で、氷から岩石が分離するメカニズム (Wong et al. 2008) や、あるいは、土星自身の形成に関連付けられる氷の富化メカニズム (Mosquera and Estrada 2003) が必要となるだろう. またこのことは、タイタン自身のバルク密度と調和的でない. しかし、集積加熱や巨大衝突によって水が散逸したとすると、バルク密度は後期形成段階において増加したかもしれない (3.4 節). もう一つの可能性としては、もし土星周りの小さな衛星が、実はタイタン質量の 2 次的衛星の破片だとすると、現在の衛星密度は周土星円盤全体の岩石-氷比率を反映していないということがあげられる. この 2 次的な衛星は、ガスの相互作用によって周土星円盤の内側へ移動し (Canup and Ward 2006)、何度か衝突を繰り返した後、最終的に土星に落ち込む.

周土星星雲におけるこの他の制約はタイタン大気の組成に密接な関係がある. 次の節ではそれについて議論する.

### 3.3 タイタン形成における組成的・物理的な制約

タイタンを構成している元素の組成を理解するには、土星周辺の原始太陽系星雲の組成についての的確な知識が必要だ. 彗星の組成は地上での観測とその場での測定によって算定されており、長い間原始太陽系星雲の初期組成のもっともすぐれた示標だといわれている (例えば、Bockelee-Morvan et al., 2004 を参照されたい). 彗星の核は初期組成を変えるような高度な化学進化はあまり受けていないので、いまや原始太陽系星雲のもっとも原始的な物質の典型だと信じられている (Irvine et al. 2000). 原始太陽系星雲から土星系が生まれたとすると、巨大惑星とその周りの衛星の形成モデルは、太陽系元素存在度 (Anders and Grevesse 1989; Lodders 2003) に比べて、揮発性物質を大量に含むということを説明しなければならない. 実際、木星においては、炭素、窒素、硫黄そして希ガスが豊富であることが、ガリレオ探査機のプローブにより、計測されている (Atreya et al. 1999). このような揮発性物質の濃集は、カッシーニ探査機に搭載された複合赤外分光計 (CIRS) による測定によって、土星大気の炭素存在度に対しても確かめられた (Flasar et al. 2005; Orton et al. 2005). その測定結果は、太陽系の C/H 存在比と比較して、土星大気の C/H 存在比は多いものおよそ 7 倍富んでいることを示している (Hersant et al. 2008). また地上観測によると、土星の窒素と硫黄の存在度は同程度に高いことが示唆されている (e.g., Briggs and Sackett 1989). タイタンでは、ホイヘンスプローブに搭載されたガスクロマトグラフィーと質量分析計 (e.g., Niemann et al. 2005) と探査機カッシーニに搭載された中性イオン質量分析計 (e.g., Waite et al. 2006) を用いることで、その場での同位体測定が行われてきた. タイタン大気の現在の同位体分別は、形成期から今日まで、タイタン全体に影響を与えてきた諸過程について手がかりを与えてきている. この節では、タイタンの形成に適用可能な天体物理モデルについて再検討し、カッシーニとホイヘンスによる

最初のミッションで得られたデータと予想された組成を比較する。

### 3.3.1 衛星形成と周土星星雲の終末

土星では特に、巨大惑星形成の枠組みの中で衛星が形成されることを説明する理論は2つのグループに分かれる (section 3.1 参照)。1つ目のグループでは、土星原始コアへの水素ガスの重力崩壊が外への角運動量の輸送によって補償されていると考えられている。その結果、巨大惑星まわりの濃い周惑星星雲で形成が起きる。木星系の場合、このシナリオが Magni and Coradini (2004) によってモデリングされている。Mosquera and Estrada (2003) は、ガリレオ衛星それぞれ形成条件の違いを表すために、内部の厚い領域と外部の薄い円盤からなるモデルを用いた。土星でもこのようなモデルを適用することができる。濃い周土星星雲の連続的な進化は、乱流輸送によって支配されていたであろう。Mousis et al. (2002) は乱流進化モデルを発展させた。このモデルは、周惑星円盤内での  $\text{CH}_4$  と  $\text{NH}_3$  の存在についていくつかの見解を与えるものだ (section 3.6.2 参照)。しかし、常に熱平衡が成り立つと仮定されているこのモデルは、光学的に薄い円盤に対しては妥当であるが、周土星円盤からのガス流入を無視している。もう一つの理論では、濃い周惑星円盤について以下のことが主張されている。濃い周惑星円盤は (1) ガニメデとカリストの水成分の割合を再現しない。(2) 周惑星円盤は衛星に強いトルクを与える恐れがある。この強いトルクによって、大きな衛星が惑星に落ちていくということが起きうるかもしれない。そこで、巨大惑星の形成した後に、一時的な間隙が原始太陽系星雲内に生じることが示唆された (e.g. Ludow et al. 1999)。原始太陽系物質でこれらの間隙を補填することに伴い、ガスに乏しい周惑星円盤が形成される可能性がある。この円盤の組成は巨大惑星の探餌領域の組成に近い。木星系において、そのようなシナリオが Canup and Ward (2002, 2006) により提案されている。このシナリオは土星にも適用できるが、このイベントの持続性は木星系とは異なるかもしれない。タイタンの形成は、周惑星星雲の進化の後期に起こったと考えられる。

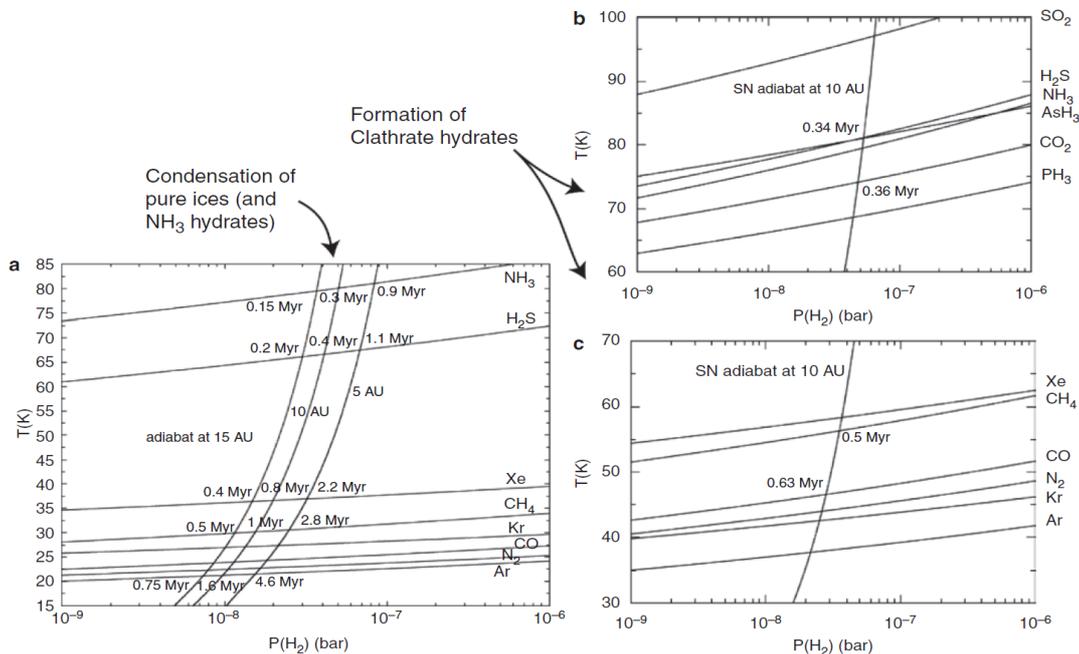
ガスの欠乏した周惑星星雲の凝縮は2つの段階に分けられる (e.g., Alibert and Mousis 2007)。(1) まず、周惑星円盤全体で静水圧平衡が成り立っており、降着速度はほぼ一定である。この段階では、土星に落ちる物質が、土星探餌領域を取り巻く原始太陽系星雲から補充される。(2) いったん原始太陽系星雲が消滅すると (Alibert and Mousis 2007 によると土星質量の70%の集積が終わってから、約36万年後)、最終進化として周惑星星雲内部に保持されている物質の集積が起きる。このとき、円盤全体の降着速度は一定ではない。Weidenschilling (1997) の理論計算では、数万年で微惑星の成長が起きることが示唆された。しかし、若い恒星を取り巻く円盤の観測によって、 $\mu\text{m} \sim \text{mm}$  スケールの粒子が恒星誕生から500万年まで存在していたという証拠が与えられている (e.g. Clampin et al. 2003)。よって、強烈な衝突による微惑星の破壊 (e.g. Benz 2000) が起きたことにより、原始太陽系星雲内において、ゆえに、周土星星雲でも、数100万年の間、小さなサイズの粒子が保持されていたのかもしれない。そのような状況は微惑星を形成した小さな粒子内に揮発性物質の保持機構が働くのにとっても都合がよい (e.g. Gautier and Hersant 2005)。

タイタンおよびその他の土星系衛星の周土星星雲内における成長は、土星の採餌領域にて、岩石と氷からなる微惑星を形成する粒子が衝突することで達成された。周囲を取り巻く粒子に働く引力による微惑星のさらなる成長は、周惑星円盤における衛星形成にもっともありそうなメカニズムである。おそらくこの過程は、原始太陽系星雲の水素ガスの流体力学的な崩壊と周惑星星雲の形成の後に起こった。現在の衛星が形成された周惑星星雲の進化段階が土星の採餌領域における材料物質の完全な枯渇の前だったのか、後だったのかという制約は乏しい状態にある。にもかかわらず、周惑星星雲内における微惑星の成長について、支持されているメカニズムからは、タイタンを形成した構成物質と、周惑星星雲の終末期に集積する土星の外層の構成物質の揮発性成分の組成は非常に似ていることが示唆される。

タイタンの難揮発性物質の組成を与えることができる制約はほとんどない。なぜなら難揮発性物質のほとんどはケイ酸塩からなり、タイタン表面では観測されないからだ。タイタンの平均密度は、 $1,881 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  である (Burns 1986; Morrison et al. 1986; Scuhubert et al. 1986)。タイタン全体の組成の1次的な情報は密度の測定によって規定される。Stevenson (1992) では、この値から岩石と氷の比が 55:45 であると示唆している。ケイ酸塩密度のとりうる値の範囲が  $2,700 \sim 4,000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  ということ を考慮に入れると、ケイ酸塩と氷のとりうる値の割合はそれぞれ 50 ~ 70 %, 30 ~ 50 % である。ここで、 $2,700 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  という値は、分離の際の反応によって形成される可能性があるケイ酸塩水和物の値である (Scott et al. 2002)。また、 $4,000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  という値は、高圧下でのケイ酸塩の密度の値である。これらの見積もりは、任意の2層、3層、あるいは多層を持つ内部構造モデルによって得られる。だが、内部の組成と分化状態は、いまだにわからないままだ。しかし、形成モデルで予想されたタイタンの揮発性物質の組成は、カッシーニ・ホイヘンスの観測によって得られたデータと比較することができる (e.g. Niemann et al. 2005; Waite et al. 2006; Coustenis et al. 2007)。また、周惑星星雲内の衛星形成モデルのさらなる制約は、土星大気の組成と揮発性物質の集積メカニズムの推測によっても与えられる。

### 3.3.2 揮発性物質の捕捉

文献によると、濃密な星雲内における揮発性物質の捕捉には、3つの方法が示唆されてきた。(1) 様々なガスの純粋な固体への直接凝縮、(2) 非結晶質氷内におけるガスの捕捉 (e.g. Owen and Bar-Nun 1995)、(3) 冷却段階での一連の包接水和物の形成 (e.g. Lunine and Stevenson 1985; Gautier and Hersant 2005)。原始太陽系星雲における微惑星の環境と冷却速度によって、どの方法が好ましいか決まる。(3)の場合、包接化の効率は、結晶化した水氷を利用できるかどうか依存し、この後述のパラメータは制約があまりない。結晶化水氷によって捕捉できない揮発性物質は、星雲内において純粋な凝縮物を形成する。難揮発性 (あるいは少ししか揮発しない) 化合物は、原始太陽系星雲における化学反応によって形成されたかもしれない。特に、フィッシャー・トロプシュ触媒反応による CO から  $\text{CH}_4$  や高次の炭化水素への転換、 $\text{NH}_4\text{HCO}_3$ 、 $\text{NH}_4\text{COONH}_2$  の形成は揮発性物質の組成に影響を与えると示唆されてきた (e.g., Prinn and Fegley 1989)。しかし、そのような



**Fig. 3.1** Condensation curves of volatiles and stability curves of clathrate hydrates of these volatiles, and evolutionary track of the cold outer solar nebula. (a) Condensation curves of pure ices of H<sub>2</sub>S, Xe, CH<sub>4</sub>, Kr, CO, N<sub>2</sub>, Ar, and of ammonia hydrates, and evolutionary track of the solar nebula at 5, 10, and 15 a.u. from the proto-Sun. The condensation curves are derived from Lodders (2003), and the evolutionary track corresponds to the model of Hersant et al. (2001, 2004). (b) Stability curves of CO<sub>2</sub> ice, NH<sub>3</sub> hydrate, and clathrate hydrates of

SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, AsH<sub>3</sub> and PH<sub>3</sub>, and evolutionary track of the solar nebula at 10 a.u. (same as a). (c) Stability curves of clathrate hydrates of Xe, CH<sub>4</sub>, CO, N<sub>2</sub>, Kr, and Ar, and evolutionary track of the solar nebula at 10 a.u. (same as a). (Modified after Hersant et al. (2004) and Hersant et al. (2008).) Actual uptake of gas by the water ice depends on the amount of water ice relative to the amount of gas, and the extent to which the interior of the ice grains are exposed to the gas (hence, kinetics)

図 3.1: これらは揮発性物質の凝縮曲線, 揮発性物質の包接化合物の安定曲線, 原始太陽系星雲の冷えた外側部分での進化経路を示す図である. (a) は H<sub>2</sub>S, Xe, CH<sub>4</sub>, Kr, CO, N<sub>2</sub>, Ar, アンモニア水和物の純粋な氷の凝縮曲線と原始太陽から 5 AU, 10 AU, 15 AU の地点の原始太陽系星雲の進化経路を示している. 凝縮曲線は Lodders (2003) により規定されており, 進化経路は Hersant et al. (2001, 2004) のモデルと調和的である. (b) は CO<sub>2</sub> の氷, NH<sub>3</sub> の水和物, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, AsH<sub>3</sub>, PH<sub>3</sub> の包接水和物の安定曲線と, 原始太陽から 10 AU における原始太陽系星雲の進化経路を示している. (c) は Xe, CH<sub>4</sub>, CO, N<sub>2</sub>, Kr, Ar の包接水和物の安定曲線と, 原始太陽から 10 AU における原始太陽系星雲の進化経路を示している (Hersant et al., 2004, 2008 の後, 改良された). 実際に氷水によって吸収されるガスは, ガスの量に応じた氷水の量次第である. 内部にある氷が存在するかどうかはガスによって明らかにされる (結局, 動力学的にふるまう)

反応は, フィッシャー・トロプシュ触媒反応では 550 K 以上, NH<sub>4</sub>HCO<sub>3</sub> の形成では 150 K 以上, NH<sub>4</sub>COONH<sub>2</sub> の形成では 130 K 以上の温度環境でのみ有効である. よって, その生成物は, 惑星の組成に関係しているかもしれないが, タイタンのような衛星の化学組成にはあまり寄与しないはずである (Prinn and Fegley 1989).

原始太陽系星雲の進化モデルは、巨大惑星と彗星での炭素および窒素分子種の観測された組成ならびに、希ガスの存在度により制約を受ける。太陽系存在度 (Anders and Grevesse 1989; Lodders 2003) と測定された存在度を調和させる試みは難しい。実際、組成が測定されている彗星 (e.g. Cocharn et al. 2000) は、とても低い  $N_2/CO$  比を示してきた。また、木星と土星において測定された揮発性物質が、原始太陽系星雲と比較して富んでいることはいまだ難解なままである。図 3.1 は星雲の全圧に対して温度をとったグラフで、太陽からの様々な距離に位置する原始太陽系星雲がどのような進化経路をたどるかを示す。この進化経路は、Hersant et al. (2001) の乱流モデルに対応している。図 3.1a では、純粋な  $H_2S$ ,  $Xe$ ,  $CH_4$ ,  $Kr$ ,  $CO$ ,  $N_2$ , そして  $Ar$  の氷の凝縮曲線が描かれている。またアンモニアはアンモニア水和物の形で凝縮していると期待されている。なぜかという、アンモニア水和物は純粋な  $NH_3$  と比較して高い凝固点を持ち、また、原始太陽系星雲の外側において、 $H_2O$  が大量に存在するからである。太陽から 5 AU の距離、すなわち木星軌道では、太陽形成後およそ 460 万年で温度は 20 K に達する。これは、最後に凝縮するガスである  $Ar$  の凝縮に対応する温度である。Pollack et al. (1996) の木星形成モデルと比較すると、5 AU でのこの凝縮の進行は惑星形成の第 2 段階に相当する可能性がある。故にここで考えられている分子種が木星において、太陽系元素存在度のおよそ 2, 3 倍ほど全体で富んでいること (Gautier and Hersant 2005 やその参考文献を参照されたい) はこの凝縮の進行によって説明できるかもしれない。このシナリオを彗星に適用すると、ほぼ太陽の組成に等しい  $N_2/CO$  の割合が導かれる。なぜなら、これら 2 つの分子種の凝縮曲線の間の温度ギャップは小さく、ほぼ同時に凝縮が起きるからである。 $N_2$  の検出の上限値と Hyakutake, Hale-Bopp, Halley 彗星 (Bockelee-Morvan et al. 2004, など) で測定された  $CO$  の存在度から、 $N_2/CO$  の存在比は、 $10^{-4}$  だと示唆される。この値は、直接凝縮の仮説とは調和的でない。さらに、土星大気中の炭素、窒素、硫黄の存在度の CIRS の測定 (Flasar et al. 2005; Orton et al. 2005) はまた、これらの分子種が異なる割合で富化していることを示し、氷の直接凝縮モデルとは相容れない。

揮発性物質の捕捉において次に可能性のある媒体は、非結晶質の氷である。なぜなら、この氷は高い空隙率をもっているからである (e.g. Owen and Bar-Nun 1995)。このモデルは超低温・超低圧で行われたガスと水蒸気の凝結を同時に起こす実験により規定されている (e.g. Bar-Nun et al. 1988)。これらの実験は、30 K のとき等量吸着されていた揮発性物質の放出が温度によって変化することを示してきた。例えば、100 K に加熱すると、初めは  $CO$ ,  $Ar$ ,  $N_2$ , 氷が等量含まれていたサンプルは 95 % 以上のガスを放出し、捕捉されているガスの  $N_2/Ar$  比は元のおよそ 100 倍の値を示すようになる。ゆえにこのモデルは、原始太陽系星雲に対し、成分ごとに異なった割合で枯渇や富化が生じることを説明することができると思われる。しかし、彗星の  $N_2/CO$  の存在比は、Owen and Bar-Nun (1995) のモデルをもって説明することはできない。また、予想された天王星の存在度も測定結果とは矛盾している。Gautier and Hersant (2005) は、このモデルは、恒星からかなり離れていて、とても希薄な星雲の凝縮によってできる固体の揮発性物質の組成についての確かな記述を与えようだと述べている。しかしながら、外側の領域で形成された物質は内側に輸送され、その結果、太陽系の巨大惑星軌道においてガス放出を引き起こすのに十分な熱にさらされると同時に、非結晶質氷から結晶質氷への転換 (Gautier and Hersant

2005) も起こるだろう。よって、このモデルがタイタンの形成と組成に適用できないことがわかる。

3 つ目のモデルは、原始太陽系星雲における揮発性分子種の包接水和物の形成と対応するものである。包接水和物は非化学量論的な組成を持つ包有化合物を有し、水素結合した  $\text{H}_2\text{O}$  により、分子のかごを形成し、ファンデルワールス力による相互作用によって、ゲストガス分子を隔離することができる。Miller (1961) はこれらの分子は地球だけでなく、太陽系のそのほかの天体にも存在するかもしれないと最初に示唆した人物である。Lunine and Stevenson (1985) は天体物理学的な応用のために包接水和物の安定性の熱力学モデルを確立した。その後、このモデルは Iro et al. (2003) によって改良された。包接水和物の安定性はゲストガス分子の性質により、その性質にはガスの分圧、つまり散逸能、分子のかごの占有率、そして重要性が低い構造のタイプがある (e.g. Sloan 1998)。Hersant et al. (2004, 2008) は低温の星雲内における包接水和物の形成モデルを改良した。これらのモデルは星雲の  $\text{CO}/\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2/\text{NH}_3$  比を 10 とした初期存在度を考慮している。このモデルでは、 $\text{CO}_2$  とアンモニア水和物の直接凝縮と他の分子の包接水和物を考慮している。図 3.1b, c は形成される固体の安定曲線と 10 AU における原始太陽系星雲の進化経路 (Hersant et al. 2004, 2008) を示している。Gautier and Hersant (2005) は、そのようなモデルは木星で測定された揮発性物質の濃集を、彗星において窒素が  $\text{CO}$  に比べて欠如していること (Iro et al. 2003) とあわせて、説明できることを示した。Hersant et al. (2008) はこのモデルを土星形成に適用した。そして、CIRS (Flasar et al. 2005; Orton et al. 2005) によって測定された炭素、窒素、硫黄の濃集は  $\text{CO}_2$  の凝縮と、包接水和物の  $\text{CO}$ ,  $\text{N}_2$  の捕捉の欠如によって整合されることを発見した。進化経路に沿うと、惑星形成シナリオの第 2 段階において、包接化合物が形成するので、そのような現象は、周惑星星雲における水氷の完全な枯渇のせいでは起きるのかもしれない。 $\text{CO}$ ,  $\text{N}_2$  の包接化合物の形成より先に水氷が枯渇したならば、 $\text{Ar}$  と  $\text{Kr}$  は包接化合物としてはあまり捕捉されなかったことになる。

Hersant et al. (2008) によって提案されたシナリオの強みは、土星で測定された濃集を説明できることにある。しかし、いくつかの点は不明なままである。まず、このモデルは混合包接水和物の形成を考慮に入れていない。ここで、混合包接水和物とは、低温においてそれぞれ純粋な包接化合物を形成するガスがある割合と混合した水和物である。第 2 のガスは自身の包接水和物の安定曲線に近ければ近いほど、大量に捕捉される。よって、たとえ利用できる水が、純粋な包接化合物としてこれらの分子種を捕捉するのに十分な量はなくとも、土星にある程度の量の  $\text{N}_2$  と  $\text{CO}$  が混入するはずである。また、土星の希ガス存在度のデータが欠けているため、周惑星星雲において凝縮が終わる段階をを制約するのは困難である。Hersant et al. (2008) は、太陽から 10 AU の位置において、星雲の温度は 30 K 以上に維持されており、その結果希ガスと窒素氷の凝縮が妨げられていると示唆している。利用できるデータが非常に少ない星雲条件における純粋な、あるいは混合包接化合物の安定性の実験的測定とあわせて、新たな土星大気の組成データは揮発性物質の捕捉が起きる過程を制約するのに役立つだろう。

### 3.3.3 最終的に推定されるタイタンの組成とカッシーニ・ホイヘンスのデータとの対比

3.3.1 節で示された周土星星雲内でタイタンが形成されるシナリオと、3.3.2 節で展開された微惑星形成に由来する揮発性物質の組成は、タイタン組成に制約を与える。Hersant et al. (2008) が支持する周土星星雲における揮発性物質捕捉のメカニズムは、最終的に大きな包接水和物の粒子の成長を引き起こした。この粒子成長はガスと反応し包接水和物を形成する、初期にミクロンスケールの氷粒子が衝突することで起きる。これらの著者によって提案されたシナリオは、周惑星星雲の凝集が温度の低い環境(原始太陽系星雲の進化の後期)で起きたことを示唆する。また周土星星雲における乱流進化モデルは Alibelt and Mousis (2007) によって展開されている。この論文はタイタンの形成に焦点を当てており、このモデルは揮発性物質の包接化合物の形成理論に基づいている。しかし、CO と CO<sub>2</sub> の CH<sub>4</sub> への転換の速度を計算している点で、Hersant et al. (2008) のモデルとは異なり、Mousis et al. (2002) のモデルに似ている。Alibelt and Mousis (2007) のモデルは、これらの転換は、採餌領域が枯渇前の状態にある周惑星星雲が若い時期に非常に効果的であることを示す。この結果は、周惑星星雲の”温かい”時代、つまり、Hersant et al. (2004, 2008) によって予想された包接水和物粒子の凝集過程が起こる前にタイタンが形成する可能性があることを示唆する。

ホイヘンスプローブが降下中に、搭載されたガスクロマトグラフィーと質量分析計を用いてタイタン大気を分析して得られた主な結果 (Nieman et al. 2005) は以下のとおりである。(1) 大気上層から表面のメタンの存在度は 1.4 % から 4.9 % の幅を持つ。(2) Ar が存在し、<sup>40</sup>Ar/<sup>36</sup>Ar 同位体比が予想外に大きい。(3) 地球の値より低い <sup>14</sup>N/<sup>15</sup>N<sup>2</sup>を持つ。(4) Xe と Kr は検出されなかった (< 10<sup>-8</sup>)。 (5) CO<sub>2</sub>(計器自体の中には存在するが)あるいは CO が存在することの直接的な証拠はない。成層圏で行われた観測は、カッシーニに搭載された CIRS, INMS によりなされている (Coustenis et al. 2007; Waite et al. 2006)。ただし、低緯度での CO の暫定的な検出が、Banis et al. (2006) によってなされている。周惑星星雲の乱流進化モデルから予想される組成は以下のことを示唆する。(1) 大量のメタンが包接水和物として凝縮しただろう。(2) 始原的な Ar はないと期待される。(3) Hersant et al. (2008) のモデルでは、N<sub>2</sub> よりむしろ NH<sub>3</sub> が凝縮し、一方で Alibelt et al. (2007) のモデルでは、NH<sub>3</sub> と N<sub>2</sub> のどちらも凝縮すると示唆される。(4) Hersant et al. (2008) のモデルにおいて、Xe は凝縮すると期待される一方で、Kr は凝縮しないはずである。(5) CO<sub>2</sub> (Alibelt and Mousis 2007 のモデルでは CO も可能性があるが)は、大量に存在するべきである。したがって、観測結果とモデルによる予測とを直接比較することはいくつかの矛盾を示しそうである。

しかし、現在のタイタン大気の組成は土星系の巨大衛星の長期的進化に関係しており、このことは 3.5 節で記述する。Hersant et al. (2008) のシナリオに従うと、乱流進化段階にある周惑星星雲内でタイタンが形成することは、現在の大気存在度を説明するのにタイタン全体でメタンが多く存在する必要があることと調和的である。<sup>36</sup>Ar/N<sub>2</sub> 比が低いことは大気窒素の起源が始原的なものではないことと調和的であり、これは上記のモデル

<sup>2</sup>本文では、<sup>14</sup>N<sub>2</sub>/<sup>15</sup>N<sub>2</sub>

からも予想される。ただし、星雲での包接化合物の形成シナリオにおいては、Ar がほかのガスとともに捕捉される場合を除いては、Ar の存在は考慮されていない。一方、 $^{40}\text{Ar}$  は  $^{40}\text{K}$  の壊変によって生じるので、 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  比が大きいことは、内部からの非常に顕著な脱ガスが起きていることを示唆する。 $\text{N}_2$  の  $^{14}\text{N}/^{15}\text{N}$  <sup>3</sup> は地球のものより低い値を持ち、このことは初期大気の強い散逸に関係している可能性がある。しかし、INMS のデータに基づいた最近の分別モデルは (Mandt et al. 2008), この比が始原的なものではない場合、地球から外れた値を説明するためには、200 bar 以上の窒素分子が必要だと示唆される。Xe の欠乏に関しては、タイタン深部における初期の包接化合物の形成に関係する可能性がある。

この節では少し詳細に触れるが、これらの考察はカッシーニとホイヘンスで得られたデータと、周惑星星雲内において揮発性物質の包接化合物の形成が起きるといふ枠組みの中でタイタンが形成するというモデル (Hersant et al. 2008) とを調和させる。このモデルの2つの制約とは、観測された組成を説明できるのは、 $\text{H}_2\text{O}$  の欠乏によって  $\text{CO}$ ,  $\text{N}_2$  が包接化合物として捕捉されなかった場合と、タイタン内部に大量の  $\text{CO}_2$  が存在する場合のみだということである。同定するにはまだ議論があるけれども、McCord et al. (2008) によって得られた表面の  $\text{CO}_2$  の潜在的な証拠<sup>4</sup>はこの仮定を支持するかもしれない。対照的に、Alibert and Mousis (2007) のモデルはタイタン大気中の Ar の存在を説明するが、始原的な  $\text{N}_2$  が大量に存在する必要がある。また Xe と Kr はこのシナリオでは存在が期待されるが、今のところ確認はされていない。窒素とメタンの起源に関する様々な形成モデルの示唆は、3.6.1 節、3.6.2 節でさらに詳しく議論される。現在、これらのモデルはどれもすべての特徴を説明できていない。土星の揮発性物質の組成、特に希ガスのさらなるデータが周惑星星雲の進化に強い制約を与えるだろう。また、星雲環境での包接水和物の安定性に関する実験は、周惑星星雲で起きる可能性のある反応データと同様に極端に乏しい。さらなる実験と熱力学的なモデリングが周惑星星雲の進化とタイタンの組成に関するさらなる制約を与えるかもしれない。

## 3.4 タイタンでの集積

### 3.4.1 集積熱の値の範囲

集積過程においては、衝撃加熱とイジェクタブランケットの堆積 (e.g. Senshu et al. 2002) という主に2つの過程によって衝突エネルギーの一部が熱に変換される。衝突は衝撃波を生み、それは衛星の衝突地点のすぐ真下を圧縮する。衝突地点の下の、等圧核と呼ばれている準球形の領域ではピーク圧力がおおよそ一定である (e.g. Senshu et al. 2002; Monteux et al. 2007)。衝撃圧縮は不可逆過程なので、衝突地点の下のエントロピーは驚異的に増大し、それに伴い温度も高くなる。温度増加は、衝突体速度と直接関係する等圧核内のピーク圧力によって決まり、また、密度、比熱、熱膨張などといった標的物質の固

<sup>3</sup>本文では  $^{14}\text{N}_2/^{15}\text{N}_2$

<sup>4</sup> $\text{CO}_2$  frost discovered by Cassini VIMS

有物性にもよる (Senshu et al. 2002). さらに, 衝突地点の近くの物質は掘り起こされ, 噴出する. その結果, クレーターと噴出物によるイジェクタブランケットを形成する. 衛星表面上でイジェクタが落下するとき, その運動エネルギーは加熱されたイジェクタ内に蓄えられる. 衝突後のクレーターの回復と同様に, 掘削は衝突地点の近くから, 周囲に熱エネルギーを輸送する効果がある. この効果は衝突地点のちょうど真下では温度増加を減らす, 衝突地点の周囲のとても浅い深さの場所, 特にイジェクタの堆積領域ではさらなる温度増加を促す.  $10^4$ - $10^6$  年と言われている集積のタイムスケールは, ほとんどの集積エネルギーが放射によって宇宙空間へ逃げるのに十分なほど長くはないので, 表面温度は驚異的に増加する.

この数十年の間に衝突に関する我々の理解は著しい進歩を遂げたにもかかわらず, 成長する衛星内に保持できるエネルギーの量はいまだにほとんど制約されていない. 氷衛星に焦点を当てた研究のほとんどが, あまり制約を受けていない因子  $h$  に基づいた単純なアプローチを用いている. この  $h$  深部に蓄えられ, 成長している衛星の表面を徐々に温めている集積エネルギーの割合である (Kaula 1979; Schubert et al. 1988; Lunine and Stevenson 1987; Mueller and McKinnon 1998; Grasset and Sotin 1996). この古典的なアプローチにしたがうと, 集積による温度分布は以下のように近似的に計算することができる.

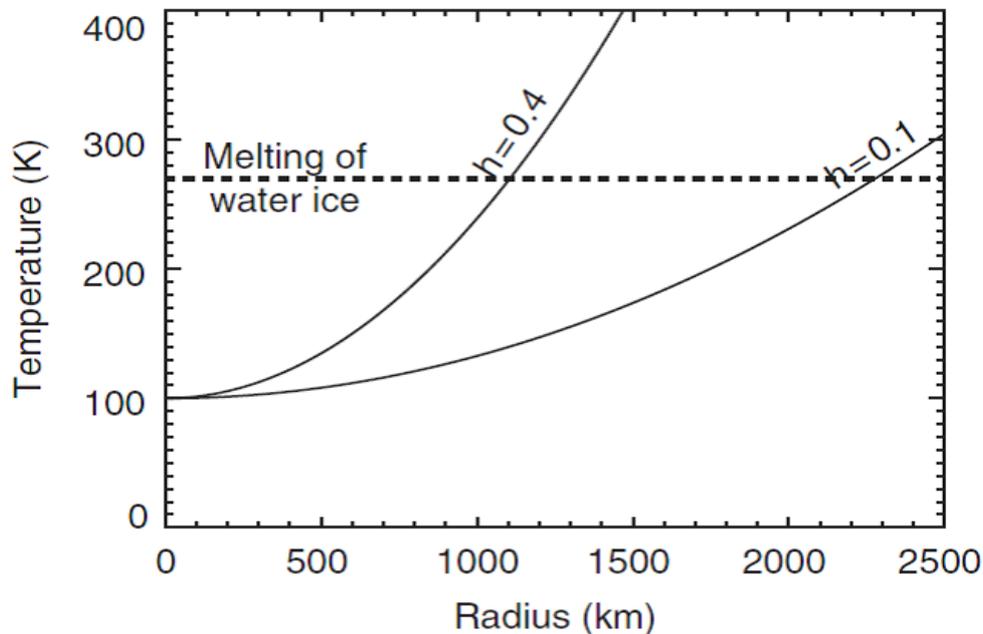
$$T_a(r) = \frac{hGM(r)}{c_p r} \{1 + ru^2/2GM(r)\} + T_e,$$

ここで,  $r$  は半径,  $M(r)$  は半径  $r$  より内側に含まれる質量,  $c_p$  は比熱,  $u$  は成長中の衛星によって加速する以前の衝突体の速度<sup>5</sup>,  $T_e$  は周囲の環境の温度である.  $h$  が典型的に 0.1 と 0.4 の間の値をとり  $GM/ru^2$  が 4 に等しい (Grasset and Sotin 1996) と仮定すると, 成長中の原始衛星が大体 1,000-1,500 km の半径に達するとき, 表面物質の融解と蒸発が起きる (Lunine and Stevenson 1987; Kuramoto and Matsui 1994; Grasset and Sotin 1996) ことが図 3.2 からわかる. もしアンモニアのような物質が混じっている場合, 融解は低い温度, つまり, 半径が小さくても起こる可能性がある.

この半径のしきい値を超えると, 落下した物質が分離し, 氷の層が溶けて生じる液体の水の層の下に岩石が堆積する. また, 原始大気も発生し, その組成は落下物質の組成と, 揮発性物質を多く含んだ固相の安定性によって決められる. いったん形成された原始大気は宇宙への放射を制限し, 結果として表面温度のさらなる上昇が起きる. 原始大気の毛布効果によって, 表面温度は 300 K 以上, 500 K ほどの値まで達しうる (Kuramoto and Matsui 1994). これによって, 深い水に富む海と平衡状態にある非常に大質量の高温水蒸気大気の形成が起きる (図 3.3a).

よって, 集積過程の終末期では, タイタンの内部構造は岩石と揮発性物質を大量に含む氷物質の混合物の均質な原始コアと, 落下する微惑星のケイ酸塩部分がこの上に堆積することによって形成されるケイ酸塩層, またさらにその上を覆うアンモニアに富む液体の水の

<sup>5</sup>無限速での速度

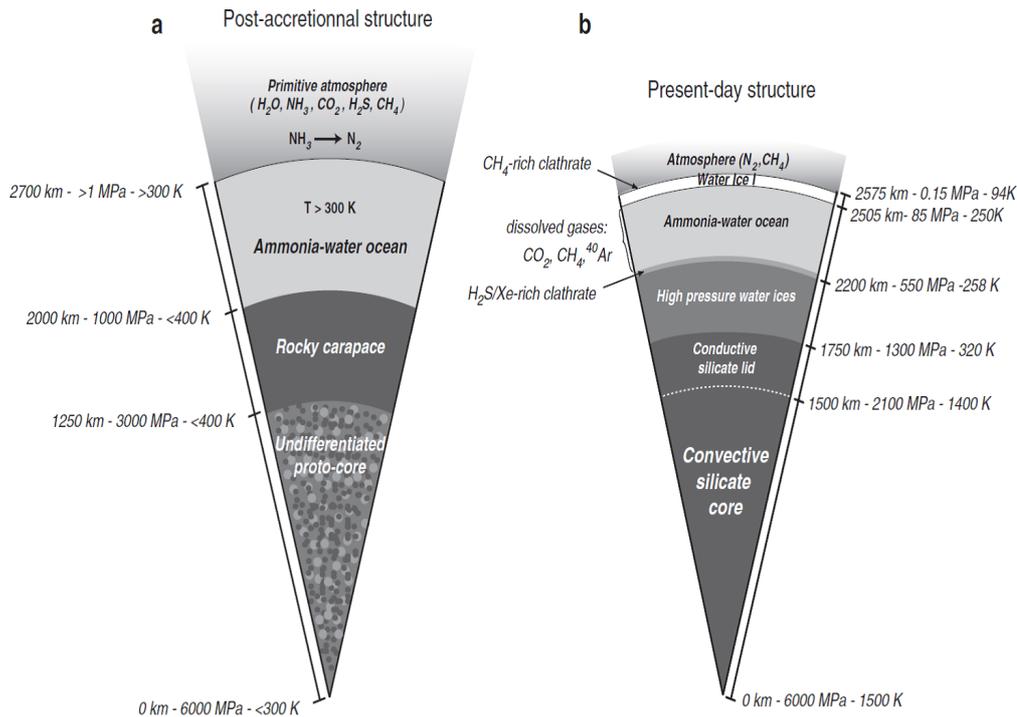


**Fig. 3.2** Accretional temperature profile in Titan for different fractions  $h$  of the impact energy retained as heat

図 3.2: 熱として得られた衝突エネルギーの割合  $h$  が異なる値でのタイタンの集積温度プロフィール

層からなる (図 3.3a).

上記の簡単な計算は小さく均質に分散した衝突体 ( $R < 1-10$  km) が多数集積することによってタイタンが形成したことを仮定している。しかし集積過程の初期において、サイズとしては数十から 100 km ほどの大きさの衛星の種の形成が起き、この種からタイタンが形成されたと考えられる (e.g. Mosqueira and Estrada 2003)。この条件において、集積構造の予想をすることは難しい。もし、原始タイタンが揮発性物質を多く含む何千もの冷たい衛星の種がゆっくり集まった結果できたものだとすれば、外側の層の融解は避けられたかもしれない。未分化の原始コアは表面まで達する可能性があり、原始大気は比較的希薄であっただろう。それにもかかわらず、ホイヘンスの GCMS によって測定された高い  $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$  と低い  $^{36}\text{Ar}/\text{N}_2$  (Niemann et al. 2005) は、アンモニアに大量に富む大気が集積の間に生じたことと、内部の大部分が融解したことを示唆している。一方で、 $^{40}\text{Ar}$  の存在は顕著な脱ガスが起きたことを示唆する。



**Fig. 3.3** Possible structure and composition of Titan after accretion (a) and at present time (b). For the post-accretion interior model, the radius of the internal interfaces and the corresponding pressure and temperature are purely indicative. The present-day

structure comes from the evolution model of Tobie et al. (2006) assuming an initial ammonia concentration of 5% in the primordial water ocean and a silicate mass fraction of 55% (after Tobie et al. 2009)

図 3.3: この図は集積後 (a) と現在 (b) のタイタンのとりうる構造と組成を示している。集積後の内部モデルでは、内部の境界面半径とそれに相当する圧力と温度を簡単に示している。現在の構造は Tobie et al. (2006) の進化モデルに由来し、ここでは原始海における初期アンモニア濃度を 5%、ケイ酸塩の質量の比を 55% と仮定している (Tobie et al. 2009)。

### 3.4.2 集積完了直後の原始大気の特徴

集積中とその後少しの間、タイタン表面は水とアンモニア (水と共に集積することを仮定) の大量の大気を保持できるほど温暖である。  $h = 0.1$  で、最終的な温度が 300 K の場合、純粋な水の飽和蒸気圧は 0.03 bar に対応する (Eisenberg and Kauzmann 1969)。また、純粋なアンモニアの蒸気圧は 1 気圧を超える (Haar and Gallagher 1978)。大気が包晶組成を持つアンモニアと水の液相と平衡状態にある場合、これが可能なのは大量のアンモニアが初めから捕捉される場合のみ、176 K で水の蒸気圧は無視できるほど小さく、一方でアンモニアの蒸気圧はミリバールのオーダーを持つ (Haar and Gallagher 1978)。

しかし、そのような温度は集積後短時間しか持続されない。強い大気温室効果<sup>6</sup>の存在下におけるアンモニア水の海の冷却の結果、最大  $10^7$  年のタイムスケールで完全に凝固する (Lunine 1985; Adams 2006)。一方で、176 K でメタンは高い蒸気圧を持つ (27 bar) が、水あるいはアンモニア水の厚い海に接している場合、この値には決して達しないだろう。Lunine and Stevenson (1985) の結果から補間すると、水の海の存在下では包接化合物の形成が起き、176 K での解離圧は 0.3 bar となる。ただしこの値はアンモニアの分圧をはるかに上回っている (純粋なアンモニアであろうが溶液中でのアンモニアであろうが)。

よってタイタン上で、集積により水あるいはアンモニア水を多く含んだ大気が存在した期間は最大で  $10^7$  年程度であろう。そしてこの大気はメタンともしかしたらアンモニアから転換した窒素によって占められる大気にとってかわられる。アンモニアから窒素への転換はタイタンにおいて測定されたアルゴンと窒素の比から示唆される (Owen 1982; Niemann et al. 2005)。そのメカニズムには初期大気の上層における光化学と衝突が含まれ (Atreya et al. 1978; Jones and Lewis 1987; McKay et al. 1988)、この詳細は 3.6.1 節と 7 章で議論する。

### 3.5 核形成と地殻の冷却と初期の脱ガス

#### 3.5.1 内部分化と進化

タイタンの全体の密度は質量比で 0.5-0.7 のケイ酸塩と、残りは水氷できていることを示唆する (ケイ酸塩の密度は  $3,000-4,000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  の値をとる)。3.4.1 節に記述した通り、原始コアは比較的冷えており、ケイ酸塩物質に含まれた同位体元素の放射壊変により、ひとたび一度水氷の融点を超えるまで温度が上がると、氷と岩石の混合物の完全分離が起きる。融解は原始コアの全体的な体積の変化と、上層のケイ酸塩の層の破壊を引き起こす。これにより、内部に存在する異なる物質の急速な分離が起きる (Lunine and Stevenson 1987)。熱進化モデルによると、この核の転倒は集積後 1-5 億年の間に起きただろう (Kirk and Stevenson 1987; Lunine and Stevenson 1987)。

内部分化は主に内部構造を構成している異なる物質 (ケイ酸塩、氷、液体の水、水和物等) 間の密度差により駆動される。もっとも密度が大きいケイ酸塩は中心へむかって移動し、独立した岩石核を形成している。氷物質は外側の領域へ移動し、液体のアンモニア水、異なる圧力に応じた相における水氷、そしてガス包接化合物の混合物でできた大変厚いマントルを形成している。異なる相の安定性とそれらの密度は  $\text{H}_2\text{O}$  の厚いマントルの構造を決定する。 $\text{H}_2\text{O}$  の状態は圧力温度条件に依存し、ice I ( $P < 207 \text{ MPa}$ )、高压相氷 ( $P > 207 \text{ MPa}$ )、液体の形で存在しうる。それゆえ、液体水層の冷却と結晶化により、海の上端では ice I 層、海の底では密度の高い高压氷層が形成する。海の結晶化の温度を下げるアンモニアは結晶化中は氷相に取り込まれず、その結果海が結晶化するにつれて海水中の濃度は増加する (Grasset and Sotin 1996; Grasset and Paragamin 2005; Tobie et al. 2005;

<sup>6</sup>ここで本文では”insulating ice lid”があるが、文脈に合わないため除外した

Mitri et al. 2008; 4 章).

アンモニア水の海の結晶化速度はケイ酸塩コアからくる熱流と外側の ice I 層の輸送する熱流のバランスによって決められる. ケイ酸塩コア内のエネルギー源は潮汐散逸が無視でき, 主に長寿命の同位体元素である K, U, Th の放射壊変によって与えられる (Sohl et al. 2003; Tobie et al. 2005). 熱進化モデルによれば現時点でケイ酸塩コアには対流が起こっていると示唆されている (Grasset et al. 2000; Shol et al. 2003; Tobie et al. 2005; Tobie et al. 2006). しかし, ケイ酸塩の粘性の強い温度依存性により, 対流運動を起こす領域は厚く固い蓋より下に制限される (図 3.3b では 250 km の見積り). 蓋ではエネルギーが熱拡散で輸送されることによって温度は準線形的に上昇し, そして中心に向かって降下するとほぼ断熱的に温度上昇する (図 3.3b). もし, 大量に始原的な鉄が存在するならば, 結果的に鉄のコアは分化後約 10 億年ほどで形成する可能性がある (Grasset et al. 2000). この場合, 深部はおそらく液体である鉄のコアとケイ酸塩の対流マントルで構成される (ここでは示されていないが, Grasset et al. 2000 を参照). カッシーニに搭載された電波科学システムによってなされた重力測定は (Iess et al. 2008) 深部が十分分化していないことを示唆する. しかし, タイタンは完全な静水圧平衡ではないので, 鉄のコアの存在を決定的に除外することはできない. タイタンが木星系の類似衛星, ガニメデのように鉄のコアを持つかどうかを決めるにはさらなる観測が必要だろう (4 章参照).

分化過程の間, 岩石と液体の水との相互作用により何らかの化学反応が促進される可能性がある. 液体の水の溶液の中に数パーセントのアンモニアが存在することによって, 液体溶液とケイ酸塩鉱物間のイオン交換が促進されたかもしれない (Engel et al. 1994). 特に,  $\text{NH}_3$  は, 水和化の間にケイ酸コアから染み出た硫酸塩に富む塩水と反応し, アンモニア硫酸塩の液体層の形成を引き起こした可能性がある (Fortes et al. 2007). また, かんらん石に富む岩石の水質変成により, 一酸化炭素あるいは二酸化炭素から大量のメタンが生成された可能性がある (Atreya et al. 2006). この過程は蛇紋石化作用として知られているが, 地球では海底から浚渫 (しゅんせつ) されるかんらん岩中やオフィオライト中で一般的に観測される (Lowell and Rona 2002 とそのリファレンスを参照). しかし, 原始コアに存在する硫黄やアンモニアがどのように蛇紋石化作用の熱化学平衡に影響を与えてきた可能性があるのかはいまだに定かでない. メタン生成の可能性をよりよく評価するため, とりわけ  $\text{NH}_3$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$  の存在下や高圧条件下における反応速度論を決めるためには, さらなる実験室における実験とタイタンの内部構造の理論モデルが必要とされる.

### 3.5.2 原始地殻形成

集積期の後, 原始大気はほとんどがメタンと, おそらく土星がそうだったように大量に集積した可能性のある  $\text{CO}_2$  (Hersant et al. 2008), さらには  $\text{NH}_3$  か  $\text{N}_2$ , もしくはその両方からなる.  $\text{N}_2$  は  $\text{NH}_3$  の光化学分解によって生成された可能性がある (Atreya et al. 1978). 大気は表面に存在する深いアンモニア水の海と直接接しており, そのため流体層の間で相互作用が起きる. したがって, 原始大気と海の連続的進化は氷殻が結晶化するま

では密接に関係していた。

原始大気の冷却時間は  $10^7$  年と計算されており、300 K からアンモニア水系の包晶点である 176 K まで冷却される (Lunine et al. 1989)。この期間にわたって、温度は初期に大気か海、もしくはその両方に存在するいくつかの構成物質の凝固点を通りながら降下する。その構成物質には水氷 (凝固点は 1 bar の圧力下で 5 % のアンモニアを含むとき 267 K, Kargel 1992 参照),  $\text{CO}_2$  氷 (およそ 200 K),  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CO}_2$ , Ar とほかの分子種の包接化合物 (ガスの組成と大気の圧力によるが, 180 K から 280 K) がある。ここで示した温度は混合成分の効果を考えていない。例えば、包接化合物の凝固温度でのアンモニアの効果は無視している。この効果はあまり制約されていないが、氷の凝固温度の降下と同じくらいのオーダーだと予想される。数十 bar の原始大気を生じさせる温暖な集積の場合、包接水和物は大気と海洋の境界において結晶化するまさに最初の化合物であるだろう。この特性により、我々は海と大気間の相互作用に起因するタイタンの包接化合物の形成にここでは注目する。

図 3.4 に起こる可能性のある反応とともに、原始大気と海洋の共進化を概略的に描写した。図 3.4a は、タイタン集積終了直後の初期段階を示し、海は水、アンモニア、 $\text{CO}_2$ 、 $\text{CH}_4$ 、少量の希ガスを含む (e.g. Lunine et al. 1989)。また、集積により氷が溶解し、ケイ酸塩が一部溶出することで、他のアルカリ化学種に混じって海にかなりの量の  $^{40}\text{K}$  が運ばれる可能性がある (Engel and Lunine 1994)。300 K 程度の温度下では、大気は主にメタン、二酸化炭素、アンモニアを含む。紫外線により引き起こされる光化学過程は、より高い大気圧と高エネルギーの太陽放射の両方のために、現在より大きな速度で起きたであろう。現在も起きているこれらの過程は、一部の  $\text{NH}_3$  の  $\text{N}_2$  への変換とエタン、プロパン、その他の炭化水素、ニトリル、シアン化合物などの形成を引き起こしてきた。またおそらく、彗星爆撃がこの時代では激しく (e.g. Zahnle et al. 1992; Griffith and Zahnle 1995)、その結果 (1) ある程度の量のメタン、CO などが大気に付加され、(2)  $\text{CO}_2$  から  $\text{CH}_4$  への変換が起きた可能性もある。

図 3.4b はひとたび包接水和物の安定領域に達するまで冷却したときに界面で起こる反応を示す。界面で形成されたこれらの結晶化合物の行先は海水との密度差に直接依存する。包接水和物の密度はゲストガス分子の性質とかごの占有率により、広い範囲の値を持ち、かごの占有率の低いメタン包接化合物がもつおよそ  $900 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  から、100 % の占有率の二酸化炭素包接化合物がもつ  $1,150 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  に渡る (Sloan 1998)。非常に興味深い場合の 1 つである窒素の包接化合物は、950 から  $1,000 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  の密度を持つ。Kr,  $\text{H}_2\text{S}$ , Xe の包接水和物はより密度が高い (Xe の包接化合物では  $1,800 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  まで)。これらの値と 270 K から 300 K での 5 % アンモニア水溶液の密度 ( $980\text{-}985 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  のオーダー) とを比較することが必要である (Croft et al. 1988)。ゆえに、一度形成されたいくつかの包接化合物種のあるものは海と大気の境界に残り、他の分子種は対照的に海の底に沈むと予想される。しかし、混合ガスと水溶液との相互作用は個別のガス種の包接化合物は形成されず、(1) 混合物内のガスの分圧、(2) それぞれのガスの散逸能に依存する組成物の混合包接化合物がむしろ形成される (e.g. Sloan 1998)。高圧のメタンと窒素を持ち、エタンの分圧が上昇している原始大気では、形成された包接化合物はアンモニア水の海より高い密

**Fig. 3.4** Interactions between the primordial ocean and the early atmosphere of Titan. This scenario leads to the formation of an early, methane clathrate – rich crust. (a) Exchanges to regulate vapor pressures and early photochemistry in the atmosphere. (b) On cooling, formation of dense methane-poor clathrates at the interface, which sink; within the ocean, formation of methane clathrates and release of atmospheric gases; leads to methane-enriched clathrates. (c) Methane-enriched clathrates form an individual layer, isolating the atmosphere from the ocean; during its formation, this crust trapped some amounts of liquid from the ocean, which on cooling formed water ice and ammonia hydrates (Choukroun 2007)

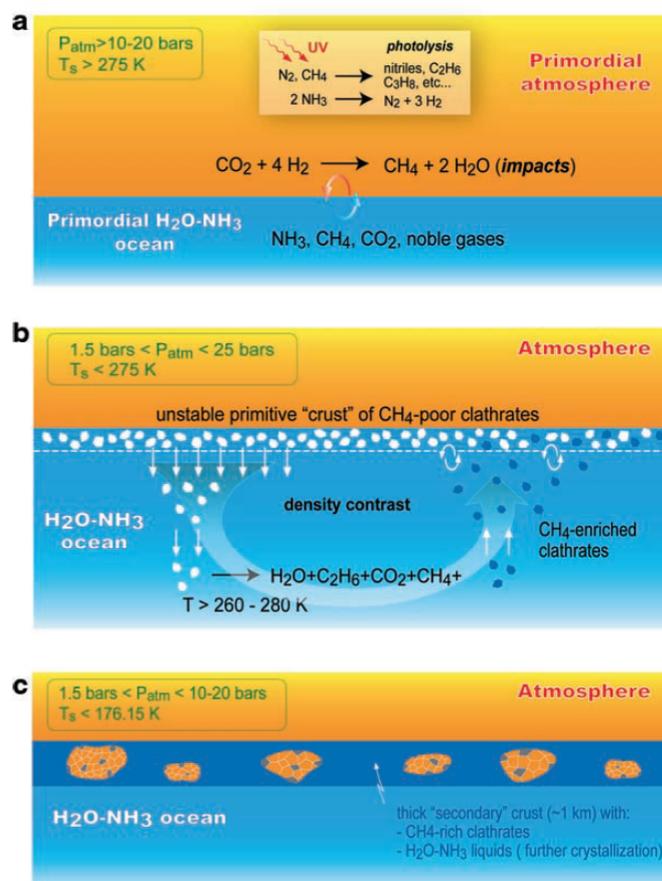


図 3.4: タイタンの原始海・原始大気間の相互作用を示す。このシナリオでは、形成初期にメタン包接化合物の形成が起き、地殻に富む。(a) 蒸気圧と大気における初期の光化学反応を制御するための交換が起きる。(b) 冷却時、境界ではメタンに乏しい高密度の包接化合物が形成し、沈む。海の中では、メタン包接化合物形成と大気ガスの放出が起き、メタンに富む包接化合物の形成される。(c) 海から大気を隔離するようにメタンに富む包接化合物が独立した層を形成する。形成期において、この地殻は海から若干量の液体を捕捉し、冷却することで水氷とアンモニア水和物を形成した (Choukroun 2007)。

度を持ち、それゆえ海の底に向かって沈む傾向にあるだろう。海中の包接化合物の進化をコントロールする要素として次の3つが挙げられる。(1) 初期の海洋において窒素とエタンは皆無かそれに近いほどの存在量である。(2) 二酸化炭素の溶解度は大きく(3%あるいはそれ以上)、圧力とともに増加する。(3) 対照的に、メタンの溶解度はとても低い(数十MPaで0.1%以下)。これらを考慮すると、熱力学平衡下において、メタンに欠乏した包接化合物、つまり包接化されたN<sub>2</sub>、エタン、CO<sub>2</sub>が沈降することによって、そのガスの一部(すべてではない)が放出されることが示唆される。その結果形成された包接化合物はより多くのメタンを含み、これによりおそらくクラスレートと海水の間の密度が逆転し、メタンに富む包接化合物が表面に向かう浮力上昇を促すと考えられる。

大気冷却の最終段階では、光化学によって気体の分圧が変化し、小規模な化学組成の進化を伴う包接化合物の形成が発展する。結局、よりメタンに富む包接化合物が大量に海と大気の境界に蓄積し、固体が分離した層を形成する。ガスと水の混合物がもつ特有の冷却段階によって包接化合物の形成が起きる室内実験では、固体の構造は雪のように高度な空隙率を持つ。Genov et al. (2004) では空隙のある包接化合物の成長を研究し、巨視的にも空隙を持つことを示す。成長によってできる空隙は、厚い包接化合物層の内部に少量の原始海の水を留める方法として示唆されている (Fortes et al. 2007; Choukroun et al. 2008; Choukroun et al. 2009)。もし、溶液内にアンモニアや硫酸イオンが存在したなら、溶液を含む地殻が冷却によってさらなる進化を起こすことにより、純粋な氷やアンモニア水和物 (Choukroun et al. 2008; Choukroun et al. 2009) あるいはアンモニア硫酸塩、もしくはその3つの分子種すべて (Fortes et al. 2007) の凝固が起きる。地殻形成の速度は算出されていないが、地殻成長は以下に述べられる発展的な速度を持つと示唆される。(i) 最初の段階では、温度が 270 K 以上で速度は遅く、このとき前述の反応と包接化合物の浮力による移動が起きる。(ii) ひとたび表面に薄い包接化合物層の形成が始まると、反応速度が増加する。(iii) ガスの拡散が厚い固体層を通過することによって制御されるようになると、大気と海水の間で化学物質の交換がより困難になり、最終的に成長速度は遅くなる。故に、アンモニア水和物の凝固点まで大気が冷却した段階までには、メタンに富む包接水和物の被覆層が形成されただろう (図 3.4c)。

大気メタンの一部が包接化合物の形成と冷却過程の間に、原始地殻に加えられた可能性があるが、この割合は小さいまま保たれる。対照的に、Osegovoic and MaX (2005) はガス混合物から包接化合物が形成される間、水分子が十分な量存在する限りは、該当するゲスト分子が完全に消費され、最終的にその物質は周囲の環境から取り除かれることを示した。これが起きるのは海水が原始大気と直接接するときである。固体地殻が形成される前に、包接化合物になりやすい Xe は原始大気から完全に取り除かれ、海水の底の分子量の大きな包接化合物 (主に  $\text{H}_2\text{S}$  と Xe からなる) 層に蓄えられるだろう (図 3.3b)。

### 3.5.3 揮発性物質の内部リザーバー

集積の末期には、内部の未分化の部分だけが大量の揮発性物質を保持することができる。一方で原始コアの外側の領域のほとんどが温かい液体の水で構成される ( $T \geq 300 \text{ K}$ )。これに対しては多くの種類のガス化合物が大変低い溶解度を持つ。その結果、大量のガス化合物、特にメタンが原始大気と表面に存在する可能性がある。対照的に、アンモニアは水に対して高い溶解度を持つので、ほとんどのアンモニアが液相内に保持され、比較的小さい割合のみ液相から吐き出されて窒素に変換される。もともと材料物質に存在したメタンのほとんどが原始大気となり、強い大気散逸と太陽からの強い UV による光分解との複合効果により集積後短期間に失われた。

初期の時代が終わると、保持されているメタンのほとんどが未分化の原始コアに蓄えられる。タイタンの総質量の 15 % から 25 % に相当する未分化コア ( $R_{\text{proto-core}} = 1,400\text{-}1,600$

km) に対し、材料物質内の水に対するメタン質量比が 1 %, ケイ酸塩質量比を 50 % と仮定すると、メタンの獲得することができる総質量は  $1 - 1.7 \times 10^{20}$  kg, つまり現在大気に存在するメタンの質量 (Niemann et al. (2005) によると  $2.8 \times 10^{17}$  kg と見積もられる) の 360 から 610 倍という値になるだろう。冷たい原始コア内のメタンは包接水和物の形で安定に存在する (e.g. Loveday et al. 2001) が、原始コアの転倒が起きると放出されるだろう (Lunine and Stevenson (1987) では、集積後約 0.5 Gyr). 分離した岩石コアを形成する内部分化作用は内部を構成する異なる物質 (ケイ酸塩、氷、液体の水、水和物など) 間の密度差によって引き起こされる。より軽い物質は表面に向かって上昇し、一方でより密度の高い物質 (ケイ酸塩) は中心に向かって集まる。

図 3.5a は Croft et al. (1988) で実験的に決定された体積弾性率を用いて、算出された対象物質の密度 (圧力の関数) を示す。

$$\rho = \rho_0(T_0, P_0) \times \left[ \frac{K'_0}{K_0} + 1 \right]^{1/K_0}$$

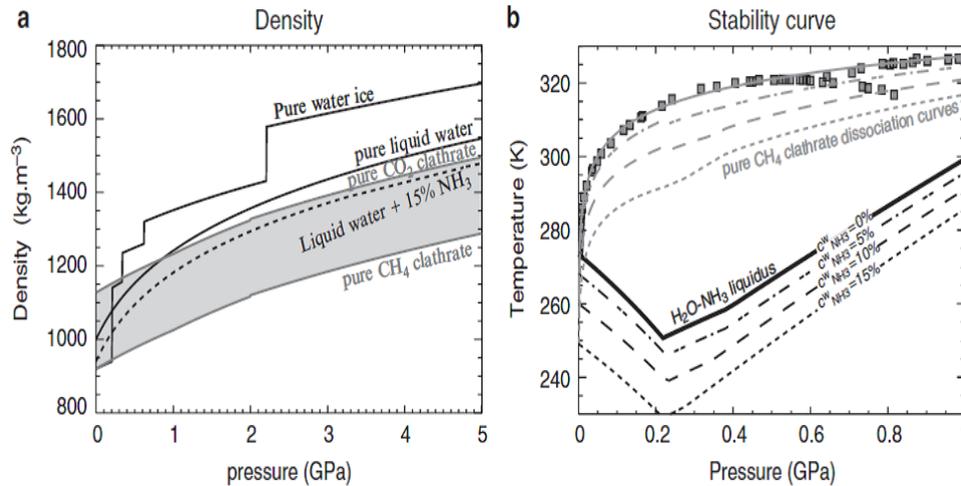
ここで  $\rho_0$  は基準圧力  $P_0$ , 基準温度  $T_0$  における密度,  $K_0$  は等温体積弾性率,  $K'_0$  は体積弾性率の圧力導関数である。表 3.1 はそれぞれの物質のパラメータの実験値を集約する。アンモニア水系におけるこれらのパラメータは Croft et al. (1988) にしたがって算出される。メタン水和物とアンモニア水和物系における基準圧力下の密度は, Loveday et al. (2001) と Loveday and Nelms (2003) で与えられる平均分子体積  $V_{mol}$  と水に対する混合比から算出される。ガス包接化合物系においては、密度はゲストガス分子に依存する。Sloan (1998) によると、純粋なメタンの包接化合物の密度は 1 気圧下において  $920 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ , 一方で二酸化炭素の包接化合物は  $1,130 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  である。ここでは便宜上、メタンの包接化合物と二酸化炭素の包接化合物が同じ圧力依存性を持つと仮定する。圧力がどのような値であっても、純粋なメタンの包接化合物はもっとも密度が小さい物質であり、低圧下の水氷の密度と等しい ( $P < 0.2 \text{ GPa}$ )。液体の 15 % アンモニア水と比較しても、メタン包接化合物は 2 % ほど低い密度を持つ。よって、主にメタンで構成される包接化合物のみがアンモニア水より低い密度を持ち、内部分化の間に始原的なアンモニア水の厚い層を通過し、上昇することができるだろう。

また、メタンに富む包接化合物が上昇し、アンモニア水層の上端へ蓄積するかどうかはこの包接化合物のアンモニア水に対する安定性に依存する。簡単にするため、メタン包接化合物の安定性を議論する上で、マイナーなガス化合物の効果は無視する。水溶液中の純粋なメタン包接化合物の安定曲線は、多項式フィッティングをすることで、広範囲の圧力 (Solan 1998) における有効な実験データからパラメータ化することができる。

$$T_d^0 = 266.4 + 21.1 \times \log(P)$$

ここで、 $T_d^0$  は水-メタンの 2 成分系における解離温度 (K) であり、 $P$  は圧力である (MPa)。

メタン包接化合物の生成にアンモニアの抑制効果を担うと疑われてきたが、最近になっ



**Fig. 3.5** (a) Density of different materials potentially present within Titan's interior as a function of pressure (b) Stability curve of methane clathrate hydrate compared to the melting curve of ice for different ammonia mass fractions in the liquid phase. Squares represent experimental data given by Dyadin et al. (1997). Curves with similar line styles correspond to the same ammonia fraction

図 3.5: (a) タイタン内に潜在的に存在する物質の圧力の関数としての密度. (b) 液体のアンモニア水の質量比を変えた氷の融解曲線と比較したメタンの包接水和物の安定曲線. 図の四角は Dyadin et al. (1997) の実験データを表し, 同じ形状の曲線は同じアンモニア分率に対応している.

てようやくこの安定性における実際の効果が実験的に調べられるようになった (Choukron et al. 2008). これまでの成果によると, NH<sub>3</sub> 濃度が 7.5 % のとき最大 20 K 元の位置より解離曲線を平行に落とすことができると示唆される. 新たな実験的な制約が乏しいところでは, メタン包接化合物の安定性に対するアンモニアの効果はよく知られているアンモニア-水の 2 成分系から見積もることができる (e.g. Grasset and Pagamin 2005; Choukron and Grasset 2007). それには塩の水溶液中の包接化合物の安定性に対して提案されたパラメータ化を用いる (Sloan 1998).

$$T_d^{xNH_3} = \left\{ \frac{1}{T_d^0} - \frac{n\Delta H_m}{\Delta H_d} \left[ \frac{1}{T_m^0} - \frac{1}{T_m^{xNH_3}} \right] \right\}^{-1}$$

ここで,  $T_m^0$  と  $T_m^{NH_3}$  はそれぞれ純粋な水とアンモニア水の系における氷の融解温度であり, Grasset and Pargamin (2005) の方法で算出される.  $\Delta H_d$  はメタン包接化合物が液体の水とメタンガスに解離する時のエンタルピー,  $n$  は水和数 ( $\Delta H_d/nR$  は 1,090 K と見積もられる),  $\Delta H_m$  は氷が純水に融解するときのエンタルピーである (273.2 K では 6,008 J · mol<sup>-1</sup>, Sloan (1998)).

図 3.5b に示すように, アンモニアはメタン包接化合物の安定性を, アンモニア水溶液の結晶点を下げるのとほぼ同じ程度下げている. 核の転倒の間に放出されるメタンの包接化合物のほとんどが液層の上端まで上昇し, 原始地殻の直下に蓄積するだろう. また, メ

**Table 3.1** Parameters to compute the density as a function of pressure

	Reference pressure $P_0$ (GPa)	Density at $P_0$ $\rho_0$ ( $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ )	Isothermal bulk modulus $K_0$ (GPa)	$K'_0$	Reference
Ammonia-water	$10^{-4}$	Computed at $T = 300\text{K}$	Computed at $T = 300\text{K}$	Computed at $T = 300\text{K}$	Croft et al. (1988)
Ice					
Ice I	$10^{-4}$	920	9.2	5.5	Sotin et al. (1998)
Ice III	0.207	1,140	8.5	5.7	Sotin et al. (1998)
Ice V	0.34	1,235	13.2	5.2	Sotin et al. (1998)
Ice VI	0.62	1,320	14.9	6.6	Sotin et al. (1998)
Ice VIII	2.21	1,460	24	4.15	Hemley et al. (1987)
Methane hydrate					
MHI	$10^{-4}$	920	$\sim 10^b$	4	Loveday et al. (2001)
MHII	1	1,025	$\sim 15^b$	4	Loveday et al. (2001)
MHIII	2	1,120	$\sim 25^b$	4	Loveday et al. (2001)
Ammonia monohydrate					
AMHI	$10^{-4}$	960	8.9	4.2	Loveday and Nelmes (2003)
AMHIV	3	1,355	$\sim 100$	4	Loveday and Nelmes (2003)

表 3.1: 圧力の関数としての密度を算出するためのパラメータ

タンの一部は海水に溶解して蓄積され、二酸化炭素、一酸化炭素も同様に他の揮発性分子種と共に蓄えられるかもしれない (Tobie et al. 2009).

### 3.6 特筆すべき問題

#### 3.6.1 窒素の起源

$^{36}\text{Ar}/\text{N}_2$  の値が非常に低いことから、タイタンの窒素源はアンモニアであるという Owen (1982) による元々の示唆は、 $\text{N}_2$  と  $\text{NH}_3$  の揮発性と水氷への親和性が大きく違うことと、そして  $\text{N}_2$  とアルゴンがほぼ同じ蒸気圧を持つことに基づく。したがって、もしタイタンの  $\text{N}_2$  の始原的なキャリアーが窒素分子そのものだと仮定するなら、 $\text{Ar}$  と  $\text{N}_2$  の両方が凝縮するほど冷たい環境において、凝縮相でのそれぞれの存在度は原始太陽系存在度 (例えば、Anders and Grevesse 1989 における  $\text{Ar}/\text{N}_2$  比では約 0.1) に近づくだろう。このことはガスが水氷の中に吸収されるもしくは包接化合物を形成するかどうかで幾分か変動する可能性があるが、オーダーが変わるほどのものではないだろう (Lunine and Stevenson 1985; Owen and Bar-Nun 1995)。したがって、 $\text{Ar}/\text{N}_2$  比は 0.01 から 0.1 の間の値になると考えられるが、実際の観測値<sup>7</sup>より 3 から 4 桁ほど高い。要するに、アルゴンを捕捉するほどの低い温度まで達しない星雲内で形成された、あるいは化学的な転換を経験した微惑星から、より揮発性の低い物質の形で窒素はタイタンに運びこまれたと推論できる。アンモニアはもっとも窒素のキャリアーとしてふさわしいと一般的に考えられている (Hunten 1978)。なぜならアンモニアは彗星中に見られ (e.g. Kawakita et al. 2007), 原始太陽系星

<sup>7</sup> $10^{-6}$ - $10^{-7}$  (Neimann et al., 2005)

雲より高い圧力を持つ周土星円盤<sup>8</sup>において比較的安定であり (Prinn and Fegray 1981),  $N_2$ , Ar と比べて不揮発性で, 水氷と水素結合しやすいからである. よって, タイタンの内部には大量のアンモニアが存在するはずであり, そこから光化学反応や衝突によって大気中の窒素分子が得られた.

Atreya (1986) によると,  $NH_3$  から  $N_2$  への光化学的変換が起きる最低温度は中間生成物であるヒドラジン  $N_2H_4$  の凝縮によって決められ, その値は 130 K と見積られる. また, 最高温度はおよそ 200 K であり, この温度以上では水の蒸気圧が高くなるため, アンモニアの光分解が妨げられる可能性がある. 現在の紫外線フラックスの条件下では,  $N_2$  の存在度を満たすにはオーダーで  $10^8$  年必要であり, これはこれまでの考察に比べて非常に長い. しかし, 太陽系誕生から数千万年の間は, 波長が 2000 Å より短い紫外線フラックスは数桁程強かった (Zahnle and Walker 1982). アンモニアが紫外線光子にさらされることができたと仮定すると, UV の作用する領域にアンモニアが存在できるほど大気が十分温暖な間に, 十分な量のフラックスが存在したと考えられる. アンモニアの光分解が起きる 2000 Å よりもさらに短い波長ではメタンの光分解が起きるが, UV 光子の遮蔽の効果は小さい. Adams (2006) ではこれらの考えを定量化し, 数 bar の窒素が光化学的に生み出されると結論されている. 7 章では, 光化学モデルをより詳細に述べる.

もし妥当な大気条件であれば (高比率のアンモニアと低比率の水で構成), 衝突により大気に窒素が加えられる可能性があり, 現在の大気存在量の数倍から 20 倍の窒素が生成される (Jones and Lewis 1987; McKay et al. 1988). しかし, タイタンの重力が小さいことを考えると, 巨大衝突により顕著な大気浸食が起き, 著しく大気が損失し,  $N_2$  の生成の効率が高い必要がある. アンモニアの  $N_2$  への転換の効率はともかくとして, 必ず衝突は起きる. そして主に問題なのは, 衝突が現在の大気には影響を残していないのか, それとも地表と大気に影響を与えているのかということである. 衝突による大気の損失は窒素の重い同位体が富む方法としては非効率であるため, 地球の  $^{15}N/^{14}N$  比の 1.5 倍という若干の分別 (Niemann et al. 2005) は大量の大気が損失する間に得られた可能性もある.

タイタンの初期大気におけるアンモニアから窒素への転換は少なくとも 2 つのメカニズムで起きる可能性があるが, アンモニアがタイタンでは全く検出されないことに注意しなければならない (ただし, ACP のデータを除く - Israël et al. 2005 - ACP のデータによると  $NH_3$  はエアロゾルの化学物質として適当なものである). エンセラダスのプルームはアンモニアの証拠をはっきりと示すが (Waite et al. 2009), タイタンの表面にアンモニアが存在するという分光学的な証拠はない (しかし, カッシーニの VIMS の大気メタンの吸収特性を利用してアンモニアを検出することは極めて難しい). 氷火山活動による地形 (とマグマの物質特性) の特徴がよく知られていないため, カッシーニに搭載されているレーダーのデータによる氷火山の噴出物の証拠 (Lopes et al. 2007) はアンモニアの存在を直接的には示唆しない.

アンモニアの仮説において希ガスである Kr と Xe が存在しないことがより厄介な問題

<sup>8</sup>現在は光学的に厚い円盤では形成した衛星が落下してしまうので逆

である。これらの希ガスは存在が予想される (Hersant et al. 2008) けれども、ホイヘンスの GCMS を用いた大気最下層においては検出されなかった (Niemann et al. 2005)。表面における包接化合物形成により Kr と Xe は取り除かれるが、Ar はあまり取り除かれまいと考えられる (Lunine and Stevenson 1985; Thomas et al. 2007)。したがってタイタン大気のアルゴンの欠乏はアンモニアが大気中の窒素分子の原材料であることを示唆する。しかし、Jacovi and Bar-Nun (2008) は太陽系の歴史を通じて、光化学反応により形成されたもやにより 3 つすべての希ガスの吸収が起き、窒素との比が太陽系元素存在度に相当する量のアルゴンが取り除かれることを示す実験を報告した。もし、その実験と彼らの示唆が正しく、そして光化学エアロゾルが衝突によって破壊されずに表面に保持されるならば、アルゴンの存在度はエアロゾルによる吸収によって得られる可能性があり、窒素がアンモニアの形でタイタンにきたのではない可能性がある。希ガスの隔離に関する様々な可能性の評価は、水氷の地殻と固体有機物のもやで構成されている表砂のサンプルを熱し、分析する必要があるだろう (Paganelli et al. 2008)。タイタンへの着陸ミッションが野心的な目標の 1 つとなるだろう。

### 3.6.2 メタンの起源

タイタンについていまだ議論の最中にある問題の 1 つが大気メタンの起源である。この問題は集積した揮発性物質がどのような形 (包接水和物, 純粋なメタン氷, 非晶質氷の中に捕捉される) で取り込まれたのかということとは独立した問題である。メタンは始原的なものなのか? つまり、メタンは土星の周惑星星雲内においてタイタンに集積したのか? あるいは、炭素が違う形 ( $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ) で集積し、内部進化によりタイタンの中で生成されたのか? メタンが現在の大気存在度 (表面付近では 5 % 近い, Niemann et al. 2005) を示すことからくる 1 つの補題は、メタンの補填過程の存在と短い期間における光化学反応による  $\text{CH}_4$  の不可逆的な消失のバランスについてである (Yung et al. 1984)。

#### 3.6.2.1 $\text{CH}_4$ あるいは $\text{CO}/\text{CO}_2$ の集積

3.3 節で議論されたように、彗星中では  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CH}_4$  がかりうじて検出されるほど少量であるのに対し、 $\text{CO}$  と  $\text{N}_2$  が大量に存在することが報告されている (Bockelee-Morvan et al. 2004 とそのリファレンス)。彗星組成, 原始太陽系星雲全体組成, タイタンの大気組成がそれぞれ相異なることは、星雲またはタイタンの進化経路が多様であることが原因である可能性がある。表 3.2 に周惑星星雲における土星とタイタンの形成モデルについてまとめ、それぞれから予想される組成と最近のカッシーニとホイヘンスの観測結果を比較した。

Lewis(1972) の研究の後、原始太陽系星雲では  $\text{NH}_3$  と  $\text{CH}_4$  と比較して  $\text{N}_2$  と  $\text{CO}$  が卓越することが示唆された。Lewis and Prinn (1980) の化学モデルは原始太陽系星雲において、 $\text{CO}$  から  $\text{CH}_4$ ,  $\text{N}_2$  から  $\text{NH}_3$  への転換の反応速度が動径輸送あるいは熱進化の速度より遅いことを示した。その結果、原始太陽系星雲において優勢的に存在する炭素化合

物と窒素化合物は CO, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub> であったと予想され、彗星組成と調和的である。Prinn and Fegley (1981) は木星の衛星の化学組成に焦点を当て、木星の周惑星星雲の進化のモデリングを行った。同じ化合物の転換速度を計算することにより、彼らは以下のことを発見した。(1) 熱化学平衡下では、星雲において太陽から離れば離れるほど、凝縮過程の終点における CO と N<sub>2</sub> の量が減少する。(2) 木星の周惑星星雲で起きる鉄触媒反応により NH<sub>3</sub> と CH<sub>4</sub> が豊富に存在可能になる。つまり、このモデルは木星の衛星には一酸化炭素や窒素分子と比べてより大量のアンモニアとメタンが集積したと予想する。Prinn and Fegley (1981) のモデルを土星の周惑星星雲に当てはめると、同様の比較存在度が導かれる。しかし、このモデルは高いガス分圧を持つ光学的に厚い周惑星円盤を考慮しており、ここでは、定常的な冷却が進むことを仮定している。

Mousis et al. (2002) で提案されているようなより新しいモデルでは、円盤が薄くなった段階では、Prinn and Fegley (1981) によって調べられた転換速度がより遅くなること が示されている。Mousis et al. (2002) では、光学的に薄く、ガスが欠乏した周土星円盤における乱流進化モデルが計算された。彼らは、周土星円盤では CO から CH<sub>4</sub> の転換と N<sub>2</sub> から NH<sub>3</sub> の転換のどちらも起きないと示唆している。しかし、Mousis et al. (2002) で提案されている凝縮の一連の過程と揮発性物質の捕捉方法によると、周囲をとりまく原始太陽系星雲から周土星星雲に供給される物質は CH<sub>4</sub> と NH<sub>3</sub> に富んでいる可能性がある。このモデルが仮定している包接水和物とアンモニア水和物の形成は Gautier et al. (2001), Hersant et al. (2004), Hersant et al. (2008) の乱流進化モデルによって予想されたものと調和的である。しかし、Mousis et al. (2002) のモデルは土星に集積する大量のガスを考慮しておらず、大変薄い円盤の場合のみ有効である。ただし、Mousis et al. (2009a) は土星自身への揮発性物質の運搬を考慮している。

Alibert and Mousis (2007) と Hersant et al. (2008) のそれぞれ異なる 2 つのモデルが、土星観測により得られた高い炭素存在度、そしてタイタンに大量に CH<sub>4</sub> が存在することに説明を与えている。Alibert and Mousis (2007) は周惑星星雲内で起こる化学反応と、CO<sub>2</sub> と CO が CH<sub>4</sub> へ転換する速度を再考し、また、Sekine et al. (2005) によって 10<sup>-2</sup> bar の圧力下で得られた実験データに基づき、低圧な周惑星星雲におけるフィッシャートロプシュ触媒反応の効果を考慮した。タイタンの位置とほぼ同等である土星軌道においては、CO から CH<sub>4</sub> への転換が非常に効率よく起こる可能性があることが彼らの計算で示唆され、その速度は CO<sub>2</sub> が CH<sub>4</sub> へ転換する速度の 100 倍である。要するに、タイタンにおいて大量の CH<sub>4</sub> が維持され現在も存在することが期待される。またこのモデルでは、大量の窒素がタイタンの内部に集積し、アンモニアはほとんど集積しなかった可能性がある。Hersant et al. (2008) のモデルでは、N<sub>2</sub> と CO の捕捉前に星雲内の H<sub>2</sub>O が全て枯渇し、揮発性物質の包接化合物の形成過程が早く終わってしまうことで、土星の炭素、窒素、硫黄が異なる富み方をしていることが説明される。もしタイタンに同様の考察を適用するのであれば、メタンは大量に集積する一方で、CO は存在しない、あるいは非常に少ない量となるべきである。またタイタンの窒素は始原的なものではない可能性が高いと期待され、これらのことは GCMS の結果 (Niemann et al. 2005) と調和的なようだ。原始土星の方向へ移動する微惑星からアルゴン、窒素、一酸化炭素が枯渇することを述べた一番最近のモデルである Mousis et al. (2009b) もそうであるが、どちらのモデルもタイタ

**Table 3.2** Synthetic comparison between selected formation models, associated predicted compositions for Saturn and Titan, and actual Cassini measurements (CIRS at Saturn; CIRS, INMS, and GCMS at Titan)

Stage; comparison	P&F 1981	MGB 2002	A&M 2007	HGTL 2008
Solar Nebula	CO, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> , NH <sub>3</sub>	CO, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> , NH <sub>3</sub>	CO, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> , NH <sub>3</sub> , CO <sub>2</sub> , Ar, Kr, Xe, H <sub>2</sub> S	CO, CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> , NH <sub>3</sub> , CO <sub>2</sub> , Ar, Kr, Xe, H <sub>2</sub> S
Trapping form	Condensation and ammonia hydrates	Clathrate hydrates and NH <sub>3</sub> hydrates	Clathrates, ammonia hydrates and CO <sub>2</sub> ice	Clathrates, ammonia hydrates and CO <sub>2</sub> ice
Preferential trapping	No	CH <sub>4</sub> and NH <sub>3</sub> , no CO	No	No
Saturn subnebula	Conversion of CO and N <sub>2</sub> to CH <sub>4</sub> , NH <sub>3</sub>	No conversion due to low reaction rates	CO to CH <sub>4</sub> (Fischer-Tropsch catalysis)	H <sub>2</sub> O depletion before CO, N <sub>2</sub> , Ar, Kr
Saturn atmosphere	CH <sub>4</sub> , NH <sub>3</sub>	CH <sub>4</sub> , NH <sub>3</sub>	High CH <sub>4</sub> , NH <sub>3</sub> , N <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> , Ar, Kr, Xe, H <sub>2</sub> S	High CH <sub>4</sub> , NH <sub>3</sub> , CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S; low CO, Ar, Kr, Xe
Compatibility with measurements	No enrichments with respect to nebula	No differential enrichments	Large N <sub>2</sub> and noble gases	Good compatibility
Titan (bulk)	CH <sub>4</sub> , NH <sub>3</sub>	CH <sub>4</sub> , NH <sub>3</sub>	High CH <sub>4</sub> , NH <sub>3</sub> , N <sub>2</sub> , CO <sub>2</sub> , Ar, Kr, Xe, H <sub>2</sub> S	High CH <sub>4</sub> , NH <sub>3</sub> , CO <sub>2</sub> , H <sub>2</sub> S; Little to no CO, N <sub>2</sub> , Ar, Kr, Xe
Titan atmosphere	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> from NH <sub>3</sub>	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> derives from NH <sub>3</sub> conversion post-formation	CH <sub>4</sub> , high primordial N <sub>2</sub> , some N <sub>2</sub> from NH <sub>3</sub> , Ar, Kr, Xe	CH <sub>4</sub> , N <sub>2</sub> from NH <sub>3</sub> only, little to no CO, primordial N <sub>2</sub> , Ar, Kr, Xe
Comparison with measurements	Insufficient components to compare with data	Insufficient components to compare with data	N <sub>2</sub> abundance too high, presence of Kr and Xe, large CO <sub>2</sub>	No Ar and CO predicted
Possible explanation for discrepancy with measurements			Trapping of Kr and Xe as clathrates (Thomas et al. 2007)	Some CO, N <sub>2</sub> , and noble gases in mixed clathrates or ices

P&F 1981: Prinn and Fegley, 1981; MGB 2002: Mousis et al. 2002; A&M 2007: Alibert and Mousis, 2007; HGTL 2008: Hersant et al. (2008).

表 3.2: 選ばれた形成モデル間の全体的な比較. 土星とタイタンにおいて予想される組成とカッシーニの観測値 (土星では CIRS; タイタンでは CIRS, INMS, GCMS) を載せる.

ンにおける炭素の大部分は CH<sub>4</sub> として集積すべきだと示唆する. これはタイタンのメタンは始原的なものであることを示唆する.

しかし, Alibert and Mousis (2007) と Hersant et al. (2008) のモデルによると, 大量の CO<sub>2</sub> もまたタイタンに集積すると期待される. タイタンが形成され, その後の内部進化の間に, 内部深くの高圧な環境では, 水とケイ酸塩に接した CO<sub>2</sub> の転換によって CH<sub>4</sub> が形成される可能性がある (Aterya et al. 2006). CO<sub>2</sub> はタイタンにおいて明瞭には検出されておらず, 大気に見出されているものは磁気圏からの O イオン, OH<sup>9</sup> イオンが CO と光化学反応することで CO<sub>2</sub> が大気中に生成されたものと見られている (Horst et al. 2008). メタンが主にタイタン内部で生成されるという仮説の検証をするためには, 氷火山活動による脱ガスが起きる場所で CO<sub>2</sub> を検出するミッションが必要となるだろう. また, 高圧化における固体もしくは液体, 包接化合物として捕捉された CO<sub>2</sub> は液体の水, あるいはアンモニア水より密度が大きいことを念頭に置かなければならない. 従って, CO<sub>2</sub> が確かに存在するかどうかは, すぐには判断することができない. そして CO<sub>2</sub> は蛇紋石化過程においてメタンの原料となる可能性がある. この内部で生成するメタンは地殻の下に存在する液相を通して上昇する可能性があり, 氷の地殻にメタン包接化合物の形成を引き起こす可能性がある. よって, タイタンのメタンの起源はまだ明らかにはなっていないけれども, 2 つの考察が妥当と思われる. (1) 現在タイタンで見られるメタンの一部は周土星星雲から集積し, 内部深くに取り込まれた. (2) メタンの起源がどうであれ, 新しいメタンを大気にもたらすためには, 内部の熱流様式の変化を反映するような地殻の進化により, タイタンの歴史を通して脱ガスが起きる必要がある.

<sup>9</sup>本文では Oh

### 3.6.2.2 氷火山活動によるメタンの補充

タイタンを形成する微惑星とともにメタンが集積することは、妥当なモデルで説明することができる。しかし、大気中のメタンの光化学分解による消失速度 (Yung et al. 1984) を考えると、現在のメタンの存在度を維持するためには補充過程が必要となる。タイタンではいくつかメタンのリザーバーが期待されてきた。まず、メタンの全球的な表面海 (Sagan and Dermott 1982) あるいはメタン + エタンの全球的な表面海 (Lunine et al. 1983) が挙げられる。さらに氷火山活動イベントの際に解離する内部深くの包接水和物 (Lunine and Stevenson 1987; Tobie et al. 2006)、深部のメタンの海 (Stevenson 1992)、多孔質の氷のレゴリス (Kossacki and Lorenz 1996) も挙げられる。カッシーニ・ホイヘンスのミッションによって得られた結果によると、表面海が見つからなかった (e.g. Tomasko et al. 2005) ため、最初の 2 つの仮説が除外される。タイタン表面の湖に含まれるメタンの推定体積 (Stofan et al. 2007) は一時的に現在のメタンの存在度まで補充するのに十分 (Mitri et al. 2007) であるが、タイタンの歴史を通して大気メタンを維持することはできない。深部の全球的な海と内部のメタンの包接化合物リザーバー、そして多孔質のレゴリスの仮説は現在排除されている。この章のテーマと一貫性を保つために、ここではメタンの補充過程として見込みのある氷火山活動の推定に注目する。さらなる描像や他の仮説に関しては 7 章を参照されたい。

タイタンにおける氷火山の活動に関連する潜在的な表面の特徴はカッシーニに搭載された VIMS (Sotin et al. 2005) と CRM (Lopes et al. 2007) によって画像化されてきた。地球や金星、イオのようなケイ酸塩の火山活動とは対照的に、氷衛星の氷火山活動は根底に重大な問題をはらむ。氷の融解により生成される液体の水は固体より密度が高いため、純粋な  $H_2O$  系では、氷地殻において液体の水の噴出を観測することは物理的に不可能である。よって、氷火山の源は 2 つの条件を満たさなければならない。(1) ケイ酸塩火山活動のアナロジーで考えると、氷の部分溶融は 2 成分もしくは多成分系で起きなければならない。(2) 溶解によって生成される液体は水氷もしくは包接化合物より低密度でなければならない。その上、気体メタンが水溶液に対し非常に低い溶解度を持つという制限がある (10 MPa でおよそ 0.1 %、これは現在の内部の液体層の界面に相当する)。たとえメタンに飽和した氷マグマがタイタンの表面に達したとしても、約  $2.8 \times 10^{17}$  kg のメタンを含む大気 (Niemann et al. 2005) を一度だけ入れ替えるために、およそ  $3 \times 10^8$  km<sup>3</sup> の氷溶岩が放出される必要がある。その体積は、過去 10 - 100 Ma の期間において、タイタン表面全体に溶岩が 3.8 km 分堆積することに相当する (Choukroun 2007; Choukroun et al. 2008; Choukroun et al. 2009)。タイタンのクレーター密度 (が低いこと)<sup>10</sup> から、表面年齢は 100 Myr から 1 Gyr と見積もられており (Lorenz et al. 2007)、メタンに飽和した液体の氷マグマの放出とは調和的でない。よって、十分な量のメタンを補充するためには、氷マグマはタイタンに蓄積された包接水和物を解離させる必要があると思われる。

過去の節で記述されたタイタンの集積直後の構造と熱進化について考察すると、タイタンの歴史を通して起きた氷火山活動によるメタンの放出は、全く異なる 2 つの様式で起き

<sup>10</sup>低いという言葉はあまり適切ではない

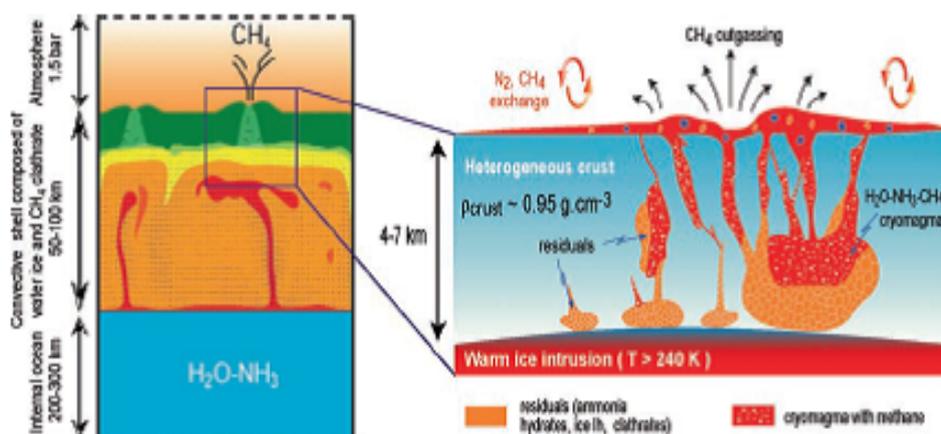
ると予想される。熱伝導率が低い地殻にタイタンが覆われる効果を初めて考慮した Tobie et al. (2006) の熱進化モデルでは、メタン包接化合物に富む上部地殻が約 3.5 Gyr の間、内部の液相と接し続けることが示唆される。その後、内部海は固化し始め、包接化合物に富む地殻の真下に ice I 層が形成される。したがって、最初の 4 Gyr の間は、熱フラックスの急増により包接化合物の解離が“直接”起きた可能性がある。Tobie et al. (2006) では、地殻内の包接化合物から激しい解離が起こる可能性が高い 2 つのエピソードが示されている。1 つは核の転倒が起き、内部の未分化コアから大量の包接化合物が放出された後である。そこでは熱フラックスのピークを伴う。もう 1 つは、タイタンの内部進化が始まってからおよそ 2 Gyr 経過後であり、ここではケイ酸塩コア内で対流が始まり、非常に大量の熱が岩石コアから放出される。どちらのエピソードでも、タイタン内部から放出される大量の熱により、内部の液層が断熱的に昇温し、その結果包接水和物の解離が、輸送の合間(核の転倒)、あるいは地殻から(核の転倒 + ケイ酸塩層における対流の開始による)起きる。そのようなシナリオにおいて、放出されるメタンの量は、メタンを維持するために必要な量の最大 8 倍多くなる (Tobie et al. 2006)。しかし、地殻層の底に氷の層が形成する約 3.5 Gyr より後では、コアから放出される熱が地殻の包接化合物に富む部分に達する前に、氷に熱の一部がいったん吸収される可能性がある。とはいえ、氷の層で対流が起き始めると、大量の熱が表面に向かって運ばれる。これは大量の脱ガスを伴う 3 つ目のエピソードとなる可能性がある。このエピソードにおける氷マグマとメタンの放出は現在も起きていていると考えられるが、先述の密度とメタン存在度の見地から問題点が残る。また、メタンの包接化合物は平衡熱分布下では、タイタン全体で安定である (e.g. Grasset and Paragamin 2005; Choukroun et al. 2008; Choukroun et al. 2009)。したがって、包接水和物の解離による氷火山活動のメタン放出を説明するためには、もう 1 つ異なる過程が予想される。

先行研究である Lewis(1971, 1972) 以来、大量のアンモニアが氷衛星の内側に存在すると予想されてきた。すでに述べたとおり、アンモニアは氷の融点を劇的に降下させ、 $\text{NH}_3$  が 33 wt % の共晶混合物のときに、最大 97 K の温度降下を引き起こす (e.g. Rollet and Vuillard 1956)。高濃度のアンモニア水の密度は、ice Ih<sup>11</sup> の密度より低い。例として、30 wt % のアンモニア水が挙げると、210 K より高い温度下では、 $0.920 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  より低い密度を持つ (Croft et al. 1988)。この特性により、アンモニアが氷マグマ成分のよい候補となる。しかし、タイタンの内部構造のモデルでは、内部液層のアンモニア濃度は 3 - 15 wt % と予想され (Grasset et al. 2000; Sohl et al. 2003; Grasset and Paragamin 2005; Tobie et al. 2006)、そのような混合物が、水氷やメタンの包接化合物より低い密度をもつ圧力温度条件は存在しない。ここからタイタンの内部海から氷マグマを直接作り出すことは不可能であることが強く示唆される。したがって Choukroun et al. (2008) は、タイタンの氷層において、アンモニア水和物が融解して形成するような氷マグマが生み出されることが示唆された。氷マグマの原料としてもう一つ考えられるものはアンモニア硫酸塩であり (Fortes et al. 2007)、これもまた氷の融点を降下させる。アンモニア硫酸塩は、初期に原始海とケイ酸塩が相互作用することで生じた硫酸塩とアンモニアが反応することで形成される可能性がある。しかし、これらの著者により提案されたモデルでは、 $\text{NH}_3$  か

<sup>11</sup>ice I とほぼ同義

ら  $\text{NH}_4^+$  への転換の速度が大変大きいことと、ケイ酸塩の完全な硫酸塩化が必要とされる。タイタンの氷の地殻においてアンモニア硫酸塩が存在するためのもうひとつの障害とは、320 K・大気圧下において、アンモニア硫酸塩が  $1.77 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$  という非常に高い密度を持つことである (Material Safety Data Sheet, JT Baker)。しかし、氷マグマの地殻における原料がどちらだとしても、もう一つの問題は包接化合物の解離である。むしろ、タイタンの内部の温度分布では、氷殻内に温かい氷が貫入する場合でさえ、メタンの包接化合物は安定である (e.g. Loveday et al. 2001; Choukroun 2007; Choukroun et al. 2008; Choukroun et al. 2009)。

Choukroun et al. (2008) では、 $\text{H}_2\text{O}-\text{NH}_3-\text{CH}_4$  系における圧力下でのメタン包接水和物の解離に関する最初の実験データが得られた。これらのデータは以下のことを示す。(1) メタン包接化合物の形成の抑制は Sloan (1998) によって予想されたものより強い。つまり、アンモニアが 7.5 wt % の場合、10 MPa における解離温度はおおよそ 10-20 K ほど低下する。(2) メタンの存在度、つまりメタンの分圧が低いほど、高圧下における解離温度は低くなる。これらのデータと氷に対する氷マグマの浮力に関する考察に基づき、現在のメタンの放出に密接に関わる氷火山活動のモデルが作られた (Choukroun et al. 2008)。図 3.6 はこのモデルをまとめたものであり、タイタンの内部構造 (Tobie et al. 2006; 4 章) と調和的である。このモデルでは、上昇に関わる温かい氷噴出物からの熱の拡散により、過去に地殻内に捕捉されたアンモニア水和物が融解する。アンモニア濃度が 30 wt % の高いメルトが形成され、周囲のメタン包接水和物と反応し、一部のメタンを自身に溶かし込む。また、これらのメルトは亀裂を通して内部海から移動し (Mitri et al. 2008)、地殻の包接化合物と相互作用する可能性もある。この反応が起きると、 $\text{NH}_3$  と  $\text{CH}_4$  の高い濃度を持つ氷マグマが形成される。しかし包接化合物の分解により、量にして  $\text{CH}_4$  の 5.75 倍もの  $\text{H}_2\text{O}$  が放出されてしまう。反応の割合によって、氷マグマの浮力は水氷に対し正のままであったり、あるいは負になる可能性もある。タイタン表面への  $\text{H}_2\text{O}-\text{NH}_3-\text{CH}_4$  マグマの噴出が起こる可能性がある一方で、 $\text{H}_2\text{O}$  濃度が上昇することで浮力は負になるが、大量に  $\text{CH}_4$  を放出して高圧環境を生み出し、氷の地殻を破壊し、その結果爆発的な噴火が起きる可能性がある。もし、 $\text{NH}_3$  ではなく、アンモニア硫酸塩が主要な作用物質だとしても (Fortes et al. 2007)、爆発的な火山活動は起こる可能性がある。Choukroun et al. (2008a, b) は、このような氷火山活動は非常に高濃度なアンモニア水和物が必要であるため、かなり局所的な場所のみでしか起きえないと示唆した。このことはタイタンにおいて氷火山の可能性のある地形がまれにしか見られないことと調和的である。また、Tobie et al. (2006b) が予想するように、メタン包接化合物が氷プルームの上を覆うといった配置で存在するならば、元々氷火山活動をしていた可能性がある Tui Reggio や Hotei Reggio のような平坦な地形 (Barnes et al. 2006) の形成に伴って、包接化合物の分解により放出されるメタンの量は、おおよそ 1 Gyr もの間、現在の表層のメタン存在量を維持するのに十分な量となる (Choukroun et al. 2008; Choukroun et al. 2009)。これらの結果から、タイタンの氷火山活動は局所的なスケールで起きる可能性があるにも関わらず、他の過程も想像できるが、タイタンの歴史におけるメタンの補填過程のよき候補となるようだ。熱力学モデルと同様に、内部の包接水和物の安定性に関するさらなる実験データが、タイタンの氷火山とメタンの脱ガスに関するよりよい制約を与えるために必要である。



**Fig. 3.6** Conceptual model of present-day cryovolcanism and associated release of methane. *Left:* cross-section of Titan's icy shell and computed convection motions within the ice underlying the clathrate-rich upper crust. *Right:* at the tip of convective plumes, melting of ammonia hydrates generates a low-density, ammonia-rich cryomagma that dissociates the clathrates and may release methane in the atmosphere via direct effusive eruption or explosive eruptions by increase in gas pressure. See text for details (modified after Tobie et al. (2006) and Choukroun et al. (2008))

図 3.6: 現在の氷火山とそれに関連したメタン放出の概念的なモデル。左: タイタンの氷の地殻とメタンに富む上部地殻の下の対流運動の断面図。右: 対流運動の上端では、アンモニア水和物のメルトが低密度でアンモニアに富む氷マグマを形成し、包接化合物を解離させる。直接噴火することやガス分圧の上昇による爆発的な噴火により、メタンが大気に放出される可能性がある。詳細は本文参照 (Tobie et al. (2006), Choukroun et al. (2008) を修正)。

### 3.7 ガニメデとカリストが大気を持たず、タイタンが持つのはなぜか

この“素朴な疑問”はこれら3つの巨大衛星の全球的な特性が非常に似ていることと、タイタンには存在する大気がガニメデとカリストにはないことに由来する。この疑問に対する答えは大まかに3つに分けることができる。

- タイタンはガニメデ・カリストより寒冷的な環境を持つ。土星形成領域の環境は一般的に木星より冷えていることが妥当である。しかし、木星における希ガスと揮発性物質のパターンに基づくと、この仮説は困難に直面してしまう。木星のパターンは木星の形成が大変冷えた環境で起きること、もしくは星雲温度が40 K程度であるより遠くからの微惑星を集積させることを必要とするようだ (Owen and Encrenaz 2006)。揮発性物質の凝縮と水氷内へのそれらの捕捉に関する異なる環境は、木星と土星のそれぞれの周惑星星雲に求めねばならない。この議論は、木星からの動径方向の距離に応じた氷/岩石比の強い勾配から、周惑星円盤での強い温度勾配が示唆されるガリレオ衛星系と調和的である (Lunine and Stevenson 1982)。
- タイタンの大気は衝突により生じた。Zahnle et al. (2002) は、タイタンの方がガニメデとカリストより衝突速度が体系的に遅く、ガニメデとカリストとは異なる揮

発性物質に富む氷物質 (本質的には、彗星) の衝突によってもたらされた大気が保持されることを指摘する。このモデルは注目を浴びている。なぜなら、2つの系の衝突速度の定量的な差異を示すことができるからである。しかし、タイタンよりかなり小さいエンセラダスの内部において、窒素、メタン、他の揮発性分子種が存在すること (Waite et al. 2006) はこのメカニズムでは説明できない。エンセラダスは揮発性物質に富む物質が周土星円盤物質のよりふさわしい速度で集積し、その結果これらの物質は原始太陽系円盤よりむしろ、土星周りのガス円盤から取り込まれることを示唆する。もちろん、タイタンは太陽系と土星の両方の供給源から物質を受け取った可能性があるが、タイタンとエンセラダスの組成について考えると、両方の物質を必要としない。

- (c) 3つの天体すべてが大気を得たが、磁気圏と太陽のUVによる散逸により、ガニメデとカリストの大気を取り除かれた。現在の窒素が主成分であるタイタンの大気は、地球の大気より安定ではない。太陽系の歴史にかけて損失したタイタン大気の窒素の割合は、現在タイタンに存在する窒素の10-20%に相当する (Strobel 1982)。カッシーニのデータは直接散逸によるメタンの損失は光化学的な破壊に拮抗しており (Strobel 2008; Yelle et al. 2008)、それゆえ、メタンの損失速度はタイタンの歴史において低く見積もられてきた。実際のタイタンの大気は少しばかり安定であり、太陽のUV、太陽風、そして磁気圏における荷電粒子の効果は土星より木星のほうが大きく、そして少なくともタイタンよりガニメデの方が衝突速度が大きいという事実が与えられるとすると、ガニメデとカリストの周りにタイタンのような大気が長期間安定に存在するは再評価されるべきである。

カッシーニ・ホイヘンスのデータにより、(a)、(b)、(c)の中でどれが、現在タイタンが大気を持ち、ガニメデとカリストが持たないことを説明する一番もっともらしい議論かを決めることはできない。最終的には、その答えはより大きな示唆を持つ可能性がある。例えば、(a)がもっとも重要であるとわかったならば、-木星系が土星系に比べて揮発性物質に乏しいとするならば- 明確な宇宙生物学的な示唆からすると、エンセラダスのプルームの供給領域よりエウロパの地殻直下の海の方が有機分子に大変乏しいかどうかの問題を提起するだろう。

### 3.8 将来のミッションに対する疑問

タイタンの起源と進化は、なぜタイタンが土星系において異常なほど巨大で、同じサイズの衛星の中で特異なもの、つまり、濃密な大気を保持するのかという答えを探る将来のミッションにとって高い重要度をもつ。特に以下のような問題を含んでいる。

1. 氷の地殻はどれほど厚いか? 非同期回転により、氷の地殻の厚さが少なくとも70 kmであると解釈されているけれども、より明確な答えを得るには、タイタン表面において、定点着地船による潮汐的な歪みを測定することが必要だろう。

2. タイタンはどれだけ強く分化しており、金属コアは存在するのか？これを確認するためには、探査機の大気抵抗に起因するノイズを取り除くことができる加速度測定法による正確な重力実験を必要とする。
3. 内部または表面にアンモニアは存在するのか？カッシーニの VIMS より空間的・分光的によい解像度が得られる高い検出感度を持つ軌道船や空中作業台の機器は、タイタン表面のアンモニア分子の蓄積を検出するために必要とされるだろう。エンセラダスのプルームにおけるアンモニアの欠如に関する明確な証拠は、カッシーニの INMS により強く示唆されているが、アンモニア分子が化学反応によりエンセラダスの内部で破壊された可能性があることを示唆する。あるいはもしかしたらアンモニアは、先に示したモデルが仮定したものより珍しい可能性がある。
4. メタン、エタン、その他の包接化合物は表面に存在するのか？なぜなら、包接化合物の近赤外スペクトルはおそらく水氷に似ているため、何が標準的な地殻物質であるべきかを検出するために表面からの直接サンプルが必要となる可能性がある。
5. Xe と Kr はどこに消えたのか？Kr は表面において包接化合物を形成したのか？表面において希ガスがエアロゾルに捕捉されたのか？直接サンプルし、場合によっては水氷と捕捉された粒子を含む地殻物質を熱することが、Ar, Kr, そして Xe が包接水和物として捕捉されたか、あるいは粒子に吸収されたかを評価するために必要である。
6. もし氷火山が活動しているとすれば、どの程度起きているのか？カッシーニのレーダーによる画像に確かな兆候が出現したことから得られる氷火山活動の状況証拠は、高度な測量 (地形情報) により評価される必要がある。そして、定点高空間解像度スペクトルは氷火山に含まれる可能性がある二酸化炭素とアンモニアを検出する。もし、活発な領域が存在するならば、ガスが放出される領域を通過するという予期せぬ発見の可能性は搭載された質量分光計を必要とする。
7. CO<sub>2</sub> はいくらか存在するのか？氷火山の噴出がある可能性がある位置における二酸化炭素の存在についてのカッシーニのデータによる示唆は (Hayne et al. 2008), このガスがタイタンの内部に由来することを示唆する。しかし、その領域が氷火山であるより良い証拠とともに、CO<sub>2</sub> 蓄積の確認が必要である。内部由来の CO<sub>2</sub> の同定がなされることにより、メタンの一部の起源が熱い岩石に接したタイタン内部の液相における“蛇紋岩化作用”反応によるものである、という考えを支持するだろう (Atreya et al. 2006)。これはカッシーニの後継機の高度に分光的、地形学的情報を必要とする可能性がある。

## 8 謝辞

本卒業論文の作成に際して、たくさんの方にご指導を賜りました。誠にありがとうございます。

特に指導教官の倉本 圭 教授には卒業論文の書き方、体裁等についてご指導いただき、また惑星科学全般に関するお話を多数していただき、今後の自身の研究のモチベーションを得ることができました。木村 淳 博士研究員 には倉本 教授と共に朝早い中、論文の読み合わせや卒業論文の体裁などのご指導をいただきました。この場を借りて厚く御礼申し上げます。

また、惑星宇宙グループの教員の方々、先輩方には非常にお世話になりました。皆様の援助と激励に支えられ、このように卒業論文を書き上げることができました。併せて御礼申し上げます。

## 9 参考文献

- Atreya et al., Evolution of a nitrogen atmosphere on Titan, *Science*, 201, 611-613, 1978.
- Atreya et al., Volatile Origin and Cycles: Nitrogen and Methane in “Titan from Cassini-Huygens”, eds. Brown, Lebreton and Waite, Springer, pp. 177-200, 2009.
- Canup and Ward, Formation of the Galilean satellites: conditions of accretion, *Astron J* 124, 3404-3423, 2002.
- Canup and Ward, A common mass scaling for satellite systems of gaseous planets, *Nature*, 441, 834-839, 2006.
- Choukroun, Etude experimentale et thermodynamique deshydrates sous pression Applications a Titan, Ph.D. Dissertation, Universite de Nantes, France, 2007.
- Hersant et al., A Two-dimensional Model for the Primordial Nebula Constrained by D/H Measurements in the Solar System: Implications for the Formation of Giant Planets, *The Astrophysical Journal*, 554, pp. 391-407, 2001.
- Hersant et al., Enrichment in volatiles in the giant planets of the Solar System, *Planetary and Space Science*, 52, pp. 623-641, 2004.
- Hersant et al., Interpretation of the carbon abundance in Saturn measured by Cassini, *Planetary and Space Science*, 56, pp. 1103-1111, 2008.
- Lodders, Solar System Abundances and Condensation Temperatures of the Elements, *The Astrophysical Journal*, 591, pp. 1220-1247, 2003.
- Lunine et al., The Origin and Evolution of Titan in “Titan from Cassini-Huygens”, eds. Brown, Lebreton and Waite, Springer, pp. 35-60, 2009.
- Niemann et al., The abundances of constituents of Titan’s atmosphere from the GCMS instrument on the Huygens probe, *Nature*, 438, pp. 779-784, 2005.
- Tobie et al., Episodic outgassing as the origin of atmospheric methane on Titan. *Nature*, 440, 61-64, 2006.
- Tobie et al., Evolution of Titan and implications for its hydrocarbon cycle, *Philos Trans R Soc A* 367, 619-631, 2009.
- 井田茂, 系外惑星, 東京大学出版会, pp. 53-56, 2007.
- 岡澤直也, スリングショットモデルによるホットジュピターの形成, 北海道大学 理学部卒業論文, 2011.
- 岡田英誉, 周惑星ガス円盤からの規則衛星の形成過程, 北海道大学 理学部卒業論文, 2010.