

総説：地球初期への惑星化学的束縛条件

小出良幸・山下浩之

神奈川県立生命の星・地球博物館

Review: Planetary Chemical Constraints for the Earth's Formation

Yoshiyuki KOIDE & Hiroyuki YAMASHITA

Kanagawa Prefectural Museum of Natural History, 499 Iryuda, Odawara, Kanagawa 250, Japan

Abstract. Planetary chemistry is based on the analyzed data of planetary material. Major and trace chemical compositions reveal characteristics and origin of the planetary material such as mineral constituents, rock type, magmatic process, metamorphic process, source material. Isotopic compositions lead to many eventual ages such as the formation age, metamorphic age and radiation age. The analyzed data are as the total results from raw materials of the planets, formation environments of the planets and planetary evolution. The most importance of chemical data is history behind the values. Comparison to the planetary chemistry constraints to the Earth's formation.

Key Words: the Earth's Formation, Planetary chemistry, Planetary origin and history

I はじめに

太陽系の惑星には、様々な素顔が見られる。その素顔の違いは、それぞれの惑星が同じ太陽系にありながら、何らかの違いによって個性を持つ天体へと変化を遂げたためである。しかし、その変化の原因や過程はまだよくわかっていない。

個性ある惑星への変化の原因やその過程を知るには、化学は有効な手段である。ここでいう化学とは各種の化学分析をし、その分析値より、その物質がどのような起源でどのような変化を経て今の成分を持つようになったかを知ることである。変化過程の解明に対し、比較的充実した方法論が確立されている。しかし、地球外の物質を入手する手法に関しては非常に未熟である。つまり、我々は物質を手に入れさえすれば、かなり微量の資料であっても、目的の化学分析値を出し、それを解釈することが可能である。データが引き出されている地球外物質は、月の物質のみである。しかし、直接資料を入手できなくても我々は様々な手段を駆使して他の天体の化学データを引き出している。

地球外の資料をいかに入手するのかが一番の問題となる。これはもはや科学だけで解決できるものではなく、政治や経済などの問題に拡大される。25年も前に、アポロで人類は月に行ったのに、何故今は行けないのか。まさに技術だけの問題ではないことを象徴している。

本稿では、地球初期への束縛条件になると考えられる惑

星化学のデータを概観し、整理し、現状の到達点を把握する。なお、太陽系や地球の形成場について総括は小出(1994)、材料物質の総括は小出(1995b)、惑星物理に関するデータや総括については小出・山下(1996)を参考にされた。

II 惑星の化学

惑星化学は、惑星を構成する物質の化学組成から、惑星の起源や履歴を知るものである。物質を直接手に入れて分析して化学組成を得る方法と間接的に分析する方法がある。間接的方法是、天体からの反射スペクトルや吸収スペクトルなどの分析をおこなうものや、天体から放射される各種の電磁波を測定するものなどがある。間接方法は地球からも可能であるが、探査機によってより精度よく測定する方法がある。また、探査機に積んだ分析装置によって天体物質の化学分析がおこなわれている。間接測定は多くの天体でおこなわれている。一方、人類の手による直接測定は、地球を除けば月だけである。探査機による測定は金星と火星でのみ成功している。

間接測定で比較よく求められているのは、大気組成である(表1)。大気を持つ地球型惑星では金星、地球と火星の大気は精度よく求められている。木星型惑星では、微量成分の精度は良くないが、主要成分は比較よく求められている。ただし精度は外惑星にいくほど、つまり地球から

表 1. 惑星・衛星の大気組成

Planet	Pressure (Pa)	Atmosphere Composition					
		Major (%)		Trace (ppm)		ratio of components and isotopes	
Venus	9.2 · 10 ²	CO ₂	96.4 ± 1.03	NH ₃	100~1000	D/H	1.6 ± 0.2
		N ₂	3.4 ± .02	SO ₂	0.05~150	¹³ C/ ¹² C	<<1.19
		H ₂ O	0.14 ± 0.01	O ₂	69.3 ± 1.3	¹⁸ O/ ¹⁶ O	2.0 ± 0.1
				CO	20~1400	²⁰ Ne/ ²² Ne	11.8 ± 0.7
				Ar	18.6 ± 2.4	³⁸ Ar/ ³⁶ Ar	0.197 ± 0.002
				Kr	~9.2	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	1.19 ± 0.07
				Ne	7 ± 3		
				C	2.67 ± 0.30		
				N	2.49 ± 0.30		
				H ₂ S, HCl, HF, O ₃ , Xe			
				CO ₂	333	D/H	~10 ⁻⁴
				Ne	18.18	¹² C/ ¹³ C	~89
				He	5.24	¹⁴ N/ ¹⁵ N	459
Earth	1.013 · 10 ⁵	O ₂	20.9476	CH ₄	2	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	~295.5
		Ar	0.934	Kr	1.14	¹³⁶ Xe/ ¹³² Xe	~1
		CO ₂	0~2				
		(Sea H ₂ O : 3 · 10 ⁷ Pa)					
		(Limestone CO ₂ : 5~10 · 10 ⁶ Pa)					
Mars	700	H ₂ , O ₂ , Xe, NO, H ₂ SO ₄					
		CO ₂	95.32	CO	0.07	D/H	(9 ± 4) · 10 ⁴
		N ₂	2.7	H ₂ O	0~0.03	¹² C/ ¹³ C	90 ± 5
		Ar	1.6	Ne	2.5	¹⁴ N/ ¹⁵ N	170 ± 15
		O ₂	0.13	Kr	0.3	¹⁸ O/ ¹⁶ O	490 ± 25
				Xe	0.08	³⁶ Ar/ ³⁸ Ar	5.5 ± 1.5
				O ₃	0.04~0.2	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	3000 ± 500
Jupiter	—					¹³⁶ Xe/ ¹³² Xe	~2.5
		H ₂	89.8 ± 2.0	(Strat.) CO, NH ₃ , C ₂ H ₂ ,			
		He	10.0 ± 2.0	C ₂ H ₆ , C ₂ H ₄ , C ₂ H ₆ , C ₂ H ₄			
Saturn	—	CH ₄	0.196 ± 0.016	(Trop.) NH ₃ , H ₂ O, PH ₃ ,			
				GeH ₄ , CO, HCN			
				(Strat.) CO, C ₂ H ₂ , C ₂ H ₆ ,			
Titan	1.496 · 10 ⁵	He	3.3 ± 2.6	C ₂ H ₄ , C ₂ H ₆ , C ₂ H ₄			
		CH ₄	0.4 ± 0.2	(Trop.) NH ₃ , PH ₃ , GeH ₄			
		N ₂	65~98	CO	60~150		
		Ar	0~25	C ₂ H ₆	20		
Uranus	—	CH ₄	0.5~20	C ₂ H ₆	4		
		H ₂	0.5~1	C ₂ H ₂	2		
		He	85	(Strat.) C ₂ H ₂			
Neptune	—	He	15	(Trop.) NH ₃			
		CH ₄	2				
		H ₂	81 ± 3.2	(Strat.) CH ₄ , C ₂ H ₂ , C ₂ H ₆			
Triton	1.6 ± 0.3	He	19 ± 3.2	(Trop.) CH ₄ , NH ₃			
		N ₂	~100	CH ₄ , H, H ₂ , C ₂ H ₂ , C ₂ H ₄			
Halley's Comet	—	—	—	—		CO/H ₂ O	0.015~0.07
						CO ₂ /H ₂ O	~0.015
						CH ₄ /H ₂ O	~0.02
						NH ₃ /H ₂ O	<0.1
						N ₂ /H ₂ O	<0.02

データは阿部 (1993)、Donahue & Pollack (1983)、Horensky *et al.* (1978)、Kieffer *et al.* (1992)、Zahn *et al.* (1983) による。
Strat. は成層圏を Trop. は対流圏を意味する。

離れるほど悪くなっている。また、大気を持つ木星の衛星
タイタン(Titan)、海王星の衛星トリトン(Triton)の化学
組成も知られている。ハレー彗星も1986年の大接近の時
に打ち上げられた各種の探査機によって、成分比が明らか
にされている。

直接測定による化学組成は、十分な精度と十分な分析数
が必要である。精度が悪いデータや少ない分析値はその特
異性を充分考慮に入れておかなければいけない。地球以外
で分析値が豊富な月でも調査されている地点は数えるほ
どしかない。U.S.S.R.のLuna 16、20、24では無人で軟着陸
をし、月の土壌を採取して再び地球に帰ってくるといふ離
れ業をやったのけている。この3地点と有人探査された
Apollo 11、12、14、15、16および17の6地点の合計9地点で
ある。分析値の精度は良いのだが分析地点の数はあまりに
も少ない。しかし、各種の調査と組み合わせることにより、
月の表面の全体像はおぼろげながらわかるようになって

きている。

精度も良くなく分析数も限られている金星や火星の化
学組成のデータは慎重に取り扱う必要がある。その他に火
星と月に関しては、隕石のデータがある。月から飛んでき
た隕石が確認されてから(小出, 1995a)、火星起源の隕石
も確認視されている。多くの隕石は、小惑星帯起源である
と考えられる。そのため、隕石は小惑星帯の各種の天体の
実体を知るのに有効である。

化学組成は、惑星を作っている物質に関するデータであ
る。しかし、その物質がたどった様々な履歴の総合的な結
果としての情報を含んでいる。そのため、物理的情報より
も化学的情報は、天体の歴史を解き明かすには重要であ
る。同位体分析から求められる各種の年代のデータには、
マグマから固結した年代、変成作用を受けた年代、宇宙線
照射年代、地球落下年代等各種の年代がある。

本稿では、惑星の構成物の各種化学分析値を総括し、整

表 2. 水星の化学組成モデル

Model	1	2	3	4	5	6	7	8
Crust+Mantle								
SiO ₂	40.8	45	47.2	43.5	43.6	32.58	38~48	45.04
TiO ₂	0.49	0.37	0.33			0.72	0.15~0.3	0.14
Al ₂ O ₃	9.6	7.2	6.4	4.7	0	16.62	3.5~7	3.26
Cr ₂ O ₃			3.3					
MgO	40.5	40.8	33.7	47.7	54.6	34.58	32~38	32.06
FeO	0.05	0.04	3.7	0	0	0	0.5~5	15.07
MnO			0.06					
CaO	8.6	6.6	5.2	4.1	1.8	15.19	3.5~7	3.03
Na ₂ O	0	0	0.08	0	0	0	0.2~1	1.4
H ₂ O	0	0	0.016			0	a little	a lot
K (ppm)	0	0	69	0	0			
U (ppm)	0.053	0.04	0.034	0.026	0			
Th (ppm)	0.19	0.14	0.122	0.12	0			
Core								
Fe	94.1	92.4	93.5	94.5	94.5	92.48	88~91	76.22
Ni	5.9	7.6	5.4	5.5	5.5	7.52	6.5~7.5	6.2
S	0	0	0.35	0	0	0	0.5~5	17.58
Mass								
mantle+crust	61.6	60.9	32	35.2	35.2			
core	38.4	39.1	68	64.8	64.8			

データは Basaltic Volcanism Study Project (1981)、Goettel (1988) より引用した。
Model は 1: Me1, 2: Me2, 3: Me3, 4: Me4, 5: Me5, 6: Extreme refractory-rich model, 7: Preferred model, 8: Extreme volatile-rich model に対応する。

理して示す。また各種の物理データを加味して求められている惑星の化学組成モデルを示す。

1 水星

水星の化学組成は、ほとんどわかっていない。ただ、大気に相当するもののデータがある。水星には大気はないとされているが、Mariner 10のterminatorによって粒子の数密度が調べられた。しかし、Hunter *et al.* (1988)のデータとMariner 10のデータは一致しない。例えば、HeはMariner 10では $2.6 \times 10^7 / \text{cm}^3$ 、Hunterらのデータでは $6 \times 10^3 / \text{cm}^3$ と全くけた違いの値である。しかし、H、He、O、Na、K、Ar、H₂、O₂、N₂、CO₂、H₂Oの粒子の存在が確認されている。これは水星の大気ではなくて、太陽風と太陽風によって地表からたたき出された粒子ではないかと考えられる。

水星の物理量から水星の化学モデルが推定されている(表 2)。各種のモデルが提唱されているが、どれが正しいかまだ決着はついていない。いずれのモデルも水星の平均密度が大きいと、核の占める量は38~68%と大きい値となっている。

発達史

水星の起源について、いくつかのモデルが提唱されている。(1) 珪酸塩鉱物の粒子が集積時に選択的に粉碎されて水星の材料から減ってしまった(Lewis, 1988)というモデル、(2) 太陽に近く高温であるため蒸留作用がおきて揮発成分が少ない物質ができたか珪酸塩鉱物が充分濃集できなかった(Wasson, 1988)というモデル、(3) giant impactによって地殻と上部マントルがはぎ取られた(Benz *et al.*, 1988)というモデルなどがある。しかし、どれが真実かはまだ決着がついていないが、蒸発のモデルかgiant impactモデルかは探査機でチェックできると考えられている(Cameron *et al.*, 1988)。

水星は他の惑星と同様に微惑星の集積によってできたと考えられる。その名残りはクレーター密集地帯で、月の高地のようになっていると考えられる。高温期を迎えて中心核が形成され、初期的な化学分化が起こった。微惑星の衝突によって盆地ができ、火成作用によって平原が形成された。天体が小さいため冷却が進み、天体が収縮を始めリニアメントが形成された。地表にリニアメントが形成されることから、この時リソスフェアが形成されていたことになる。次に小天体の衝突によって多重リングを持つCaloris盆地と対極側の丘や線構造が形成された。Caloris盆地では火成活動によって玄武岩溶岩が盆地を埋めて平原を形成した。冷却に伴ってリソスフェアは厚くなり10億年前にはテクトニックな活動が起きないほどに厚くなった。その後は時々小さな隕石の衝突によってクレーターが形成されるだけの惑星となった。

水星の画像データより、水星の地質構造発達史が推測されている。水星の岩石が入手されていないので放射性元素による年代測定はされていないが、クレーターによる年代測定から推定された。新しい方から順に、

- ・Kuiperian代(〜10億年前)
- ・Mansurian代(10~35億年前)
- ・Calorian代(35~39億年前)
- ・Tolstojan代(39~40億年前)
- ・Pre-Tolstojan代(40億年前以前)

に区分されている(Spudis & Guest, 1988)。時代の名称は、その時代に形成されたクレーターの名称に由来する。

Pre-Tolstojan代(46~40億年前)には、多重リング盆地、クレーター、クレーター間の平原の物質が形成されている。Tolstojan代(39~40億年前)は、クレーター、小盆地、平原物質からなるGoya層群と呼ばれる地層からなる。Calorian代(35~39億年前)は、平原、クレーター、小盆地の物質からなるCaloris層群と呼ばれる地層からなる。Mansurian代(10~35億年前)は、Mansurクレーターのクレーター物質よりなる。Kuiperian代(〜10億年前)は、Kuiperクレーターのクレーター物質よりなる。

水星の地質構造発達史は、月のものに対比される。Kuiperian代はCopernican紀に、Mansurian代はEratosthenian紀に、Calorian代はImbrian紀に、Tolstojan代はNectarian紀にPre-Tolstojan代はPre-Nectarian紀に対比されている。しかし巨大クレーターの形成時期が一致しないので対比は不正確である。

2 金星

金星が詳しく調べられるようになったのは最近である。金星は、地球より太陽に近い軌道を持っており、日没直後や日の出直前の限られた時間しか観測できないことと、厚い大気に覆われているために地表から全く見えないためである。しかし、探査機やレーダーの技術の発達によって厚い雲の下の地形を見ることが可能になってきた。今まで、金星は大気の化学組成を調べることと地表物質の化学組成を調べることに重点が置かれてきた。

大気

1962年、Mariner 2によって金星表面が非常に熱いことがわかってきた。1970年のVenera 7の観測では表面温度

表 3. 金星の地表分析

Spacecraft	Venera 8	Venera 9	Venera 10	Venera 13	Venera 14	Vega 1	Vega 2
SiO ₂				45.1 ± 3.0	48.7 ± 3.6		45.6 ± 3.2
TiO ₂				1.59 ± 0.45	1.25 ± 0.41		0.2 ± 0.1
Al ₂ O ₃				15.8 ± 3.0	17.9 ± 2.6		16 ± 1.0
MgO				11.4 ± 6.2	8.1 ± 3.3		11.5 ± 3.7
FeO				9.3 ± 2.2	8.8 ± 1.8		7.74 ± 1.1
MnO				0.2 ± 0.1	0.16 ± 0.08		0.14 ± 0.12
CaO				7.0 ± 0.96	10.3 ± 1.2		7.5 ± 0.7
K ₂ O				4.0 ± 0.63	0.2 ± 0.07		0.1 ± 0.08
SO ₃				1.64 ± 1.0	0.88 ± 0.77		4.7 ± 1.5
K	4.0 ± 1.2	0.47 ± 0.08	0.30 ± 0.16			0.45 ± 0.22	0.40 ± 0.20
U (ppm)	2.2 ± 0.7	0.60 ± 0.16	0.46 ± 0.26			0.64 ± 0.47	0.68 ± 0.38
Th (ppm)	6.5 ± 0.2	3.65 ± 0.42	0.70 ± 0.34			1.5 ± 1.2	2.0 ± 1.0

データは Barsukov (1982)、Moroz (1983)、Surkov *et al.* (1977) より引用。

475fC、表面気圧90 atmに達していることがわかってきた。現在では表面温度は420~485fCで、大気の主成分がCO₂(96%)、N₂(3.4%)、H₂O(0.14%)であることがわかってきた。金星の大気はH₂Oが少なく非常に乾燥していることがわかってきた。

金星の大気は運動しており、紫外線で見ると明暗の筋が見える。特徴的に赤道上に「Y」を横にした形の模様が見え、自転方向にほぼ4日で一回りする。この速度は金星の自転(243日)に比べ非常に速く、風速100 m/secと計算され、自転の60倍にも達する。しかし、地表での風速は昼夜の差がなく0.5~1 m/secと非常に遅いものである。

金星の大気には雲が発達しており、上部、中部、下部そして最下部層に分けられる。上部層より上に薄いもやがある。上部層は高度68~58 kmで切れ切れに浮かぶ雲がある。中部層は高度58~52 kmで連なった雲がある。下部層は52~48 kmで濃い雲がある。最下部層は48~36 kmで薄いもや状の雲がある。雲の粒子は直径1~3 μmのサイズのものから構成されている。中・下部層には7~8 μmの粒子が混じっている。粒子は球状で液滴となっている。雲の上面には重量比で75~85%のH₂SO₄の濃硫酸がある(Esposito *et al.*, 1983)。金星が黄色く見えるのはイオウ(S)のためであると考えられる。その他に塩素(Cl)や塩酸(HCl)も見つかっている。

硫酸の大気における化学過程の特徴により、上部ゾーン、中部ゾーンそして下部ゾーンの3つに区分されている(Florensky *et al.*, 1978)。上部ゾーンは52 km以上で光化学過程が起こっているところである。光化学過程とはCO₂ → CO + O、SO₂ + O → SO₃、SO₃ + H₂O → H₂SO₄等の反応でH₂SO₄ができる過程である(Krasnopol'sky & Parshev, 1983)。中部ゾーンでは、52~36 kmで光化学反応と熱化学反応が同時に起こっている。下部ゾーンでは対流圏の下部層で熱化学反応が平衡に達している。

金星の大気を特徴づけている黄色のものはSであるが、起源には2つのモデルが考えられる。1つは地表にある黄鉄鉱(pyrite: FeS)がその供給源であるとするモデルである。高温の地表でCO₂やH₂Oと反応してH₂SやCOSが形成され、大気中の光化学反応でSO₂ができると考えられる。この反応は非常に遅いため、地質学的なスピードでゆっくりとSO₂が大気に付け加えられていると考えられる

(Zahn *et al.*, 1983)。もう1つは活火山によるとするモデルで、火山によってSO₂やH₂SO₄が大気に放出されると考えられる。金星ではまだ活火山が発見されていないが存在する可能性は強い。1978年のPioneer Venusの観測では、雲の上部での予想されるSO₂やH₂SO₄の濃度ははるかに上回っていた。1983年その濃度は90%も減少しており火山の噴火の可能性が指摘された。PioneerやVeneraが高地で集中的な稲妻を観測したが、稲妻も火山噴火によるものではないかと指摘されている。

金星の大気組成でD/H比(1.6)は地球のもの(~10⁻⁴)に比べて10,000倍ほど大きい。D/Hの大きい金星の大気は、激しいH₂Oの分解が起こったことを示唆している。D(質量数2)はH(質量数1)に比べて質量数が2倍あるため大気からは逃げにくい。H₂Oの分解によって一定のD/H比が常に大気に供給され、軽いHだけが逃げていくというシステムを考えると、金星の大きなD/H比が説明できる。

金星大気中の⁴⁰Ar/³⁶Ar(1.19)は地球のもの(~295.5)に比べて1/250しかない。⁴⁰Arは⁴⁰Kの放射崩壊でできる。したがって金星の大気には放射性起源の⁴⁰Arが極端に少ないことになる。これは金星内部からの⁴⁰Arの脱ガスが充分おこなわれていないことを意味している。脱ガスの程度が低いことは火成活動や造構運動が地球と比べて著しく少ないことになる。Sの起源と逆の結果であるが、地球より活発ではないが少しは活動していることになる。

金星の大気中にH₂Oが少ないのは、原始太陽系星雲の中で地球に比べ金星は太陽に近く高温領域であるため、材料としてもともとH₂Oが少なかったという考えがある。しかし、もともとH₂Oはあったが後にH₂Oだけが抜けたと考える説が有力である。それはD/H比が大きな根拠となっている。大気上部に上がったH₂は紫外線で光分解されHとなり宇宙空間へ出て、Oは地表や大気成分を酸化していったと考えられる。

表層岩石

表層の物質の分析は、Venera 8、9、10、Vega 1、2ではγ線によるU、Th、Kの分析が、Venera 8、9、10、11、12では土壌の光学観測が、Venera 10では表面物質の密度(2.8 ± 0.1g/cm³)が、Venera 13、14、Vega 2では蛍光X線装置による全岩化学分析がおこなわれた。Venera 8は平原地帯(10°S、335°E)、Venera 9はベータ地域北東端(32°S、291°E)、

表 4. 金星の化学組成モデル

Model	1	2	3	4	5
Crust+mantle					
SiO ₂	52.9	53.9	49.8	40.4	45.9
TiO ₂	0.2	0.2	0.21	0.24	0.3
Al ₂ O ₃	3.8	3.9	4.1	3.4	3.9
Cr ₂ O ₃			0.87	0.3	0.3
MgO	37.6	38.3	35.5	33.3	38
FeO	0.24	2.1	5.4	18.7	8.1
MnO			0.09	0.2	0.1
CaO	3.6	3.6	3.3	3.4	3.2
Na ₂ O	1.6	1.5	0.28	0.15	0.1
H ₂ O	0	0	0.22		
K (ppm)	1442	1318	221	185	129
U (ppm)	0.021	0.021	0.022	0.019	0.021
Th (ppm)	0.073	0.075	0.079	0.066	0.075
Core					
Fe	94.4	84.7	88.6	78.7	86.2
Ni	5.6	5.2	5.5	6.6	4.8
S	0	10	5.1	4.9	1
O				9.8	8
Mass					
mantle+crust	69.8	69.1	68	76.4	71.8
core	30.2	30.9	32	23.6	28.2

データはBasaltic Volcanism Study Project (1981) より引用した。Model は 1: V1、2: V2、3: V3、4: V4、5: V5 に対応する。

Venera 10はベータ地域南東端の平原(16°N、291°E)、Venera 13はフェーベ地域東端の平原(7°S、303°E)、Venera 14はフェーベ地域南東の平原(13°S、311°E)、Vega 1はアフロディテ高地東方の緩やかな平原(7°N、177°E)、Vega 2はVega 1の少し南の平原(6°S、181°E)に着陸している(Cattermole, 1994)。

Thの量はVenera 8、9、10でばらつきがある(表 3)。Venera 8の着陸地点はK、U、Thが多く、インコンパティブル元素(incompatible element)に富むマグマから形成された岩石だと想定される。似たK₂O量を持つVenera 13の着陸地点は、SiO₂の少ない玄武岩に似た化学組成である。Venera 14やVega 2の着陸地点は、Venera 9、10と似たK₂O量を持つ。Venera 14の着陸地点はVenera 13やVega 2よりややSiO₂の多い玄武岩であると考えられる。

地球の岩石と比べると、Venera 14とVega 2の着陸地点の岩石がソレライトやカンラン石玄武岩の組成を持つに対し、Venera 13の岩石はアルカリ玄武岩のタイプであると考えられる。Venera 8の平原地帯は、K、U、Thが地球の花崗岩(K: 3.24 wt%、U: 9.09 ppm、Th: 21.9 ppm)に近いことから花崗岩や流紋岩の可能性も指摘されている。

金星の表面は平原地域や低地の多くは玄武岩質の岩石からできており、一部インコンパティブル元素の多いアルカリ玄武岩や流紋岩(または花崗岩)で構成されていると考えられる。

化学組成モデル

金星の物理量は非常に地球と似ている。体積は地球の0.857倍、質量は0.815倍、平均密度は0.982倍である。核は地球に比べて一回り小さいと予想される。磁場が非常に弱い、ダイナモ効果のない内部構造をしていると考えられる。

金星の化学組成モデルを表 4に示した。地球のモデルに比べて、マントル+地殻のSiO₂が多いのが特徴である。ま

た金星の核はFeの比率が大きいという特徴がある。これは、金星の物理量を反映しているためである。

発達史

金星には厚い大気があって、隕石が燃えたり、砕けたり、減速されたりしてクレーターができにくい。そのため、クレーター年代学が適用できない。また、火山活動もあると考えられ、金星表面の更新が内因的に起こっている可能性があり、クレーター年代学の精度を落とすはずである。そのため詳しい年代のわかった地史を編むのは困難である。しかし、Magellanなどの画像の解析が進めば詳しい地史が組み立てられるであろう。

3 地球

地球の化学組成は、多様な物質の分析がなされ、良くわかっているように見える。しかし、その分析値には偏りがある。人類が手に入れられる物質の分析値は多く、手に入れないものは推定するしかない。地殻を作る物質の分析値が無数といえるほどいっぱいある。しかし、マントル物質は、火山岩に含まれる捕獲岩(mantle xenolith)や造山運動で持ち上げられたもの(Alpine-type peridotite)、蛇紋岩化して上昇してきたもの(proterusion peridotite)などがある。このようなマントル物質はマントルの比較的浅い部分の構成物である。一番深部から来たとされるキンバーライト(kimberlite)でも100~200 kmの深さである。マントルの1/3にも満たない。上部マントルで形成されたマグマを調べることによって間接的にマントルの深部を推定することになる。核にいたっては、直接のデータは全くないので、地震学的データや鉄隕石などのデータから推定するしかない。しかし、地球は他の惑星に比べて格段によくわかっている天体である。地球の層構造の概略を表 5に示した。

地殻

地殻の平均組成は、一番豊富にデータがあることから、いかに平均を取るかが問題である。古くからその試みがなされている。Clarke & Washington(1924)は、火成岩5,159個の良い分析値をもとに、地殻の化学組成を見積もった。彼らは、地殻の構成物の95 %が火成岩と変成岩で、あとの5 %が堆積岩と考えた。造山帯も局所的に厚くなっているが火成岩と変成岩からできていると考えた。彼らのデータには、海洋のものが少ないので、大陸地殻の平均値と考えられる。データ(表 6のModel 1)は、玄武岩と花崗岩の中間的な組成を持っている。彼らの試みに対する問題点として、分析値の地理的分布が偏っていること、単純に平均をしたため岩石種の偏りが考慮されていないこと、分析値の数と岩石種毎の分布の比率が考慮されていないことが挙げられている。彼らが集めた分析値が北アメリカとヨーロッパのものが多く、北アメリカとヨーロッパ大陸の平均値と考えられる。しかし、彼らのデータは、地域や岩石種によって分析値の数に偏りがあるのに平均値には偏りが出でないことがわかってきた。彼らの試みは、大陸地殻などの平均値が求められることを示したことに意義がある。

Goldschmidt(1954)は、別のアプローチから地殻の平均値を求めた(表 6のModel 2)。氷河の粘土を大陸地殻を代表する平均的な試料だと考えた。氷河の粘土は、氷河に混

表 5. 地球の層構造

Layer	Components	State	Thickness (km)	Volume (10^{27}cm^3)	Density (g/cm^3)	Mass	
						(10^{27}g)	(%)
Atmosphere	$\text{N}_2, \text{O}_2, \text{H}_2\text{O}, \text{CO}_2, \text{rare gas}$	gas	500*	0.000275*	0.00129**	0.000005	0.00008
Biosphere	$\text{H}_2\text{O}, \text{organism}, \text{born}$	solid, liquid	<20	-	-	-	-
Ocean	H_2O	liquid, solid	3.80	0.00137	1.03	0.00141	0.0236
Crust	silicates	solid	17	0.008	2.8	0.024	0.402
Mantle	silicates	solid	2883	0.899	4.5	4.016	67.19
Core	Fe-Ni	liquid, solid	3471	0.175	11.0	1.936	32.39

*: Thicknessは熱圏まで、Volumeは熱圏までで計算した。**: Densityは地表での値を用いた。

じっていた細粒の岩片が、解けた水によって運ばれ溜まったものである。氷河粘土は、広い大陸の平均物質と見なせる。77個の氷河粘土の平均値を求めた。その結果はClarke & Washingtonの値に似ている。ただCaOとK₂Oの含有量は水に溶けやすい元素であることからGoldschmidtの値は少くなっている。

Poldervaart (1955)は、地殻を深海性地域、大陸盾状地域、大陸棚と大陸斜面、若い褶曲地帯の4つに地質区分した。それぞれについて岩石種の量とその組成を推定し、平均値を求めた(表6のModel 8)。そしてすべてを総合して地殻の平均値を求めた。Clarke & Washingtonの値と比べると、SiO₂とAl₂O₃、K₂Oの含有量が少なく、total FeOとMgO、CaOの含有量が多くなっている。これは海洋地殻の分が平均に加味されているためである。Poldervaartの平均値は海の地殻を考慮されたもので、全地殻の平均値を求めたものとみなせる。

海洋地殻

海洋地殻はDSDPやIPOD、ODPなどの海洋底の掘削調査によってかなり詳しくわかるようになってきた。海洋地殻は玄武岩質～斑れい岩質の火成岩から成り、最上部は堆積物が溜まっている。海洋地殻をつくる玄武岩はMORB(Mid-Ocean Ridge Basalt)と呼ばれる岩石ある。世界各地のMORBは化学組成が非常に均質である。

MORBは他の玄武岩に比べて、Na₂OやK₂Oの含有量が少なく、TiO₂やP₂O₅の含有量が多いのが特徴である。また、結晶分化作用は進んでおらず、玄武岩として固結する。MORBは海中で噴出し急冷され枕状溶岩となる。地下深くなると枕状溶岩の供給した岩脈状のドレイライトになる。さらに深部では特別な構造を持たない斑れい岩となる。これより下はモホ面を挟んでマントルとなる。

MORBは、高温高压実験によると、0.8 MPa(深度25 km程度)、1,200°Cで、マントルを作っていると考えられるカンラン石(Fe86)、斜長石、単斜輝石、斜方輝石そして液と共存する。この実験はMORBがマントルのレルゾライト(lherzolite)から海嶺下25 km、1,200°Cの条件で平衡溶融して形成されたことを示唆している。化学組成の特徴から部分溶融の程度は大きかったと推定される。海嶺(ocean ridge)では、定常的なマグマ生成とマグマ固結によって海洋地殻ができていく。海嶺では、1億～数千万年程度の継続した火成活動が起こっている。また、オフィオライト(ophiolite)と呼ばれる陸に上がった海洋地殻の破片から、少なくとも20億年間にわたって(Kontinen, 1987)同じような組成を持つマグマの活動が続いていることがわかる

(小出, 1992)。

大陸地殻

大陸地殻の平均的な化学組成は安山岩質である。これはあくまで平均であって、実際は上部が花崗岩質、下部が玄武岩質となっている。玄武岩質岩は、高温・高压条件ではエクロジャイト(eclogite)と呼ばれる岩石に変わっていると考えられる。エクロジャイトは玄武岩質の化学組成を持つ変成岩である。エクロジャイトの特徴は、単斜輝石とガーネットを半々に含むような特異な岩石である。ガーネットは密度が大きく(3.6～4.3 g/cm³)、エクロジャイトの密度(3.46～3.64 g/cm³)を大きくしている原因である。エクロジャイトの密度は、マントルを作っているカンラン石(3.31～3.52 g/cm³)より大きい。

花崗岩は、地球特有の岩石である。月には斜長岩があるが、斜長岩は特異な岩石で、月形成初期にマグマ・オーシャンで浮いた斜長石が集まってできたものである。月の斜長岩と地球の花崗岩とは、その鉱物組成や起源もまったく違う。地球の花崗岩の起源は、様々なモデルがあるが、

- ・玄武岩マグマからの結晶分化作用(crystallization)
- ・マグマ同士の混合(mixing)
- ・マグマの混合(contamination)
- ・同化作用(assimilation)
- ・岩石の融解(melting)

がその主なものである。上の4つは、花崗岩マグマの場合には多かれ少なかれ起こっているはずである。しかし、大陸地殻の花崗岩の量を考えると大規模なマグマを作るメカニズムが必要で、5つ目の岩石の融解が有望である。岩石は、堆積岩でもよいし、玄武岩でもよい。ただし、H₂Oと熱が不可欠である。

花崗岩は、大陸縁辺部の沈み込み帯や、大陸同士の衝突帯に多く分布する。このような地域は造山帯と呼ばれる。造山帯では花崗岩が形成される。造山帯とは、プレートが沈み込み、ぶつかる所である。プレートの衝突帯では、堆積物がかき集められ重なり高温になる。堆積物にはH₂Oがたくさん含まれる。H₂Oを含むと岩石は比較的低温で溶ける。沈み込み帯ではH₂Oを伴い沈み込むプレートの温度が上がる。沈み込むプレートは玄武岩質だが、玄武岩でも温度が上がれば溶ける。造山帯で堆積岩や玄武岩がH₂Oの存在下で溶けて大量に花崗岩ができたと考えられる。多数のプレートがあれば、必ずどこかで衝突したり沈み込んだりするプレートが形成される。地球の花崗岩はH₂Oの存在する地球でしかできなかったのである。火星はかつて水が存在していたが、マルチ・プレート・テクトニクスはなく花崗

表 6. 地球の化学組成モデル

Model	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	crust	crust	crust	crust	crust	crust	crust	crust	MORB	MORB	MORB	MORB	Ophiolite	Ophiolite
SiO ₂	60.18	59.12	58	57.3	63.3	47.8	49.8	55.2	50.68	50.19	50.93	50.53	50	50.27
TiO ₂	1.06	0.79	0.8	0.9	0.6	0.59	1.5	1.6	1.49	1.77	1.19	1.56	0.95	1.08
Al ₂ O ₃	15.61	15.82	18	15.9	16	12.1	16	15.3	15.6	14.86	15.15	15.27	15.85	17.48
Fe ₂ O ₃	3.14	6.99	-	-	1.5	-	10	2.8	-	-	-	-	-	-
FeO	3.88	7.5	9.1	3.5	9	-	5.8	-	9.85*	11.33*	10.32*	10.46*	10.08*	8.04*
MnO	-	-	0.14	-	-	-	-	0.2	-	-	-	-	-	-
MgO	3.56	3.3	3.5	5.3	2.2	7.8	7.5	5.2	7.69	7.1	7.69	7.47	9.08	8.21
CaO	5.17	3.07	7.5	7.4	4.1	11.2	11.2	8.8	11.44	11.44	11.84	11.49	11.23	12.3
Na ₂ O	3.91	2.05	3.5	3.1	3.7	1.31	2.75	2.9	2.66	2.66	2.32	2.62	2.52	2.42
K ₂ O	3.19	3.93	1.5	1.1	2.9	0.03	0.14	1.9	0.17	0.16	0.14	0.16	0.17	0.11
P ₂ O ₅	0.3	0.22	-	-	-	-	-	0.3	0.12	0.14	0.1	0.13	0.12	0.09
H ₂ O	-	3.02	-	-	0.9	1	-	-	-	-	-	-	-	-

Model	15	16	17	18	19	20	21		22	23	24	25	27	28
	Mantle	Mantle	Mantle	Mantle	Mantle	Mantle	Mantle		core	core	core	core	core	core
SiO ₂	45.23	47.9	44.58	47.3	45.1	44.65	45.96	Fe	86.2	71.1	85.62	86.2	84.5	80.27
TiO ₂	-	0.2	0.15	0.2	0.2	0.16	0.184	Ni	5.2	4.3	5.16	4.8	5.6	5.46
Al ₂ O ₃	4.19	3.9	2.43	4.1	3.9	2.46	4.06	Co	0.2	0.2	0.237	-	-	0.27
FeO	7.82	8.9	8.27	6.8	7.9	8.14	7.54	P	0.5	0.2	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	0.9	0.41	0.2	0.3	0.42	0.468	S	4.5	5.9	-	1.0	9.0	-
MnO	-	-	-	-	-	0.18	0.13	O	2.7	7.7	8.99	8.0	-	-
MgO	38.39	34.1	41.18	37.9	38.1	40.94	37.78	others	-	-	-	-	-	14.00
CaO	3.36	3.2	2.08	2.8	3.1	2.42	3.21							
Na ₂ O	-	0.25	0.34	0.5	0.4	0.29	0.332							
K ₂ O	-	-	0.11	0.2	-	0.09	0.032							
NiO	-	-	-	-	-	0.26	0.277							
CoO	-	-	-	-	-	-	0.013							
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	0.019							

Model	29	30	31	34	33	34	35
mantle+crust							
SiO ₂	48.5	47.2	48	47.9	45.8	45.9	45.7
TiO ₂	0.18	0.17	0.27	0.2	0.22	0.3	0.1
Al ₂ O ₃	3.5	3.4	5.2	3.9	4.1	3.9	3.4
Cr ₂ O ₃	-	-	1.1	0.9	0.5	0.3	0.4
MgO	34.5	33.6	34.3	34.1	37.3	38	38.4
FeO	8.3	10.6	7.9	8.9	7.6	8.1	8
MnO	-	-	0.12	0.14	0.13	0.1	0.1
CaO	3.3	3.2	4.2	3.2	3.7	3.1	3.1
Na ₂ O	1.5	1.5	0.33	0.25	0.37	0.1	0.4
H ₂ O	0.13	0.026	0.11	0.21	-	-	0.3
K (ppm)	1324	1289	262	200	129	-	387
U (ppm)	0.019	0.019	0.029	0.021	0.026	0.021	0.026
Th (ppm)	0.067	0.066	0.1	0.076	0.094	0.075	0.108
Core							
Fe	68.9	71.8	89.2	84.5		86.2	77.7
Ni	5	5.5	5.7	5.6		4.8	6
S	26.1	22.7	5.1	9		1	16.4
O	-	-	-	-		8	-
Mass							
mantle+crust	69.2	71.9	63.9	67.9		68.9	68.3
core	30.8	28.1	36.1	32.4		31.2	31.7

データは Anderson (1983)、Basaltic Volcanism Study Project (1981)、Clarke & Washington (1924)、Condie (1982)、Elthon (1979)、Goldschmidt (1954)、Hart & Zindler (1986)、Jacobsen *et al.* (1984)、Jahn (1986)、Kontinen (1987)、Maaloe & Aoki (1977)、Maaloe & Steel (1980)、Melson *et al.* (1977)、Morgan & Anders (1980)、Plodervaart (1955)、Ringwood (1966a)、Ringwood (1977)、Ringwood & Kesson (1977)、Taylor & McLennan (1985)、Wanke *et al.* (1984)、Zindler & Hart (1986) より引用した。Model の 9: Atranttic MORB、10: MORB of East. Pacific ocean、11: MORB of Indian ocean、12: Average. MORB、13: East Taiwan Ophiolite (15 Ma)、14: 2 Ga Joruma Ophiolite、29: E1、30: E2、31: E3、32: E4、33: E5、34: E6、35: E7 を意味する。*: Fe はすべて FeO として計算されている。

岩は形成されなかったと考えられる。

マントル

マントル物質は地殻と比べればそのデータは少ない。そのためマントルの化学組成はいくつかの仮定を立てて求められる。Ringwood (1966b) は、パイロライト (pyrrorite) と呼ばれるマントル物質を想定している (表 6 の Model 15)。パイロライトはダナイト (dunite) と MORB を 3 対 1 で混合したものであると考えた。Morgan & Anders (1980) は、かんらん岩と炭素質コンドライトから推定した (表 6 の Model 16)。Zindler & Hart (1986) は炭素質コンドライトより推定した (表 6 の Model 17)。その他に宇宙の元素存在度をモデルにして計算したもの (Model 18)、かんらん岩の化学組成から推定したもの (Model 19)、エクロジャイトとガーネット・レルズライトを混ぜたもの

(Model 20)、かんらん岩捕獲岩より推定したもの (Model 21) などがある。

マントルの化学組成は、MgO が非常に多く、MgO と SiO₂ で 80 % を占める。次いで、FeO が 7~8 wt% となる。これはマントルがカンラン石や斜方輝石、単斜輝石を主とする岩石からできていることを示す。

上部マントルと下部マントルの境界は 670 km で、地震波で明瞭な不連続面が認められる。670 km の不連続面はカンラン石や輝石がペロプスカイト (perovskite) 構造に変わるためであるとされる。670 km は鉱物相が違うものになっているが、化学組成が変化しているかどうかは良くわかっていない。

D"層

中心から 3,480 km までは核である。マントルと核はそ

の物性が著しく異なる。核は高密度(10 g/cm^3)の、液体でFe-Ni金属を主体とする還元的な環境である。一方、マントルは低密度(5.5 g/cm^3)、珪酸塩鉱物を主体とする酸化的環境である。このようなことから、核とマントルの間に何らかの反応帯あるいは漸移帯があると考えられる。そのような漸移帯は、D'層と呼ばれている。D'層は、マントル―核の境界部に一様にあるのではなく、厚いところでは300 km以上あり、薄いところでは観測できないほどしかない。D'層の表面には10 km程度の周期のうねりがあるとされている。D'層は、マントルの酸化物と核の金属鉄が反応した生成物から構成されていると考えられる。

D'層の形態が一様でないのは、ブルーム・テクトニクスによって説明できると考えられる。ブルーム・テクトニクスでは、コールド・ブルームが沈み込み帯の下に形成されてマントル―核境界付近に落下してくる(Fukao *et al.*, 1994)。その時、核付近で暖められたマントルが反動でスーパー・ブルームとして上昇する。このような、大規模な物質の下降・上昇が起こるために、D'層は常にかき乱されていると考えられる。コールド・ブルームとスーパー・ブルームの上下動は数千万年―数億年のサイクルで起こっているらしいことが、地表の地質学的データから推測されている(Maruyama, 1994)。

D'層の以上の記述は、まだ推測の段階でその真偽は良くわかっていない。

核

核は中心から1,222 kmに不連続面があり、外側を外核、内側を内核と呼んでいる。外核は液体で内核は固体である。

核の主成分はFe-Ni合金で、Fe/Ni比は16程度であると考えられる。しかし、高温・高圧実験によると、Fe-Ni合金のみでは、地震波から得られる密度より $1\sim 2 \text{ g/cm}^3$ ほど大きくなる。このことから核は純粋なFe-Ni合金ではなく、軽い元素を含んでいる必要がある。その軽元素が何かによって各種のモデルが提示されている。軽元素としてはH、S、O、P、Si等が考えられる。

Hは金属のFeに良く混じることがわかっている。また、Hは、核の温度・圧力条件では金属として振る舞うことが明らかになった(Mao, 1981)。つまり、Hは核に存在することになる。また、SiやOはマントルにたくさん存在する元素であることから金属Feの中に溶け込んでいる可能性がある。SはFeSという成分で隕石にたくさん含まれていることとSとFeは挙動を伴にする元素であることから、核形成時にたくさん取り込まれた可能性がある。

地球の発達史については非常にたくさんのデータがあることから、かなり詳細は地史が編まれている。しかし、ここでは十分なデータを提示することができない。地球の発達史に関しては稿を改めて報告する。

4 月

月の試料は、Apolloの6回のミッションによって381 kgの岩石が地球に運ばれた。U.S.S.R.も無人探査機Luna 16、20、24でも少ないながら月の試料を持ち帰った。また、無人月面自走車Lunokhod 1、2は数10 kmにわたって月面を

観測した。持ち帰られた試料は、世界各地の研究者に配られ、精密な分析がなされた。

月で見出される鉱物は100種に満たないほどで、地球の約3,000種に比べて少ない。一つには、調べられる試料が少ないせいであろう。しかし、一番の理由は、月の岩石は火成岩のみで、変成岩・堆積岩が無いことである。月には水が無く、水を伴う反応が起きない。そのため風化や変質作用によって形成される鉱物はできない。

月の岩石は大きく分けて、深成岩、火山岩、角礫岩の3つに分けられる。月の海では、約90 %が火山岩で、残りの約10 %が多様な岩片が集まった角礫岩である。海の火山岩は玄武岩である。高地では85 %が角礫岩、10 %が深成岩、5 %が火山岩である。高地の深成岩は斑れい岩から斜長岩で、火山岩は玄武岩である。多様な岩片が混じった角礫岩は、ポリミクト角礫岩(polymict breccia)と呼ばれる。隕石の衝突によって破碎、変成作用を受けた岩石である。

月の岩石の化学組成は、月から来た隕石(表7)と月から持ち帰られた岩石資料(表8)から得られている。Apollo等で持ち帰られた資料は、産状や産地がはっきりしており得られたデータが直接その地域の起源や地史に反映できる。しかし、隕石はいつ頃どこから飛び出したか不明であるため、直接月の地史に結びつけるのは難しい。しかし、岩石の多様性や岩石の年代から、月の起源への貢献できる。月隕石は、地球で拾えるという簡便さが一番の利点であろう。

海

玄武岩の構成鉱物は、斜長石、単斜輝石、カンラン石を主として、少量のチタン鉄鉱、スピネル、アーマルコライト(armalcolite)からできている。月の海の玄武岩は、地球のものに似ているが、水や水酸基が無く、揮発性成分がほとんどないこと、FeとTiが多いのが特徴である。月の海の岩石には、Kや希土類元素(REE: rare earth elements)とPに富んだ岩石が、雨の海の周辺に特徴的に産出し、KREEPと呼ばれる。

海の玄武岩には、地球のものには見られない特異なものとして、過冷却で晶出した著しい累帯構造をもつピジョン輝石やカンラン石の鉱物や、ピジョン輝石の斑晶をもつ輝石ヴィトロフェア(pyroxene vitrophyer)などがある。

KREEPは、 $\text{SiO}_2\text{-(Mg, Fe)}_2\text{SiO}_4\text{-CaAl}_2\text{SiO}_8\text{(Q-Ol-Anと略す)}$ のpseudo-ternaryで近似でき、その化学組成はpxとol, plのperitectic pointの近くにある。高地の岩石もQ-Ol-Anで近似できるため、KREEPは高地の岩石と近縁であると考えられる。px+ol+plが晶出している時、つまりトロクトライト(troctolite)やノーライト(norite)を沈積相として形成しているマグマが、隕石の衝突などで急に噴き出して溶岩として流れたものがKREEPであると考えられる。

月の岩石は、Feは金属として含まれることはあっても、 Fe^{3+} は存在しない。これは、マグマの酸素分圧がきわめて低い還元的な環境であったことを意味する。

高地

月の高地の岩石は、もともとは深成岩として結晶化したものであるが、ほとんどが砕かれポリミクト角礫岩になっている。深成岩はCaとAlに富む斜長石を主成分とする斜長質岩とかんらん岩の2種類がある。斜長質岩は斜長石と輝石の量によって、斜長石が多い順に斜長岩

表 7. 月隕石の分析値

Rock Type No	Reg 1	Reg 2	Reg 3	Reg 4	AnBre 5	Lunar 6	Lunar 7	AnBre 8	AnBre 9	AnBre 10	Lunar 11
SiO ₂	44.4	45.7	43.9	44.9	43.14	43.59	45.67	43.05	44.34	43.64	45.36
TiO ₂	0.22	0.25	0.34	0.23	0.35	1.52	0.53	0.22	0.24	0.03	1.66
Al ₂ O ₃	28.1	25.6	26.1	28.9	26.01	12.89	16.73	27.78	28.35	29.08	11.49
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	0.04	0.28	0.48	1.47	0.37	<0.05	0.6
Cr ₂ O ₃	0.109	0.129	0.130	0.090	0.13	0.11	0.15	0.10	0.06	0.09	0.17
MgO	5.3	8.2	6.1	4.0	6.22	5.75	9.52	5.64	5.26	5.03	6.41
FeO	4.7	5.4	6.4	4.3	7.02	21.17	13.57	3.69	4.96	5.03	21.18
MnO	0.065	0.075	0.082	0.065	0.08	0.18	0.09	0.08	0.04	0.03	0.25
CaO	16.0	15.0	15.4	16.9	15.33	13.25	12.28	16.28	15.76	16.63	11.99
Na ₂ O	0.43	0.30	0.33	0.33	0.33	0.40	0.42	0.45	0.44	0.44	0.50
K ₂ O	-	-	-	-	0.02	0.13	0.08	0.02	0.05	<0.02	0.04
P ₂ O ₅	-	-	-	-	0.31	0.29	0.08	0.15	0.09	0.06	0.05
H ₂ O-	-	-	-	-	0.1	0	<0.05	0.10	<0.05	<0.05	0
H ₂ O+	-	-	-	-	0.48	0.18	<0.1	0.63	<0.1	<0.1	0
S	-	-	-	-	0.41	0.48		0.19			19
(ppm)											
K	180	194	220	237	-	-	-	-	-	-	-
Th	0.20	0.29	0.32	0.39	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	-	-	-	180	21	108	100	84	-	29

データは National Institute of Polar Research (1995)、Warren & Kallemeyn (1991) による。Rock Type の Reg は regolith、AnBre は Anorthositic Breccia、No の 1: Y82/86032 の平均、2: ALH81005 の平均、3: Y791197 の平均、4: MAC88105 の平均、5: Y791197、6: Y793169、7: Y793274、8: Y82192、9: Y82193、10: Y82194、11: A88175 を示す。

(anorthosite)、斜長岩質ノーライト (anorthositic norite)、ノーライト質斜長岩 (noritic anorthosite) に分類される。かんらん岩は、カンラン石と斜長石からなるトロクトライト、輝石と斜長石からなるノーライト、スピネルとカンラン石、斜長石からなるスピネル・トロクトライト (spinel troctolite)、カンラン石からなるダナイト (dunite) がある。

トロクトライトには、角礫岩化していない粗粒の岩石が見つかり、深部でゆっくり成長した組織が見られる。ディオブサイド、エンスタタイト、クロムスピネルからなる symplektite があり、深度 10~30 km で形成されたことがわかっている。高地の岩石で Ca と Al を主成分とする斜長岩は低密度の岩石である。一方、ノーライトやトロクトライトは Fe や Mg を主成分とするため高密度である。このような岩石が高地を作っていることから、月の地殻内でも化学分化が起こっていたはずである。高地の占める面積が多いことから、月全体が溶けるような事件があったと考えられる。このような事件をマグマ・オーシャン (magma ocean) と呼んでいる。

マグマ・オーシャンでは、最上部の斜長石に富むマグマが斜長岩になったと考えられる。そして地殻下部やマントル上部はノーライトやトロクトライトからできていると考えられる。

月の高地の岩石は、ほとんどがポリミクト角礫岩である。各種の岩石片が集まって固結したものである。角礫岩の岩石片のサイズは直径 1 m から 1 mm 以下まで様々なものがある。隕石の衝突によって月の岩石が破碎され、別の隕石の衝突によって高温・高圧になり固結したと考えられる。高地に分布する角礫岩の 10~15 % が、かなりの変形を受けているが、構成岩石が深成岩起源である。角礫岩には、ガラス質のものと結晶質のものの 2 種類があるが、化学的には似ている。ポリミクト角礫岩は地球では見られない岩石だが、月のような大気や水を持たない天体で隕石の衝突

を受けた天体ではごく普通の岩石であると考えられる。
化学組成

月の岩石の特徴は、揮発性元素 (Na、K、Tl、Bi、Rb...) に乏しく、難揮発性元素 (Ca、Al、Ti、Ta、Zr、Nb、U...) に富み、親鉄元素 (Fe、Ni、Ir、Au...) に乏しく、親石元素 (Li、Sr、Ba、Be、Th...) に富む (表 9)。揮発性元素は 600 K 以下でも気体である。月の岩石は C1 コンドライトに比べて 1/10~1/1,000、原始太陽系星雲に比べて 1/200、地球のマントルに比べて 1/50 乏しい。このような化学的特徴は水星以外の惑星や衛星では見られない特異なものである (Taylor, 1992)。やや揮発性の元素は、600~1,300 K で凝縮する。月の岩石は、原始太陽系星雲に比べて 1/10、地球のマントルに比べて 1/2 乏しい。難揮発性元素は、C1 コンドライトと比べて 10~100 倍富む。月の岩石は、揮発性が強いほど乏しくなっている。

月の岩石の化学的特徴は、地球のマントルの化学組成に似ている (図 1)。このような化学組成の特徴を説明するのに、後述のような各種のモデルが提唱されている。

年代

月の岩石の年代は、各種の方法で求められている (表 10)。海を作る玄武岩と高地の斜長岩は明らかに違う (図 2)。海の玄武岩は若いものが多く、高地の斜長岩は古い。斜長岩で変形の少ないものとカンラン石の大型結晶から 46 億年前のものがみつかる。しかし、深成岩の多くは 43~40 億年前と若い年代を示す。これは隕石の衝突によって年代が若返ったと考えられる。高地の岩石の Sr 初生値 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio) は高い (0.7085 までである)。このような高地の岩石は Rb/Sr 比の高い起源物質からできたことを示す。

月の土壌 (soil) では 46 億年前のものがみつかる。これは材料が 46 億年前のものであるか、衝突によって見かけ上古く見えるのかよくわかっていない。

角礫岩の年代は、40 億~38.5 億年前の年代のものが多

表 8. 月の岩石の平均化学組成

Loc.	A-11	A-12	A-14	A-15	A-17	L-16	L-24	ave.	ave.	ave.	A-11	A-12
R.T.	MB	MB	MB	MB	MB	MB	MB	An	Nor	Tr	S&RB	S&RB
SiO ₂	40.46	44.88	-	46.68	39.03	44	46	45.57	50.6	43.5	41.99	46.21
TiO ₂	10.41	3.62	-	1.97	11.94	4.77	1.02	0.08	0.3	0.18	7.94	2.61
Al ₂ O ₃	10.08	8.93	-	10.21	9	13.83	12.2	33.4	17	24	12.58	12.13
FeO	19.22	20.48	-	19.87	18.82	18.7	21.58	1	8.2	4.1	16.4	17.19
MgO	7.01	10.64	-	8.76	8.54	6.4	7.4	1.21	12.5	15.1	7.93	10.42
CaO	11.54	9.81	-	10.63	10.82	11.82	12.2	19.1	9.9	13.4	11.74	9.85
Na ₂ O	0.38	0.25	-	0.3	0.39	0.53	0.23	0.4	0.38	0.37	0.47	0.41
total	99.1	98.61	-	98.42	98.54	100.05	100.63	100.76	98.88	100.65	99.05	98.82
(ppm)												
K	-	540	912	409	440	970	-	123	-	520	1370	2100
Ni	-	46.7	21.5	57.5	2	79	43	-	-	-	199	260
U	-	0.252	0.6	0.154	0.123	-	-	-	-	-	0.52	1.68
Th	-	0.91	-	-	-	-	0.2	0.04	-	-	2.34	5.2
Pb	-	0.42	-	0.24	0.278	-	-	-	-	-	1.61	3.9
Rb	-	-	1.83	0.76	-	1.65	-	-	3.54	0.22	3.8	-

Loc.	A-14	A-15	A-16	A-17	L-16	L-20	L-24	A-14	A-15	A-16	A-17	L-20
R.T.	S&RB	S&RB	S&RB	S&RB	S&RB	S&RB	S&RB	BX	BX	BX	BX	BX
SiO ₂	-	47.19	44.89	44.47	44.37	45.2	45.4	48.9	-	45.48	45.21	-
TiO ₂	-	1.46	0.53	2.84	3.3	0.5	1.04	1.51	1.68	0.64	2.23	0.49
Al ₂ O ₃	-	14.32	27.23	18.93	15.68	22.75	11.95	16.72	13.96	25.11	17.82	23.18
FeO	-	14.98	4.98	10.29	16.75	7.46	19.55	9.53	14.04	5.08	9.8	7.11
MgO	-	10.95	6	9.95	8.78	9.69	9.87	10.18	10.25	7.24	11.55	10.46
CaO	-	10.47	14.56	12.29	11.5	14.7	11.07	10.67	12.78	15.14	11.42	13.75
Na ₂ O	-	0.4	0.47	0.43	0.35	0.39	0.28	0.73	0.46	0.45	0.53	0.42
total	-	99.77	98.66	99.2	100.73	100.69	99.16	98.24	-	99.14	98.56	55.41
(ppm)												
K	3500	1300	800	1050	920	630	238	-	-	-	-	-
Ni	411	216	378	211	174	252	158	-	-	-	-	-
U	3.46	-	-	-	0.36	0.325	-	3.9	-	-	1.11	-
Th	15.1	-	-	2.44	-	0.975	0.4	15.8	-	-	-	-
Pb	8.3	1.81	1.9	1.47	0.96	-	-	9	-	-	-	-
Rb	16.5	3.8	-	-	2.2	1.6	-	-	-	-	-	1.7

データは Heiken *et al.* (1991) の compile による。Loc. (Locality) の A は Apollo、L は Luna の着陸地点を、ave. は average を示す。R.T. は Rock Type で、MB は mare basalt、An は Anorthosite、Nor は norite、Tr は troctolite、S&RB は soil and regolith breccia、BX は polymict breccia を示す。

い。角礫岩は明らかに衝突によって形成されたものであることから、衝突によってリセットされた年代であると考えられる。角礫岩の1億5000万年という短い形成期間は、この期間に集中的に激しい衝突が起こったことを示している。これは月の40億年前より前の歴史をほとんど消してしまうほどの大事件であったことを示す。隕石の激しい衝突の時期が月にあったとすると、地球も周りの地球型惑星もあるいは太陽系全体が衝突の時期であったことになる。これは太陽系の惑星の歴史にとって非常に重要な事件である。

海の玄武岩は43～31億年前に形成されたものである。特に37～31億年前の間に活発な活動があった。月の形成から玄武岩の活動までに9億年ぐらいの時間差がある。これは比較的半減期の長い放射性元素の崩壊エネルギーが蓄積されて、岩石の部分溶解を起こすのに要する期間かもしれない。あるいは、衝突天体が大型の天体を破壊はしないが、深部にまで達するダメージを与える大きさにそのころになった可能性もある。海の玄武岩は、Srの初生値が非常に小さい値(0.6992～0.6996)を持つ。これは、起源物質がRb/Sr比0.005程度の低い値を持ち、BABIのような低いSr初生値を持っていたと考えられる。

高地の起源物質が高Rb/Sr比であったのに対し、海の起源物質が低Rb/Sr比である。これは、月の初期に少なくともRbとSrの分化が起こったことを意味する。

発達史

月の歴史は、比較的よくわかっている。時代区分は新しい方から、

- ・Copernican紀(0～10億年前)
- ・Eratosthenian紀(10～32億年前)
- ・Imbrian紀(32～38億年前)
- ・Nectarian紀(38～39億年前)
- ・Pre-Nectarian紀(39～46億年前)

となる(Heiken *et al.*, 1991)。

Pre-Nectarian紀(39～46億年前)は、Nectaris impactが起こるまでの時代で、月の創成期である。その中でもいくつかのイベントが識別されている。まず、月の形成がある。この月の起源については後述する。つづいて月全体に及ぶ分化が起こった。大規模な溶融、化学的分別作用、結晶分化作用、結晶のフローテーション、斜長石に富む月地殻の固結があった。このような時期にマグマ・オーシャンが形成されていたと考えられる。数100 kmの深さまで溶けていたとするモデルもある。続いて、あるいはその結晶分化作用中に激しいクレーターの衝突があった。Wilhelms (1984)は、Nectarisより古いクレーターが30個あると報告している。その内いくつかは、新しい巨大なクレーターより大きいとされている。

Nectarian紀(38～39億年前)は、Nectaris盆地が形成される2,000万年ほどの期間である。この時Nectaris以外に

表 9. 月の化学組成モデル

Model	1	2	3
mantle+crust			
SiO ₂	43.3	45.6	44.6
TiO ₂	0.4	0.2	0.3
Al ₂ O ₃	7.6	4.6	3.7
Cr ₂ O ₃	0.3	0.4	0.4
MgO	29.1	32.4	33.4
FeO	13	13	13.9
MnO	0.15	0.18	-
CaO	6.1	3.8	3.4
Na ₂ O	0.15	0.06	0.05
K (ppm)	78	60	100
U (ppm)	0.041	0.027	0.028
Th (ppm)	0.145	-	-
Core			
Fe	61.5		
Ni	32.5		
S	4		
Mass			
mantle+crust	98		
core	2		

データはBasaltic Volcanis Study Project (1981) より引用した。Modelは1: Mo1, 2: Mo2, 3: Mo3に対応する。

大きなものだけでも12個の盆地が形成されている。直径20 km以上のクレーターは、少なくとも1,700個はあると見積もられている(Wilhelms, 1984)。この時期は、大きな盆地を作ると共に、激しい隕石の爆撃あり、初期の玄武岩質の火山作用が起こったと考えられる。

Imbrian紀(32~38億年前)は、月の地球側ではImbrian盆地の形成が主な出来事である。巨大な衝突があったため、Imbrian盆地からの放出物は広範囲にわたって分布している。Imbrianの放出物は地層の良いマーカーとなっている。Imbrian紀は、前期Imbrian世と後期Imbrian世に分

けられている。前期Imbrian世は、激しい衝突が起こった時期で、多くのimpact meltが形成されたと考えられる。年代は正確に決定されていないが、ほぼ38~39億年前頃とされている。

後期Imbrian世は、クレーター形成がやや衰えながらも続いており、火山活動の激しい時期である。海に玄武岩が大量に形成され、Eratosthenian盆地以外のほとんどの盆地を玄武岩が埋める時期である。当然盆地の表面には、ImbrianやOrientalの放出物はない。時代は37.5から32億年前頃とされている。

Eratosthenian紀(10~32億年前)は、クレーター形成はだいぶ下火になっている。しかし、この紀の初めに、Eratosthenianクラスのクレーターが形成されて、やがて海の玄武岩の活動が終わり、Eratosthenianクレーターを埋めている玄武岩が一番新しいものとなる。海の玄武岩をおおうレゴリス(regolith)は、この時期に形成された。

最後のCopernian紀(0~10億年前)は、月の地球側で、Copernicusクレーター(直径96 km)が形成された時期である。Copernicusクレーターより若い直径50 kmを超えるクレーターはほとんどない。この時期には、小さな隕石の衝突が時々あるだけで、ほとんどの地質活動は停止している。

起源

月の起源に関するモデルは、分離説(親子説)、捕獲説(他人説)、そして集積説(兄弟説)などに分類され、古くから議論されてきた。

分離説は、古くはG. H. Darwin(1880)によって提唱されたものである。地球が速く自転していたために、地球の物質が飛び出して月を形成したとする説がある。地球から月が生まれたことから、親子説と呼ばれている。このモデ

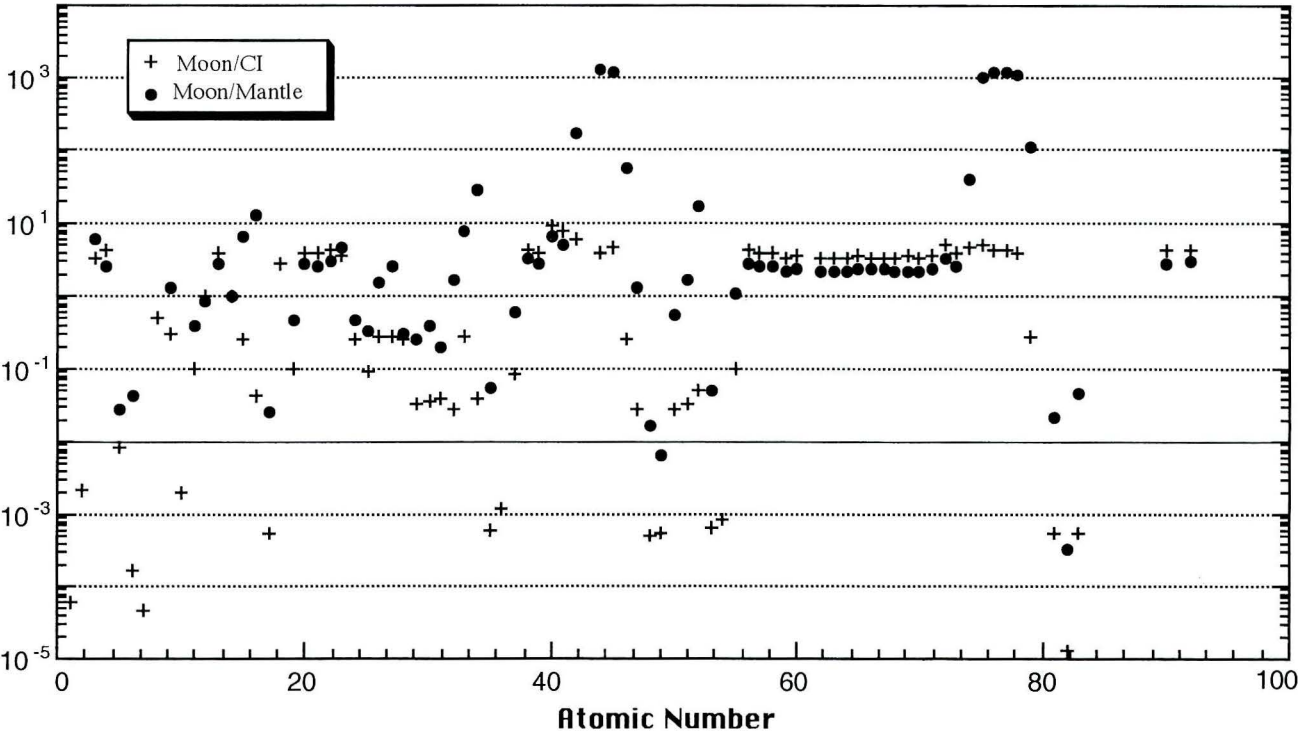


図 1. 月の化学組成とCIコンドライトと地球のマントルとの比較図。
月の化学組成をCI chondrite (Orgueil)と地球のMantleと比較したもの。データはGanapath and Anders (1974)、Ringwood (1991)による。

表 10. 月の年代

Sample	Lithology	Sm-Nd	Rb-Sr	K-Ar	U-Pb
average	KREEP basalt		3.83		
average	Crystalline melt breccias		3.82	3.92	
average	Clast-poor impact melt		3.84	3.83	
Apollo-11	Low-K basalt	3.88	3.68	3.76	
Apollo-11	High-K basalt	3.57	3.55	3.53	
Apollo-12	Basalt	3.20	3.18	3.15	
Apollo-15	Q-nrm basalt		3.28	3.34	
Apollo-15	Ol-nrm basalt		3.30	3.27	
Apollo-17	Basalt	3.74	3.67	3.74	
Luna16	Basalt		3.35	3.41	
Luna24	Basalt	3.30	3.6	3.40	
Luna24	Ferrogabbro			3.33	
Luna24	Metaferrobasalt			3.24	
Fra Mauro	HL low-K Basalt	4.32	4.20	3.97	
Fra Mauro	HL inter-K basalt	4.13	4.13		
average	Mg-rich lherzolite	4.18	4.18		
average	Mg-rich dunite		4.45		
average	Ferroan mafic rock			3.98	
average	Mg-gabbro	4.21			4.23
average	Ferroan anorthosite	4.44		3.99	
average	Sodic anorthosite			3.9	
average	Alkali anorthosite				4.03
average	Norites	4.40	4.39	4.10	4.30
average	Mg-rich norite	4.31	4.30		
average	Troctolite	4.26	4.51	4.21	4.26
average	Granites	4.11	4.00	3.89	4.19
average	Quartz Monzodiorite				4.37

データは Basaltic Volcanism Study Project (1981)、Heiken *et al.* (1991)、Nyquist & Shin (1992) の compile したものの平均値を計算した。HL は highland、inter は intermediate、Q は quartz、ol は olivine、nrm は norm を意味する。

ルの利点は、月の平均密度や化学的性質が地球のマントルのものに似ているため、地球のマントルが飛び出したと考えると都合が良い。しかし、月の親鉄元素が地球のマントル物質と比べて乏しいことが難点である。その他の難点は、月と地球の角運動量をすべて合わせても(原始の地球が持っていたはず)の値でも、月が分裂するほどの自転速度にはならないことである。また、分裂は地球の赤道面上に起こり、月の軌道面も地球の赤道面上であるはずだが、 $5^{\circ}09'$ 傾いている。

捕獲説は、太陽系初期に多数形成されたはずの微惑星の一つが地球に捕らえられたとする説である。地球とは全く起源の違うものを捕らえたため他人説と呼ばれる。もと微惑星だとすると月と同じような星が多数あるはずで、月に似ている天体は、大きさでは木星の衛星ガニメデ(Ganymede)、カリスト(Callisto)、イオ(Io)、エウロパ(Europa)、土星の衛星タイタン(Titan)、海王星の衛星トリトン(Triton)の6つがある。このうちイオとエウロパはほぼ同じ平均密度を持つ。月とトリトンは主惑星の赤道面上からはずれているが、他の5つは赤道面上にある。このようなことから考えると、月は地球だけの特別な衛星ではなく、ありふれた衛星の一つにすぎないと考えられる。しかし難点は、地球と月の物質に見られる化学的類似性である。化学的類似性は、同一物質からの起源を示唆する。

集積説は、月が地球の近傍で地球と一緒に作られたとする説である。月は地球の弟星のようであることから、兄弟説とも呼ばれる。難点は同じ場所で似たような材料物質から作られるはずなのに、平均密度や化学組成に大きな違いがあることである。

以上のように各説には、それぞれ利点・難点があり、どの説が一番いいかまだ決着はついていない。月と地球の化学組成の相異、そして月の軌道面が地球の赤道面からずれていること、地球-月系の角運動量が他の惑星系に比べて異常に大きいこと、月の平均密度が小さいことを説明しなければならない。

その後、捕獲説の変形版とも言うべきgiant impact説が提唱されてきた。この説は微惑星が、地球にぶつかり、そのときに飛び散った破片が集まって月になったとする説である。以前はぶつかる頻度が、偶然であるため稀な出来事だとされていた。しかし、シミュレーションしていくと太陽系初期には、微惑星が1,000億個ほど存在したと考えられる。そのため惑星が成長する時に、衝突・合体が頻繁に起こったと考えられる(小出, 1994)。

giant impactに基づいたシミュレーションがかなり詳しくなされるようになった。Newsom & Taylor(1989)のモデルによると、火星よりやや大きな原始惑星が5 km/secで地球をかすめるように衝突したとする。この時、原始惑星と地球はすでに分化していてFeの核と珪酸塩鉱物のマントルになっていたとする。このような天体同士が衝突した時、地球の自転が加速される。原始惑星の核は地球の核に合体し、両天体のマントル物質は地球の軌道面上に飛び出しディスクとなる。やがて飛び出した物質が集まって月を作ったとされる。FeOの含有量から見積もると、FeOが8 wt%の地球マントルを15 wt%、FeOが14 wt%の原始惑星が85 wt%が集まって、月のFeOの含有量が13 wt% できたと考えられる。

giant impactモデルの問題点として、多くの元素の化学的挙動が充分検討されていない点である。

5 火星

火星の化学組成は、月には及ばないが金星より良くわかっている。それは大気が薄いため、地球から直接地表が観察できることと、火星起源と考えられる隕石が見つまっているため、化学分析されているからである。地球から反射光や反射偏光のスペクトル解析によって表面物質を特定することが可能である。

大気

火星の大気は、気圧が700 Paと低く地球の1/100程度である。その成分比率は、金星の大気に似ている。火星の大気は、金星同様のCO₂を主としN₂を伴う。微量の成分で、金星の大気との違いが認められる。金星ではH₂Oが0.14 %あるのに対し、火星では極冠に固体のH₂Oがあるのだが、大気中にH₂Oは0~0.03 ppmと非常に少ない。また、火星にはO₂が0.13 %あり酸化的な大気だが、金星はO₂が69 ppmしかなく還元的な大気である。火星の大気にも個性があることになる。

火星の大気組成比は、¹²C/¹³C、¹⁶O/¹⁸Oは地球のものと一致している。火星のD/Hと⁴⁶Ar/³⁶Arは地球のものに比べて一桁大きい。Dと⁴⁰Arは放射性源である。これは、火星内部からの脱ガスが効率よく起こったことを示している。¹⁴N/¹⁵Nは、地球の1/2.5しかない。N₂は循環せず惑星初期からそのまま大気に存在する。¹⁴Nの含有量が小さく、¹⁵Nより大気圏外に出やすい(McElroy *et al.*, 1976)ので、火

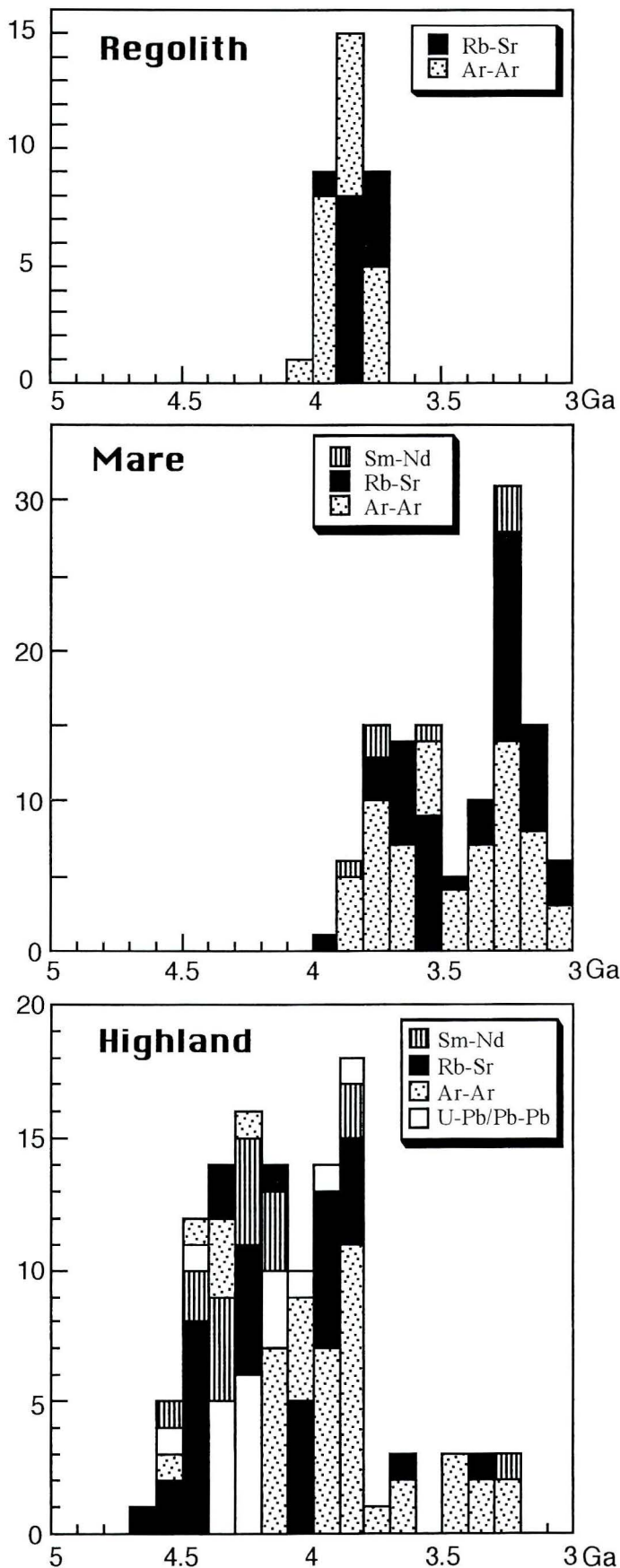


図 2. 月の岩石の形成年代の頻度図。

月の岩石の形成年代を、角礫岩 (regolith) および海 (mare)、高地 (highland) の地域・岩石種別を示した。データはBasaltic Volcanism Study Project (1981)、Heiken et al. (1991)、Nyquist and Shin (1992) による。

星のもともとの大気量は地球の2.5倍程度、1~3気圧のCO₂とN₂主体の大気があったと考えられる。このような環境は温暖な気候と地表水の存在を予想させる。

火星のようなCO₂大気では、H₂Oの三重点は0°Cである。そのため極冠ではH₂Oは固体として存在しうる。高地で夏の昼間になると氷は昇華するのに対し、低地では夏の日中では少量の水が生じうる。しかし、大気圧が低いためすぐ蒸発してしまうはずである。H₂Oは火星表面の現在の環境では非常に存在しづらいようである。あったとしても極冠に固体として固定されているにすぎず、流水を形成するのは難しい。地形に見られる流水の跡は、現在の環境が過去から変化あるいは進化してきたことを示す。

表土

火星のスペクトル分析は、Kuiper (1952) を始めとして古くからおこなわれている。その結果、酸化第二鉄 (Fe₂O₃) を含む風化生成物であろうとされている。おそらくlimonite (Fe₂O₃ · nH₂O) の多いものであろうと考えられる。地球のラトソイル (latosol) と呼ばれるラテライト性土壌に似ていることから、玄武岩が風化したものと考えられる。ラトソイルはFeOとAl₂O₃、粘土鉱物を含み、高温多湿の環境で形成される。しかし現在の火星は乾燥した薄い大気と低温であるため、赤色の土壌が形成される環境ではない。これは、火星にはかつて水の多かった時代があり赤色土壌が形成され、現在も化石土壌が残っていることを示唆する。赤色の土壌が、火星全体を覆っているため火星は赤っぽい星に見える。

火星の表面には、地球から見て黒っぽく見える地域がある。黒っぽく見えるのは、細粒の黑色物質からなる斑点 (スプロッチ) や筋 (ストリーク) が多数集まった所である。地球からの観測では、黑色部は移動する。これは風によって細粒物質が移動しているのか、表土が風によってなくなり未風化の碎屑物が表れているのかのどちらかであろうと考えられる。黑色物質の正体は、地球からの反射スペクトル観測で珪酸塩中の酸化第一鉄 (FeO) の吸収スペクトルを持っていることが明らかになった。鉄が2価の酸化しかしていないことから、有色の珪酸塩鉱物があると推定される。多分風化の少ない新鮮な玄武岩かかんらん岩あるいは玄武岩質の火山碎屑物であると考えられる。

表土はViking 1, 2のprobeが着陸した2地点の分析がされた。Viking 1は1967年クリュセ平原 (22.5°N, 48°W)、Viking 2はユートピア平原 (48°N, 226°W) に着陸し、表面下6 cmの深さの土壌を搭載してあった蛍光X線分析装置で分析した。

両地域の化学組成 (表 11) は、どれも非常に似かよっている。Fe₂O₃が多いのが特徴だが、酸化的な大気のせいで、風化時にFeOからFe₂O₃に変化したと考えられる。その生成物はスペクトル分析で推定されているlimoniteであろう。MgOが5.7~8.6 wt%程度で、玄武岩の組成を示す。TiO₂はかんらん岩に比べて高く、地球のMORBのようなtholeiitic basaltを思わせる値を持つ。以上のことより、表土を構成する土壌は、玄武岩起源であると考えられる。以上のことより、火星の地殻の最上部は、玄武岩が主要構成物となっていると考えられる。

隕石

火星起源と考える隕石は、かつてはshergottite、nakhlite及びchassigniteの3種で、その頭文字をとってSNCと総称されていた(表 12)。最近、新しいタイプとして斜方輝岩(orthopyroxenite)が加えられた。エイコンドライト(achondrite)には、カンラン石や普通輝石(augite)を含むものはあまりないので、SNCは変わった隕石だと考えられる。

shergottiteは鉱物の量比にばらつきはあるが、斜長石が10～20 vol%、普通輝石が11～37 vol%、ピジョン輝石(pigeonite)が26～59 vol%で主要造岩鉱物となる。カンラン石は、ALH77005に特別多い。斜方輝石はEETA79001Aに認められるだけである。shergottiteはAl₂O₃が多く斜長石の多いことを反映している。shergottiteは急冷された組織を持ち、地球の玄武岩やピクライトに対応し、火星の地殻を構成していたと考えられる。

nakhliteは、普通輝石を主とし、カンラン石と斜長石を伴う。SNCの中ではCaOの含有量が一番多い。これは、普通輝石が多いことを反映している。nakhliteは、急冷された玄武岩質の組織を持ち地球の玄武岩に対応し、火星の地殻を構成していたと考えられる。

chassigniteはカンラン石を主として、斜方輝石と普通輝石、斜長石を少量含む。chassigniteは、SNCの中ではFeOやMgOに富み、Al₂O₃やCaOに乏しい。これはカンラン石を主体としていることを反映している。chassigniteは、細粒のかんらん岩のような組織を持ち地球のかんらん岩に対応し、マントルを構成していたと考えられる。

年代

火星起源の隕石の特徴の一つに、形成年代が若いことが挙げられる(表 13)。最近、識別された斜方輝岩は、その中で一番古く30～40億年前の年代が得られている。次いで、nakhliteとchassigniteは13億年前である。shergottiteは1.8～13億年前と一番若い。このような年代は比較的最近まで火成作用があったことを示す。地球型惑星では、地球以外では一番最近まで活動していたことになる。ただし、火星に活火山は見つかっていない。

化学モデル

火星の化学組成モデルを表 14に示した。火星は、地球に

比べて、核が少ないのが特徴である。これは平均密度が地球と比べて小さいことを反映している。マントルの中のFeOの量が地球に比べて多くなっている。惑星全体のFeで比べると地球の方が火星より多い。Feは火星では核に集まりきらずマントルに残り、核の形成が地球より進まなかったと考えられる。

発達史

火星の進化における大きな事件は、大規模な分化、大気形成の脱ガス、南北半球の分化、Tharsisの形成が挙げられる。SNC隕石の同位体組成から、核の形成は集積の終了と同時であったと考えられる(Treiman *et al.*, 1987)。大気の高いD/H比や流水地形は、火星の初期に脱ガスと大気の形成が起こったことを示している。その後、マントルと核が冷却し地殻が分化し、リソスフェアが厚く成長していく。冷却中はマントル対流が激しく熱源となる放射性元素が地殻に濃集してしまうため10億年くらいの間に一気に冷めていく(Schubert *et al.*, 1992)。玄武岩質の地殻のリサイクルつまり地球のようなマルチ・プレート・テクトニクスは起こらない。それは、火星の半径が小さく、プレートの沈み込み帯の物理条件では、玄武岩がエクログャイトの安定領域に達しないためである(Taylor, 1992)。

火星の地史は、Mariner 9の画像によって最初の試みがなされている。新しいものから以下の3つの地質時代に区分されている。

- ・Amazonian紀(0～35.5億年前)
- ・Hesperian紀(35.5～38億年前)
- ・Noachian紀(38～46億年前)

Vikingのorbiterの画像によってより細分化され、Amazonian紀は前・中・後期に、Hesperian紀は前・後期に、Noachian紀は前・中・後期に分けられる。年代は不正確であるが、いくつかのモデルが提唱されている。ここでは、Neukum & Wise(1976)を採用した。

Noachian紀は火星全体に活発な時代である。前期Noachian世(46～45億年前)は惑星の分化、impact構造の形成、磁極移動などの盛んな時期であった(Banerdt *et al.*, 1992)。どこの惑星でも見られるが惑星形成の初期はクレーターの形成が激しい時期である。中期Noachian世(45～43億年前)はTharsis地域で活発な活動があった。初

表 11. 火星の地表分析値

Sample Locality	S1	S2	S3	S4	C6,11 Chryse	U2,4,6,7 Utopia	C1,7,8 Chryse	U1,3,5 Utopia	C2,5,13 Chryse	C1 Chryse	C6 Chryse	average
SiO ₂	44.7	44.5	43.9	42.8	44	43	43	43	42	43	44	43.0
TiO ₂	0.9	0.9	0.9	1	0.62	0.54	0.66	0.56	0.59	0.65	0.61	0.6
Al ₂ O ₃	5.7	n.y.a.	5.5	n.y.a.	7.3	(7)	7.3	(7)	7	7.5	7.3	7.2
MgO	8.3	n.y.a.	8.6	n.y.a.	6	(6)	6	(6)	7	6	6	6.0
Fe ₂ O ₃	18.2	18	18.7	20.3	17.5	17.3	18.5	17.8	17.6	17.6	17.3	18.0
CaO	5.6	5.3	5.6	5	5.7	5.7	5.9	5.7	5.5	6	6	5.8
K ₂ O	<0.3	<0.3	<0.3	<0.3	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	<0.15	-	-	0.2
SO ₃	7.7	9.5	9.5	6.5	6.7	7.9	6.6	8.1	9.2	7	6.7	7.2
Cl	0.7	0.8	0.9	0.6	0.8	0.4	0.7	0.5	0.8	0.7	0.8	0.6
(ppm)												
Rb	<30			<30							P ₂ O ₅	0.8
Sr	60 ± 30			100 ± 40							MnO	0.5
Y	70 ± 30			50 ± 30							Na ₂ O	1.3
Zr	<30			30 ± 20							Cr ₂ O ₃	0.2

データは Banin *et al.* (1992)、Toulmin *et al.* (1977) による。Sample が 2 個以上あるのは平均値を示している。n.y.a は測定不能を意味する。

表 12. 火星起源隕石の化学組成

No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Rock Type	S	S	S	S	S	N	N	N	C
Modal Composition (vol%)									
Pigeonite	36.3	36.5	59.3	39.5	26				
Augite	33.5	36.5	6.1	20	11	78.6	major	major	3.8
Opx			5.4		tr				4
Olivine			8.9		52	15.5	min	min	88.5
Plagioclase	23.3	21.7	17.1	29.1	10	3.7	tr	tr	2.6
K-Feidspar						1.1	tr	tr	tr
Ti-magnetite	2.3	2.1	2	3.5		1.9	tr	tr	
Chromite			1		1				1.2
Sulfides	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Phosphates	tr	tr	0.2	0.4	tr	tr	tr	tr	tr
Mesostasis	4	2.1	0.1	0.7	tr				
Major Elemets (wt%)									
SiO ₂	51.36	50.8	48.58	49.03	43.08	49.33	46.9	49.5	38.16
TiO ₂	0.87	0.77	0.64	1.12	0.44	0.35	0.33	0.35	0.1
Al ₂ O ₃	7.06	5.67	5.37	9.93	2.59	1.64	1.55	1.74	0.69
MgO	9.28	11	16.31	7.38	27.69	11.82	12.9	10.9	31.6
MnO	0.525	0.5	0.469	0.452	0.46	0.55	0.79	0.67	0.526
FeO	19.41	18	18.32	17.74	19.95	21.7	22.7	19.74	27.1
CaO	10	10.8	7.05	10.99	3.35	14.3	13.4	15.8	0.6
Na ₂ O	1.29	0.99	0.82	1.66	0.44	0.57	0.36	0.82	0.13
K ₂ O	0.189	0.14	0.033	0.065	0.027	0.166	0.09	0.43	0.041
P ₂ O ₅	0.8		0.54	1.31	0.36	0.103			0.058
Cr ₂ O ₃	0.203	0.3	0.589	0.183	0.963	0.25	0.18	0.21	0.63
S	0.133		0.16	0.19	0.06	0.025			0.012
Sum	101.12	98.97	98.88	100.05	99.41	100.80	99.2	100.16	99.65
(ppm)									
Rb	6.84	5.7	1.04	1.78	0.63		<4		
Sr	51	46	57	67	<100		75		
Nd	4.5	2.89	1.4	2.9	1.15	2.85	2.8		0.7
Sm	1.37	1.17	0.75	1.56	0.42	0.78	0.83		0.16
Th	390		<100	<200	<100		150		<200
U	116	154	<60	<100	<50		49		<100

データはBanin *et al.* (1992) による。1: Shergotty, 2: Zagami, 3: EETA79001A, 4: EETA79001B, 5: ALH77005, 6: Nakhla, 7: Lafayette, 8: Governador Valadares, 9: Chassigny。Rock Type の S は shergottite, N は nakhlite, C は chassignite を、Modal Composition の opx は orthopyroxene, tr は trace, min は minor を意味する。

期～中期Noachian世は小規模なチャネルが形成される。後期Noachian世(43～38億年前)はValles Marineris地域で活動が始まる。

Hesperian紀は火星全体の活動から地域的な活動への移行期である。大規模な洪水がありチャネル群が形成される。前期Hesperian世(38～37億年前)は、impact構造の形成がだんだん減っていく時期である。後期Hesperian世(37～35.5億年前)は、火星の分化作用が衰えていき、Elysium地域の変形作用が始まる。Tharsis高地の形成はこの頃である。後期Noachian世～前期Hesperian世は北と南半球の境界が発達する。

Amazonian紀は地域の限られた活動となる。この時期に、極地の堆積物が形成される。そしてこの堆積は現在も続いている。前期Amazonian世(35.5～25億年前)は、Olympus MonsとElysium地域の変形作用が活発で、少しは衰えるがTharsisとValles Marineris地域でも活動が続いている。Marineris峡谷がこの頃形成される。中期Amazonian世(25～7億年前)は、Olympus Mons地域で活発な活動があったが、Valles Marineris地域の活動が衰える。後期Amazonian世(7億～7,000万年前)は、Tharsis、Olympus Mons、Valles Marineris、Elysium地域の活動が衰える。

6 小惑星と隕石

近年、小惑星に対する探査が、地球上からもそして探査機を使って精力的に行われるようになった。その結果、かなり詳しい情報が入手できるようになった。日本の宇宙科学研究所では、小惑星ネレウスをターゲットにしたサンプルリターンの計画を立てている。回収される資料は、わずか10～100 g程度かもしれないが、重要なデータとなるであろう。

小惑星の化学組成は、反射スペクトル分析から推定されているが、隕石が重要な手がかりとなる。なぜなら、隕石は大部分が小惑星から飛んできたと考えられるからである。記録された隕石の落下から軌道を求めることが可能である。現在まで、5個の隕石の軌道が求められているが、すべて遠日点是小惑星の主ベルトの中にあたり、軌道が主ベルトを通るものである。当然、近日点は地球の軌道より内側である。つまり、小惑星帯から何らかの理由で飛び出した隕石が、地球を横切る離心率の大きい軌道を持つようになったと考えられる。

隕石種毎の落下頻度とスペクトルタイプ毎の頻度は一致しないが、隕石の多くのタイプは小惑星のスペクトルのクラスと対比可能である。隕石から小惑星を推定することが可能である。以下では、隕石の概要をまとめる。

表 13. 火星起源隕石の年代

Name	Fall Year	Location	Rock Type	Age (Ga)
Shergotty	1865	India	Shergottite	0.18-1.3
Zagami	1962	Nigeria	Shergottite	0.18-1.3
EETA79001A	1979f	Antarctica	Shergottite	0.18-1.3
EETA79001B	1979f	Antarctica	Shergottite	0.18-1.3
ALH77005	1977f	Antarctica	Shergottite	1.3 ± 0.13
ALH84001	1984f	Antarctica	Orthopyroxenite	3-4
Nakhla	1911	Egypt	Nakhlite	1.3
Lafayette	1931f	USA	Nakhlite	1.3
Governador Valadares	1958f	Brazil	Nakhlite	1.3
Chassigny	1815	France	Chassignite	1.3

データは Banin *et al.* (1992)、Graham *et al.* (1985)、Miura *et al.* (1955)、Treiman (1992) による。Fall Year の f は found を意味する。

隕石

隕石は、珪酸塩鉱物とFe-Ni金属鉱物から構成されている。珪酸塩鉱物を主とする隕石を石質隕石(stony meteorite)、Fe-Ni金属鉱物を主とするものを鉄隕石(iron meteorite)、珪酸塩鉱物とFe-Ni金属鉱物からできているものを石鉄隕石(stony-iron meteorite)という。石質隕石はコンドリュール(chondrule)のあるコンドライト(chondrite)と、コンドリュールのないエイコンドライト(achondrite)に分けられる。

コンドライトは、化学的特徴から、アンフォテライト(amphotelite、LL コンドライト)、カンラン石-ハイパーシン・コンドライト(olivine-hypersthene chondrite、L コンドライト)、カンラン石-ブロザイド・コンドライト(olivine-bronzite chondrite、H コンドライト)、エンスタタイト・コンドライト(enstatite chondrite、E コンドライト)、炭素質コンドライト(carbonaceous chondrite、C コンドライト)に区分される。さらにコンドライトは、その岩

石学的特徴から1〜6まで区分(最近では7まで)されている。アンフォテライトは3〜7、カンラン石-ハイパーシン・コンドライトは3〜6、カンラン石-ブロザイド・コンドライトは3〜7、エンスタタイト・コンドライトは3〜7、炭素質コンドライトは1〜6に区分される。区分の番号が大きくなるに従ってその熱変成作用の程度が強くなっていく。コンドライトのコンドリュールは、さまざまな物理化学条件で形成されたため、コンドライト内では化学的平衡に達していない。岩石学的タイプの番号が大きくなるほどコンドリュール同士で平衡に近づいていく。

コンドライトは、ある程度の熱変成を受けているが、大規模な化学的分化は起こっていない。コンドライトは、比較的形成初期の状態を保存していると考えられることから、始原的隕石と呼ばれる。始原的隕石の意味するところは、隕石のもととなった天体が、化学的分化を起こすほど大きくなく、区分で7までの熱変成を与える程度にしか成長していなかったことになる。

一方、エイコンドライトや石鉄隕石、鉄隕石は初期に形成された材料物質から化学的分化を起こして形成されたものである。そのため分化した隕石と呼ばれる。分化した隕石は、隕石の母天体が、化学的に大きく分化したものから由来している。

始原的隕石は、太陽系初期を探るには重要な情報源である。また、分化した隕石は太陽系初期にあった天体とその天体の初期分化を知る重要な情報となる。なぜ隕石が小惑星にあるのかを説明することは、太陽系形成の上では重要な束縛条件となる。代表的な始原的隕石の化学組成を表 15に、分化した隕石の分析値を表 16に示した。

Cコンドライト

Cコンドライトは、他の始原的隕石に比べて、コンドリュールの間をうめるマトリックス(matrix)が多い。マ

表 14. 火星の化学組成モデル

Model	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Crust+mantle												
SiO ₂	43.6	43.9	41.6	36.8	40	39.4	36.8	43.9	41.6	44.4	45.1	44.4
TiO ₂	0.16	0.16	0.3	0.2	0.1	0.6	0.2	0.16	0.3	0.1	0.2	0.14
Al ₂ O ₃	3.1	3.2	6.4	3.1	3.1	3.1	3.1	3.2	6.4	3	4	3.02
Cr ₂ O ₃	-	-	0.6	0.4	0.6	-	0.4	-	0.6	0.8	0.5	0.76
MgO	31	31.2	29.8	29.9	27.4	32.7	29.9	31.2	29.8	30.2	38.3	30.2
FeO	17.2	16.7	15.8	29.8	24.3	20.8	26.8	16.7	15.8	17.9	7.8	17.9
MnO	-	-	0.15	0.1	0.2	-	0.1	-	0.15	0.5	0.1	0.46
CaO	2.9	3	5.2	2.4	2.5	2.7	2.4	3	5.2	2.4	3.5	2.45
Na ₂ O	1.4	1.4	0.1	0.2	0.8	0.5	0.2	1.4	0.1	0.5	0.3	0.50
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.16
H ₂ O	0.47	0.44	0.0001	-	0.9	-	-	0.44	0.001	-	-	-
K (ppm)	1190	1199	59	218	573	1100	218	1199	59	305	260	305
U (ppm)	0.017	0.018	0.033	0.017	0.017	0.017	0.017	-	0.033	-	-	0.016
Th (ppm)	0.06	0.062	0.113	0.06	0.077	0.06	0.060	-	0.113	-	-	0.056
core												
Fe	59.8	60.4	88.1	63.7	72	-	63.7	60.4	88.1	77.8	-	77.8
Ni	5.9	5.8	8	8.2	9.3	-	8.2	5.8	8	8	-	7.6
S	34.3	33.8	3.5	9.3	18.6	-	9.3	33.8	3.5	14.2	-	0.36
O	-	-	-	18.7	-	-	18.7	-	-	-	-	14.24
Mass												
mantle+crust	74.7	74.3	81	81.8	88.1	85	81.8	74.3	81	78.3	67.6	78.3
core	25.3	25.7	19	18.2	11.9	15	18.2	25.7	19	21.7	32.4	21.7

データは Anderson (1972)、Basaltic Volcanism Study Project (1981)、Jagoutz *et al.* (1979)、Longhi *et al.* (1992)、McGetchin & Smyth (1978)、Morgan & Anders (1979)、Wanke & Dreibus (1988)、Weidenschilling (1976) より引用した。Model は 1: Ma1、2: Ma2、3: Ma3、4: Ma4、5: Ma5、6: Ma6 に対応する。

トリックスには高温で凝縮したもの、低温で凝縮したものと、そして凝縮物とガスとの反応物が混じったものである。コンドリュールは前駆物質が高温にさらされて形成されたのに対し、マトリックスは高温にさらされたことはない。そのため、低温で凝縮した有機物や含水鉱物を良く保存している。このような特徴を反映してCコンドライトは揮発成分をたくさん含んでいる。

Cコンドライトの主要化学組成には、他のコンドライトと際だった違いがある。Cコンドライトは、Ca/Si比、Al/Si比、珪酸塩鉱物中Feの量が多く、逆に金属FeやFeS相中のFeの量は少ない。また、太陽大気の化学組成は、希ガスなどの揮発性の高い元素を除けば、Cコンドライトと非常に良く似ている。これは原始太陽とCコンドライトは同じ材料から形成されたことを示唆する。Cコンドライトは、太陽系初期に形成されたものが、変化を受けずそのまま残っていたものであると考えられる。

普通コンドライト

LL、L、Hコンドライトは落下頻度が多く、ごくありふれた隕石であるため、普通コンドライト (ordinary chondrite) と呼ぶ。各種分析された隕石は、岩石タイプに化学組成が系統的に変化することが古くから指摘された (Prior, 1916; Urey & Caing, 1953 など)。普通コンドライトの構成鉱物は、カンラン石、輝石、Fe-Ni金属鉱物、斜長石、トロイライト (troilite: FeS) からなる。鉱物の量比、鉱物組成、離溶 (lamellae) 組織や化学組成などにも系統的違いがあることがわかってきた。ただしすべてが一つの系統的变化ではなく、詳しく見ると各タイプの変化は複雑である。データが増えるにつれて、各タイプは一つの起源の隕石から変化してきたのではなく、それぞれ別の起源を持つと考えられるようになってきた (Ringwood, 1959, 1960; Wood, 1963 など)。それぞれのタイプが別の母天体として進化してきたと考えられる。

Eコンドライト

Eコンドライトは、その鉱物組合せや化学組成が他のコンドライトと著しく異なるために、いち早く別のグループとして認識されていた。金属相の鉱物が多く、また金属相の中のNi含有量も少ない。クライノエンスタタイト (clinoenstatite) を主要な珪酸塩鉱物とし、カンラン石や普通輝石をほとんど含まない。このような特徴はEコンドライトが非常に還元的な環境で形成されたことを示している。

Eiコンドライト

Eiコンドライトには、多様な岩石種があり地球の岩石と区別しにくい。Eiコンドライトは、月と火星起源以外のものでは、オーブライト (aubrite)、ユレイライト (ureilite)、ホワルダイト (howardite)、ユークライト (eucrite)、ダイオジェナイト (diogenite) がある。後の3つは頭文字をとってHEDと呼ばれる。

オーブライトは、Mgに富むエンスタタイトからできており、金属鉄を全く含まず、Fe/(Fe+Mg)比が0.1以下で、またAl₂O₃とCaOの含有量が少ないのが特徴である。非常に還元的な条件で形成され、Eコンドライトを母天体とし、部分溶融して固結したものがオーブライトであろうと考えられている (武田, 1982)。

ユレイライトはカンラン石とピジョン輝石が特徴的であり、少量のFe-Ni金属鉱物を含む。結晶粒間に含まれる炭素は、グラファイト (graphite) やダイヤモンド (diamond) として存在するものもある。ユレイライトは、Al₂O₃とCaOの含有量が少ないのが特徴である。

ダイオジェナイトはFeに富む斜方輝石を主要鉱物とする。斜方輝石はbronzite組成である。一般に角礫状のモノミクト角礫岩 (monomict breccia) である。南極隕石のみに発見される完全に再結晶しているAタイプとFeに富むBタイプがある。

ユークライトは、斜長石 (An₈₀₋₉₇) と輝石を主要鉱物とする。輝石はピジョン輝石である。ユークライトは、溶岩や沈積の火成組織を持つことがあるが、多くはモノミクト角礫岩である。

HEDのうちホワルダイトは、斜長石 (An₈₀₋₉₇) と輝石よりなる。輝石はピジョン輝石 (pigeonite) と古銅輝石 (bronzite) である。ダイオジェナイトとユークライトの混合物になっているポリミクト角礫岩をホワルダイトと呼ぶ。そのためダイオジェナイトとユークライト、ホワルダイトは一つの母天体で形成されたと考えられる。

アングライト (angrite) は2個しか発見されていない特異なタイプである。一つは名称のもとになったAngra dos Reisで、もう一つは南極隕石のA-881371の2つである。アングライトは斜長石と単斜輝石を主要鉱物とし、少量のカンラン石とスピネルからなる粗粒の火成組織を持つ。

石鉄隕石

石鉄隕石はFe-Ni金属鉱物のマトリックスに珪酸塩鉱物を含むポリミクト角礫岩である。石鉄隕石は珪酸塩鉱物の組合せによって分類されている。

珪酸塩鉱物が斜方輝石とピジョン輝石、斜長石の組合せは、メソシデライト (mesosiderite) と呼ぶ。珪酸塩鉱物の組合せがホワルダイトと類似しているため、鉄隕石とホワルタイトの混合物と考えられる。

カンラン石の大型の斑状組織を示すものをパラサイト (pallasite) と呼ぶ。カンラン石の形態は様々であるが、化学組成は一定である。

カンラン石と斜方輝石を主な珪酸塩鉱物とするものをロドラナイト (lodranite) と呼ぶ。稀な隕石で5個しか発見されておらず、うち4個は南極隕石である。粗粒の完晶質の火成組織を示す。カンラン石、単斜輝石、Fe-Ni金属鉱物が1:1:1の比で含まれる。

輝石と珪酸 (SiO₂) からなるものをシデロフィア (siderophyre) と呼ぶ。輝石は単斜輝石で、SiO₂はトリデマイト (tridymite) である。稀な隕石で今まで7個しか発見されていない。

鉄隕石

鉄隕石はFe-Ni金属鉱物と少量のトロイライト (troilite; FeS) を伴う。Fe-Ni金属鉱物はヘキサヘドライト (hexahedrite) とオクタヘドライト (octahedrite)、アタキサイト (ataxite) の3つに区分される。ヘキサヘドライトはFe-Ni金属鉱物の高温の α 相のカマサイト (kamacite) からなり、オクタヘドライトはカマサイトとFe-Ni金属鉱物の高温の α 相のテーナイト (teanite) からなり、アタキサイトはプレッサイト (plessite) とマルテンサイト

表 15. 始原始的隕石の化学組成

Type	CI	CI	CI	C1	CM2	CM2	CM2	CM2	CR2	CO3	CO3	CV3	CV3	CV3	C4	C4
Name	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	22.56	22.42	22.71	26.99	28.69	29.07	31.49	28.15	32.05	33.23	32.41	34.23	29.83	32.84	33.71	32.45
TiO ₂	0.07	0.09	0.07	0.23	0.09	0.13	0.16	0.15	0.1	0.13	0.15	0.15	0.07	0.11	0.25	0.16
Al ₂ O ₃	1.65	1.92	1.62	2.26	2.19	2.15	3.3	2.61	2.13	2.93	3.41	3.27	2.06	3.16	3.12	2.72
Fe ₂ O ₃	-	-	-	2.32	-	-	0	7.62	6.34	-	4.3	-	17.94	0.47	9.6	12.93
FeO	11.39	9.4	9.45	10.85	21.08	22.39	21.91	13.88	16.64	24.8	19.58	27.16	9.38	24.59	18.36	15.58
MnO	0.19	0.15	0.23	0.31	0.21	0.2	0.25	0.24	0.22	0.2	0.23	0.18	0.2	0.17	0.19	0.23
MgO	15.81	13.71	16.1	20.19	19.77	19.94	23.71	20.17	23.25	23.54	23.88	24.63	21.32	24.45	25.26	25.12
CaO	1.22	1.34	1.89	2.04	1.92	1.89	2.22	1.91	1.85	2.64	2.09	2.61	1.89	2.51	2.42	2.38
Na ₂ O	0.74	3.24	0.75	0.87	0.22	0.24	0.66	0.37	0.26	0.58	0.34	0.45	0.17	0.41	0.45	0.39
K ₂ O	0.07	0.36	0.07	0.13	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.14	0.04	0.03	0.02	0.04	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.28	0.11	0.41	0.36	0.32	0.23	0.37	0.27	0.3	0.32	0.24	0.23	0.3	0.44	0.28	0.18
Cr ₂ O ₃	0.36	0.12	0.33	0.48	0.44	0.48	0.5	0.44	0.46	0.49	0.51	0.52	0.47	0.49	0.52	0.48
NiO	1.23	0.86	1.34	1.28	1.5	1.75	-	1.15	1.77	-	1.65	-	-	-	-	-
CoO	0.06	-	0.06	-	0.08	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	0	0.33	0	-	0	0.03	-	1.88	13.83	2.19	3.46	0.17	-	2.35	-	-
Ni	0	0.07	0	-	0	-	1.21	1.1	1.47	1.5	1.22	0.36	1.11	1.24	1.18	1.26
Co	0	-	0	0.039	0	-	0.028	0.047	0.046	0.07	0.049	0.01	0.043	0.048	0.045	0.054
FeS	15.07	16.11	18.38	20.08	7.67	7.24	11.45	9.28	3	6.49	4.94	4.03	5.42	6.02	4.23	4.45
NiS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1.6	-	-	-	-
CoS	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	-	-	-	-
C	3.1	2.7	4.83	-	2.78	1.85	-	-	-	0.46	-	0.29	-	-	0.061	-
S	-	-	-	-	-	0.49	-	-	-	-	-	-	-	-	1.604	-
H ₂ O+	19.89	21.66	18.68	8.01	14.42	10.09	2.1	11	4.15	1.4	2.62	<0.1	6.1	0.6	0.1	0.95
H ₂ O-	-	-	-	3.94	-	-	-	3.01	0.8	-	1.23	-	-	0.7	-	0.68
Volatile	6.96	-	-	-	0.62	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Type	C6	LL3	LL3	LL3	LL3	LL4	LL4	LL4	LL4	LL5	LL6	LL6	LL7	L3	L3	L3
Name	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	32.2	40.63	40.36	40.16	38.21	38.6	41.05	41.43	40.18	39.61	40.96	38.86	41.78	40.39	40.54	38.22
TiO ₂	0.14	0.09	0.1	0.1	0.12	0.11	0.14	0.1	0.11	0.11	0.18	0.11	0.12	0.1	0.15	0.12
Al ₂ O ₃	2.64	2.63	2.57	2.23	2.72	2.8	2.64	2.3	2.76	2.62	2.23	2.64	2.54	1.59	2.23	2.67
Fe ₂ O ₃	6.47	-	-	-	2.25	-	-	-	0.05	0.32	-	1.68	0.25	-	-	1.5
FeO	20.65	16.29	18.14	17.57	17.68	12.1	17.43	17.52	18.25	17.2	18.9	18.55	18.15	14.32	11.89	15.07
MnO	0.25	0.32	0.36	0.35	0.33	0.28	0.28	0.33	0.27	0.31	0.35	0.33	0.35	0.35	0.32	0.33
MgO	25.42	25.14	25.6	24.86	24.93	24	25.25	26.5	26.23	25.76	25.7	25.31	26.44	26.15	25.06	24.99
CaO	2.4	1.55	1.83	2.04	1.81	2.1	2.12	1.8	1.82	1.8	1.62	1.8	1.99	3.15	1.83	1.8
Na ₂ O	0.31	0.75	0.99	0.96	0.9	0.9	1.02	1.2	0.9	0.98	0.84	0.9	1.08	0.67	0.95	0.82
K ₂ O	0.05	0.12	0.09	0.1	0.1	0.1	0.07	0.07	0.11	0.11	0.12	0.1	0.11	0.09	0.1	0.09
P ₂ O ₅	0.09	0.36	0.18	0.24	0.26	0.19	0.28	0.14	0.24	0.2	0.2	0.29	0.22	0.22	0.3	0.2
Cr ₂ O ₃	0.52	0.7	0.62	0.49	0.51	0.48	0.56	0.54	0.43	0.48	0.59	0.49	0.57	0.35	0.51	0.5
NiO	-	-	-	-	1.11	-	-	-	-	0.77	-	0.52	-	-	-	-
Fe	-	3.02	0.6	2.05	1.69	9.2	2.86	3.07	2.16	2.74	1.46	1.83	2.73	4.55	6.62	5.23
Ni	1.66	0.96	1.06	1.16	0.76	1.4	0.9	0.91	0.95	0.94	0.99	0.94	0.91	1.1	1.05	1.03
Co	0.039	0.04	0.05	0.05	0.031	0.05	0.06	0.04	0.033	0.032	0.06	0.043	0.003	0.06	0.06	0.04
FeS	5.28	6.44	6.08	5.32	6.55	6.3	5.81	5	5.41	6.66	6.36	6.1	3.39	6.52	6.47	6.56
H ₂ O+	1.4	1.1	1.78	1.62	1.69	1	0.04	<0.01	0.15	0.16	0.13	0.48	0.17	1.15	1.37	0.96
H ₂ O-	0.65	-	-	-	0.44	-	-	-	0.04	0.07	-	0.24	0	-	-	0.26

(martensite)からなる。

組織とNi含有量には相関がある(Wasson, 1974)。ヘキサヘドライトのNi含有量は4~6 wt%、オクタヘドライトは6~13 wt%、アタキサイトは13~20 wt%である。20 wt%以上のNiの含有量のものは少ない。

Fe-Ni金属鉱物に基づく分類以外にも、全岩化学組成のNi、Ga、Ge及びIrの含有量によって15の化学グループに分けられる(Wasson, 1985)。IA、IB、IIA、IIB、IIC、IID、IIE、IIIA、IIIB、IIIC、IIID、IIIE、IIIF、IVA、IVBの15である。化学組成による分類と鉱物相による区分は一致しない。

母天体

隕石が由来した天体を母天体(parent body)と呼ぶ。いくつかの母天体が提唱されているが、その実体は良くわかっていない。隕石には前述したように、月と火星を母天体とするものがある。しかし、多くの天体は、小惑星帯にあったと考えられるが、現在も存在するかどうかかわからない。それは、隕石となるためには激しい衝突がなければならず、その時母天体が小さく分裂したかもしれないからである。このような衝突の時期は、最近まで続いているようである(小出, 1995a)。衝突の激しい時期は、宇宙線照射年代より求められ、14億年前、9億年前、6億年前、4億年前、2

億年前、1億年前以内にあったことがわかる。

分化した隕石は、母天体が溶けるほどの事件があったことを示している。多くの隕石の形成年代はほぼ45.5億年頃であることから、大規模な化学的分化は太陽形成初期に起こったと考えられる。

母天体には、炭素質コンドライト母天体、普通コンドライト母天体、ホルダイト母天体、ユレイライト母天体、オーブライト母天体、鉄隕石の母天体などが提唱されている。このうちユークライト母天体の化学組成モデルを表 17に示した。

炭素質コンドライト母天体は、現在も小惑星帯にある天体だと考えられる。それは、主ベルトの小惑星の多くは炭素質コンドライトに似た反射スペクトルを持つからである。大部分の炭素質コンドライトはC1~C3だが、まれにC6のように熱変成を受けたタイプがある。そのため、Cコンドライトが一つの母天体から来たたするとCeres(直径910 km)のように直径1,000 kmほどのサイズの小惑星だと考えられる。

普通コンドライト母天体は、LL、L、Hのコンドライトが化学的には同一の起源からは形成されないことから、少なくともLL、L、Hの母天体が必要である。

表 15. 始原始的隕石の化学組成 (つづき)

Type	L4	L4	L4	L4	L5	L5	L5	L6	L6	L6	H3	H3	H3	H3	H4	H4
Name	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	39.53	42	40.61	38.76	39.63	38.43	38.81	40.32	39.29	38.77	37.64	35.4	36.84	34.71	37.45	36.59
TiO ₂	0.12	0.09	0.12	0.41	0.08	0.11	0.09	0.12	0.12	0.09	0.1	0.1	0.08	0.08	0.08	0.13
Al ₂ O ₃	2.14	2.48	2.63	2.41	2.46	2.73	2.32	2.19	2.49	2.42	2.23	2.06	2.4	2.27	2.28	2.23
Fe ₂ O ₃	-	-	-	0.47	-	-	1.2	-	-	0.58	-	-	-	5.03	-	-
FeO	14.17	15.3	15.63	14.18	12.68	13.09	14.63	12.43	14.96	14.88	12.86	17.7	17.54	11.96	9.34	11.14
MnO	0.32	0.34	0.33	0.29	0.36	0.26	0.32	0.34	0.33	0.32	0.31	0.31	0.34	0.26	0.3	0.32
MgO	24.43	26.6	25.32	25.37	25.15	23.36	25.37	24.94	27.78	25.38	23.8	22.28	23.79	23.65	24.18	22.84
CaO	1.88	2.13	1.56	1.82	1.67	1.81	1.81	1.82	1.62	1.77	1.42	1.64	1.61	1.74	1.79	1.78
Na ₂ O	0.94	1.12	0.95	0.89	0.59	1.07	0.89	1	0.93	0.87	1.97	0.64	0.95	0.73	0.96	0.95
K ₂ O	0.08	0.12	0.11	0.09	0.14	0.1	0.09	0.11	0.1	0.09	0.09	0.07	0.04	0.09	0.08	0.14
P ₂ O ₅	0.28	0.06	0.26	0.29	0.27	0.07	0.28	0.18	0.3	0.53	0.27	0.33	0.21	0.24	0.13	0.32
Cr ₂ O ₃	0.51	0.54	0.46	0.41	0.32	0.61	0.44	0.52	0.55	0.52	0.5	0.46	0.73	0.86	0.55	0.52
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.5	-	-	-	0.63	-	-
Fe	6.71	3.07	4.89	7.15	9.28	8.45	6.02	8.37	6.68	6.47	12.65	5.09	8.1	11.06	16.7	14.87
Ni	1.24	0.91	1.2	1.15	1.59	1.24	1.12	1.21	1.3	1.11	1.52	1.56	1.71	1.38	1.49	1.54
Co	0.05	0.04	0.08	0.049	0.06	0.1	0.048	0.06	0.08	0.043	0.1	0.08	0.1	0.056	0.07	0.11
FeS	6.56	5	6.25	6.58	5.35	7.77	6.33	6.42	6.46	6.39	5.95	6.36	5.34	5.15	4.82	5.31
C	0.13	-	-	-	-	-	-	0.08	0.18	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O+	0.69	<0.01	0.3	0.11	0.03	<0.10	0.35	0.05	-	0.19	0.33	3.5	0.95	1.63	<0.01	1.08
H ₂ O-	-	-	-	0.05	-	-	0.04	-	-	0.07	-	-	-	0.44	-	-

Type	H4	H4	H5	H5	H5	H5	H6	H6	E3	EH3	EH4	EH4	EH4	EL6	EL6	(G)
Name	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64
SiO ₂	37.81	35.15	37.07	36.62	39	34.99	36.74	35.09	32.58	36.31	35.26	38.7	33.69	39.83	32.8	38.98
TiO ₂	0.1	0.18	0.15	0.13	0.1	0.09	0.12	0.09	0.08	0.08	0.06	0.05	0.15	-	0.14	0.08
Al ₂ O ₃	2.2	2.29	2.09	2.62	2.4	2.33	2.04	2.34	2.14	2.93	1.45	1.24	2.75	2.17	1.54	2.96
Fe ₂ O ₃	-	3.21	-	-	-	3.45	-	3.19	3.1	0	-	-	0	-	-	0.91
FeO	13.76	10.52	9.89	11.04	9.46	10.32	10.24	10.73	12.05	0.96	-	1.33	3.86	-	0.14	9.69
MnO	0.3	0.29	0.28	0.32	0.31	0.26	0.32	0.28	0.27	0.24	0.25	0.39	0.25	0.02	0.14	0.19
MgO	24.37	23.57	23.62	24.04	25	23.45	23.44	23.66	17.7	19.59	17.48	21.1	18.36	20.94	20.9	27.01
CaO	1.64	1.62	1.75	1.75	1.84	1.55	1.6	1.58	1.22	1.29	0.95	1.01	1	0.62	1.5	2.68
Na ₂ O	1.05	0.74	0.99	0.91	1.1	0.74	0.9	0.74	0.63	0.83	1.01	0.9	0.75	0.8	0.44	0.84
K ₂ O	0.08	0.08	0.07	0.07	0.13	0.08	0.09	0.08	0.04	0.07	0.11	0.03	0.5	0.09	0.06	0.07
P ₂ O ₅	0.14	0.23	0.34	0.31	0.2	0.24	0.27	0.22	0.3	0.46	0.52	0.24	0.35	-	0.1	0.46
Cr ₂ O ₃	0.76	0.38	0.54	0.51	0.41	0.41	0.55	0.39	0.36	0.45	0.47	0.35	0.4	0.21	0.29	0.34
NiO	-	-	-	-	-	0.59	-	0.86	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	11.59	13.41	16.21	15.68	16.19	13.54	16.3	12.53	8.04	17.8	24.13	22.6	16.55	22.05	33.09	4.89
Ni	1.18	1.41	1.65	1.69	1.38	1.52	1.74	1.45	1.41	1.71	1.83	1.54	1.49	1.68	2.9	0.98
Co	0.06	0.062	0.1	0.13	0.06	0.057	0.09	0.051	0.055	0.077	0.08	0.08	0.057	0.08	0.13	0.031
FeS	3.33	6.71	0.521	4.63	2.87	6.01	5.48	5.84	13.26	16.31	14.2	9.46	13.41	9.02	6.28	9.31
C	-	-	-	-	-	-	0.02	-	-	-	0.43	-	-	0.18	-	-
H ₂ O+	1.58	0.92	0.39	0.57	-	0.86	0.15	0.83	5.4	0.5	1.17	-	5.8	0.12	0.08	0.3
H ₂ O-	-	0.2	-	-	-	0.26	-	0.22	1.5	0.5	-	-	0.85	-	-	0.04

データは小出 (1995a) の compile と南極隕石は National Institute of Polar Research (1995) による。Name. 1: Orgueil, 2: Tonk, 3: Ivuna, 4: Y82162, 5: Murray, 6: Marchison, 7: B7904, 8: average of 15 Antarctic meteorites, 9: average of 2 Antarctic meteorites, 10: Lance, 11: average of 8 Antarctic meteorites, 12: Allende, 13: ALH77307, 14: Y86751, 15: Y693, 16: average of 2 Antarctic meteorites, 17: A881551, 18: Chainpur, 19: Ngawi, 20: Semarkana, 21: average of 10 Antarctic meteorites, 22: Dalgety Arkanas, 23: Hamlet, 24: Soka-Banja, 25: average of 9 Antarctic meteorites, 26: average of 9 Antarctic meteorites, 27: Nas, 28: average of 18 Antarctic meteorites, 29: average of 2 Antarctic meteorites, 30: Carraweena, 31: Bishunpur, 32: average of 21 Antarctic meteorites, 33: Rupota, 34: Bjurbol, 35: Barratta, 36: average of 28 Antarctic meteorites, 37: Imm Ruaba, 38: Ohuma, 39: average of 17 Antarctic meteorites, 40: Leedey, 41: Modoc, 42: average of 91 Antarctic meteorites, 43: Bremervorde, 44: Clovis (No.3), 45: Tieschitz, 46: average of 11 Antarctic meteorites, 47: Ochansk, 48: Weston, 49: Gamett, 50: average of 73 Antarctic meteorites, 51: Forest City, 52: Geidam, 53: Richardson, 54: average of 45 Antarctic meteorites, 55: Guarena, 56: average of 22 Antarctic meteorites, 57: average of 3 Antarctic meteorites, 58: Y-691, 59: Indurich, 60: Kota Kota, 61: average of 2 Antarctic meteorites, 62: Pallister, 63: Daniel's Kuil, 64: Y-74063.

ホルダイト母天体は、HED隕石をもたらしたと考えられる。HEDの関連性から早くからホルダイト母天体の存在は推定されていた。母天体は、外側から表層ユークライト、普通ユークライト、沈積ユークライト、ダイオジェナイト、普通ダイオジェナイトという岩石で構成されていたと考えられる(武田, 1982)。表層ではポリミクト角礫岩化しており、それがホルダイトとなっている。核—マントル境界ではメソシデライトがあったと考えられる。

ユレイライトと炭素質コンドライトはマトリックスに炭素が多いことから成因関係があると考えられる。ユレイライトは地球の超塩基性岩に似ているため、炭素質コンドライトの起源物質かもしれない。となると、ユレイライト母天体は、表層が炭素質コンドライト、マントルがユレイライトという天体と考えられる。しかし、炭素質コンドライトを作るにはユレイライトから珪酸塩鉱物だけを抜き出し、炭素の多いマトリックス中で結晶化しなければならない。ユレイライトから炭素質コンドライトを導き出すに

は非常に複雑なプロセスを考えねばならず、炭素質コンドライトとユレイライトは関係があるかもしれないが、別々の母天体を考える方が簡単である。

オーブライト母天体は、非常に還元的な環境で形成されたと考えられる。オーブライトは、Eコンドライトから形成されたと考えられる。微量元素の特徴から、鉄隕石のIAとIBのような中心核を持つと考えられる。オーブライト母天体は核が推定されている数少ない母天体である。

鉄隕石は、15のグループに分けられるが、IAとIB (IABと略される)、IIAとIIB (IIAB)、IIIAとIIIB (IIIB)、IIICとIIID (IIICD) は成因関係があると考えられる。このようなことを考慮に入れても鉄隕石は11のグループになる。各グループの鉄隕石は一つの起源でなく、その起源が複数であることを示している。鉄隕石は母天体の中心核と考えられてきたが、そう単純ではないかもしれない。もしかすると、微惑星から、原始惑星へと成長するときの様々な段階を残している隕石かもしれない。

表 16. 分化した隕石の化学組成

Type Name	How 1	How 2	Euc 3	Euc 4	Euc (cum) 5	Euc (mon) 6	Euc (pol) 7	Dio 8	Dio 9	Dio (A) 10	Dio (B) 11
SiO ₂	48.67	49.34	49.02	48.05	48.52	47.47	48.35	49.83	50.84	51.71	51.55
TiO ₂	0.11	0.44	0.58	0.64	0.24	0.69	0.86	-	0.14	0.11	0.29
Al ₂ O ₃	8.87	7.11	13.39	11.73	14.17	11.7	11.54	2.33	1.91	0.76	2.23
Fe ₂ O ₃	-	2.23	-	0.69	0.57	0.82	0.96	-	2.27	3.49	0.85
FeO	16.04	15.05	17.56	18.17	16.53	19.33	18	13.64	15.14	14.33	18.4
MnO	0.53	0.51	0.21	0.49	0.35	0.52	0.53	0.4	0.41	0.48	0.59
MgO	14.2	17	6.8	8.99	7.8	7.67	8.11	26.62	26.39	26.17	21.44
CaO	6.77	5.81	10.72	9.57	10.82	9.75	9.86	2.61	1.64	1.11	3.26
Na ₂ O	0.34	0.25	0.4	0.44	0.35	0.46	0.5	0.33	0.05	0.05	0.13
K ₂ O	0.04	0.04	0.17	0.05	0.05	0.06	0.06	0.1	0.02	0.03	0.04
P ₂ O ₅	-	0.12	0.17	0.18	0.14	0.15	0.13	0.03	0.2	0.07	0.07
Cr ₂ O ₃	0.56	0.78	0.31	0.4	0.23	0.33	0.39	1	0.62	1.79	0.7
NiO	-	0.02	-	-	-	0.0066	0.009	-	-	0.0064	-
Fe-Ni	1.07	-	-	-	-	-	-	0.87	-	-	-
Ni	-	0.04	-	0.01	0	0.01	0.0044	-	-	0.004	0.014
Co	-	0.004	-	-	-	0.003	0.003	-	-	-	0.003
FeS	0.96	0.69	0.27	0.46	-	0.44	0.81	1.55	0.57	1.19	0.51
S	-	0.33	-	0.23	0.41	-	0.08	-	0.16	-	-
H ₂ O+	-	0.74	-	0.48	0.45	0.8	0.64	-	0.35	0.37	0.58
H ₂ O-	-	0.18	-	0.04	0.01	0.11	0.1	-	0.03	0.07	0.01

Type Name	Aub 12	Aub 13	Ure 14	Ure 15	Ang 16	Ang 17	Pall 18	Mes 19	Mes 20	Mes 21	Lod 22
SiO ₂	57.03	56.79	40.25	38.75	43.94	37.3	40.24	49.59	25.76	30.51	32.21
TiO ₂	-	0	0.067	0.09	2.39	0.88	0	0.52	0.16	0.07	0.05
Al ₂ O ₃	1.71	1.19	0.26	0.68	8.73	10.07	0.01	9.81	5.86	4.61	0.43
Fe ₂ O ₃	-	0	-	2.82	-	0.63	0.68	0	-	5.31	5.46
FeO	1.27	0.97	14.18	13.32	8.56	23.43	10.92	15.35	6.86	8.91	4.16
MnO	0.19	0.18	0.37	0.38	0.08	0.2	0.28	0.57	0.31	0.3	0.33
MgO	33.51	37.39	38.96	36.45	10.05	14.81	48.08	13.84	6.88	11.52	27.85
CaO	1.5	1.17	0.1	1.49	24.51	12.51	0	6.61	3.63	3.82	1.88
Na ₂ O	1.03	0.56	0.039	0.12	0.04	0.03	-	-	0.19	0.2	0.15
K ₂ O	0.09	0.11	0.012	0.03	0.01	<0.02	-	-	<0.01	0.02	0.02
P ₂ O ₅	-	0.07	-	0.18	0.13	0.17	0	0.97	0.14	0.4	0.34
Cr ₂ O ₃	-	0.05	0.077	0.62	0.29	0.13	0.47	-	0.26	0.45	0.63
NiO	-	0	-	0.18	-	-	-	-	-	-	14.28
Fe-Ni	0.22	-	3.73	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	-	0	-	1.27	-	-	-	-	33.7	30.33	27.27
Ni	-	0.19	-	0.151	-	0.0233	-	-	4.2	2.15	1.32
Co	-	0.02	-	0.011	-	<0.003	-	-	0.13	0.089	0.093
FeS	-	0.87	0.52	0.92	1.26	-	-	-	11.89	0.49	1.7
C	-	-	-	-	-	-	-	-	0.1	-	-
S	-	0	-	0.12	-	0.59	-	-	-	0.24	-
H ₂ O+	-	1.05	-	3.61	-	0	-	-	-	1	0.7
H ₂ O-	-	0.13	-	0.2	-	0	-	-	-	0.3	0.07

データは小出 (1995a) の compile と National Institute of Polar Research (1995) による。Type は How: howardite, Euc: eucrite, cum: cumulate, mon: monomict, pol: polymict, Dio: diogenite, Aub: aubrite, Ure: ureilite, Ang: angrite, Palla: pallasite, Mes: mesosiderite, Lod: lodranite を、Name は 1: Bununu, 2: average of 9 Antarctic meteorites, 3: Juvinas, 4: average of 16 Antarctic meteorites, 5: average of 4 Antarctic meteorites, 6: average of 4 Antarctic meteorites, 7: average of 18 Antarctic meteorites, 8: Johnstown, 9: average of 4 Antarctic meteorites, 10: average of 2 Antarctic meteorites, 11: average of 5 Antarctic meteorites, 12: Bishopville, 13: average of 2 Antarctic meteorites, 14: Haverro, 15: average of 9 Antarctic meteorites, 16: Angra dos Reis, 17: A-881371, 18: silicate part of Marjalahti, 19: silicate part of Carb Orchard, 20: Patwar, 21: average of 2 Antarctic meteorites, 22: average of 3 Antarctic meteorites を示す。

起源

小惑星帯の起源に関してはいくつかの考え方がある。惑星にまで成長できず、小さな材料のままであるというモデル、もう一つはある程度の大きさにまで成長したが、何らかの原因で壊れたとするモデルである。最初のモデルは、太陽系初期にあったとされる微惑星が惑星にまで成長せずに今も残っていることになる。しかし、衝突・合体・分裂を繰り返し、何らかの混合 (mixing) や分化 (differentiation) が起こっているはずである。2つ目のモデルは、どのようにして小さく破壊されたかが問題となる。成長した惑星が破壊された原因は、木星の潮汐作用によったのか、木星の重力で加速されて衝突速度が速まったのか、まだ充分解明されていない。小惑星帯は、地球型惑星と同じ材料物質からできている。しかし、木星型惑星との境界部にあたり、大きな惑星ができなかった原因なども重要な問題であるが、また不明点が多い。

7 外惑星

外惑星とは、木星より太陽から遠い惑星の総称である。木星、土星、天王星、海王星、冥王星がある。木星から海王星までは、巨大なガス惑星であることから木星型惑星と呼ばれる。外惑星は、個性的で共通点も多々あるが、様々な違いが認められる。しかし、まだデータが充分でなく、物理量も確定していないことも多い。

木星

木星は、太陽系で大きさや質量の上で最大の惑星である。H₂とHeを主とする惑星である。その全化学組成はよくわかっていないが、太陽の化学組成と類似していると考えられる。

木星の大気は、表層ではH₂とHeを主成分とし、CH₄やNH₃などを含む。He/H₂比は0.11となり太陽の0.12に近い。HeとHe以外のすべての元素との質量比はYで表される。太陽プロミネンスのYは0.32、太陽風のYは0.20である。一般的な宇宙には0.25前後のYの値を持つ (小出,

表 17. 隕石母天体の化学組成モデル

Model	1	2	3	4
Crust+Mantle				
SiO ₂	39.8	41.4	46	39
TiO ₂	0.1	0.12	0.15	-
Al ₂ O ₃	2.5	2.4	3.1	1.8
Cr ₂ O ₃	-	0.5	0.8	-
MgO	28.5	29.5	32.5	29.7
FeO	26.6	24.2	14.4	28.3
MnO	-	0.46	0.4	-
CaO	2.1	2	2.5	1.2
Na ₂ O	0.05	0.05	0.07	0.04
H ₂ O	-	-	-	-
K (ppm)	40	39	62	-
U (ppm)	-	0.013	0.018	-
Th (ppm)	-	0.047	0.07	-
Core				
Fe	86.1	81.7		
Ni	13.1	12.2		
S	-	0.9		
Mass				
mantle+crust	87	91.8		
core	13	8.2		

データは、Basaltic Volcanism Study Project (1981) より引用した。Model は 1: Eu1, 2: Eu2, 3: Eu3, 4: Eu4に対応する。

1994)。一方、木星のYは0.18とかなり低い (Gautier & Owen, 1989)。その他の成分としてH₂O、C₂H₆、C₂H₂、CO等が発見されている。160 kmを境界に上が成層圏、下が対流圏となる。対流圏内には、130 kmの高度にNH₃の上層雲ができ、100 kmのところNH₄SHの中層雲、80 kmのところ氷と水の下層雲がある。木星大気の色は、Sの化合物やPの化合物(PH₃)、赤リンアミノ酸を含む有機物による可能性がある。しかし、そのような化合物は木星ではまだ発見されていない。大赤斑も同じような物質による可能性が指摘されている。

表層から20,000kmのところまで液体分子状水素がある。深度20,000kmより下では、液体金属水素になる。金属水素は高温高压実験で実在することが明らかになった (Mao, 1981)。金属水素は、高压下で電子が陽子と遊離し、自由電子となって動ける状態をいう。中心から14,000 kmは珪酸塩鉱物、Fe、氷 (H₂O) からなる。岩石核は平均密度からすれば必ずしも必要としないが、太陽の化学組成を考えると、珪酸塩鉱物やFeの成分が含まれているはずである。

木星のリングは、反射光よりも逆光による散乱光のほうが明るく輝くことから、構成物は直径数 μ mの微小な粒子であると考えられる。また、反射能が低い(0.45)ことから、氷でなく、岩石片ではないかと考えられる。

土星

土星は、他の木星型惑星と同様にH₂とHeを主成分としている。土星は、サイズは木星と同程度であるが平均密度が非常に小さい(0.70 g/cm³) ことが特徴である。これは、全体としてHe/H比が0.06と小さいこと (木星は0.11)や液体金属水素のマントルが少ないためと考えられる。

土星の大気は、木星のものと似ているが、詳細に見ると相違点がある。Voyager 1の観測によると、H₂が94 %で、Heが6 %である。木星に比べてHeが少ない。CH₄やC₂H₆、C₂H₂、C₂H₄、C₃H₈などが少量含まれる。大気は気体から液体の分子状水素 (H₂) で、Heは太陽や木星に比べて少ない。

より内部では、水素が液体分子状から液体金属に相転移する。転移する条件(300 GPa、10,000 K)では、Heの溶解度は小さい。そのためHeの分離される不均質な層ができる。Heは半径1cmほどの液滴としてマントルに降るため、液体金属水素のマントルはHeに富み気体はHeが乏しくなる。

中心から12,000kmまでは岩石と氷からなる。また別のモデルでは、外核は中心から16,000～7,500 kmでH₂O、CH₄、NH₃の固体からなり、内核は中心から7,500 kmで、岩石とFeからなる (Hubbard *et al.*, 1980)。

土星のリングは特徴的で非常に美しい。リングを作る物質は、A、B、C環では近赤外域の太陽光を反射しないことから主としてH₂Oの氷からできており、Feの酸化物のチリも含まれているらしい (Pollack & Cuzzi, 1982)。粒子のサイズは、上限が約10 mで、数 m～数 cm程度のものが多いことがわかった (Tyler *et al.*, 1981)。F、B環では μ mオーダーの粒子からできていることが明らかになった。リングの厚さ数10～数100 m程度と非常に薄い。そのため真横から見ると環は見えなくなってしまう。

天王星

天王星の大気は、H₂を主として、He、CH₄を伴う、成層圏にはC₂H₂が、対流圏にはNH₃がある。原子数比のHe/H₂は、0.15で木星の値より大きい。天王星のYは0.262と太陽や宇宙の平均的な値に近い (Gautier & Owen, 1989)。大気の中には雲があり最上部はCH₄の氷の結晶である。NH₃やH₂Oの雲があるかもしれないが発見されていない。

天王星は、木星や土星とは違って、未発見だがH₂Oが大量にあると考えられる。内部ではH₂Oの氷として主成分になっていると考えられる。H₂Oの一部は気体として存在し、岩石も少し混ざっていると考えられる。核は、岩石と氷からできており、少量の気体のH₂Oが混ざっていると考えられる。

このような質量が中心にあるモデルでは、偏平率が説明できないとして、厚く濃い大気と岩石質の核という二層の単純なモデルが提唱されている (Ingersoll, 1987)。

天王星の磁軸が自転軸に対し60°も傾いている。まだ、中心から半径の1/3もずれている。磁場の強度は25 mTで地球より (31 mT) 少し弱いだけである。このような中心からずれた磁軸や液体金属水素を持たない天王星はダイナモ理論では説明できない。

天王星にはリングが11本ある。リングを構成する粒子は最大粒径は数 m程度であると考えられる。径数cmから数mmの粒子が非常に少ない。ε環は、粒子径が大きく、環の厚さは150 m以下である。天王星の中心から40,000～50,000kmの間(1986U2R～1986CUIR環の間)で μ mサイズの粒子が数100本の淡い色のリングを形成していることが、Voyager 2の画像から確認された。

リングは暗く、反射能が5 %以下で炭素質コンドライトに近い。そのためリングが炭素質コンドライトからできているという可能性と、CH₄に富むH₂Oの氷に高エネルギー電子が当たってCH₄のHをたたき出して黒い炭素が残った可能性がある。

海王星

海王星は木星型惑星の中で一番外側の惑星である。海王星の平均密度 (1.64 g/cm^3) は、木星型惑星の中で最大である。これは海王星の内部には、岩石質の物質が H_2O より多いためであると考えられる。

海王星の大気は、 H_2 が主体である。 He/H_2 の原子数比は 0.25 以下であり、天王星より大きい。海王星が天王星のように青緑色に見えるのは、 CH_4 による赤色光の吸収のためである。

海王星の内部には、木星や土星と異なり、液体金属水素がなく、そのかわり H_2O の氷が多いと考えられてきた。海王星も天王星と同じくガス→氷→岩石という三層モデルであった。しかし最近では二層モデルで、外側がガスと氷で、内側が氷と岩石からできており、中心に近いほど岩石の割合が多くなると考えられている (Stevenson, 1989)。海王星は天王星より平均密度が大きいので、中心部には岩石物質が多くなっているはずである。

海王星の磁軸は自転軸に対し 47° 傾き、中心から半径の $1/2$ 近くずれている。磁場強度は、 $10 \sim 100 \text{ mT}$ 程度である。このような偏った磁軸は、ダイナモ理論では説明ができない。

4本の環を作る粒子は、天王星より細粒だと考えられる。内側から2本目のLeverrier環は、ダスト粒子の量が多いと考えられる。環が暗いので、 CH_4 の氷が放射線によって炭素になったと考えられる。

冥王星

冥王星は、化学的実態はよくわかっていない。平均密度は 1.84 g/cm^3 であり、外惑星として一番大きい。そのため他の外惑星と比べて内部に占める岩石の比率が、多いのであろうと予想されている (McKinnon & Mueller, 1988)。

冥王星の大気は CH_4 を主体とする薄いものであると考えられる。表面は反射能の高い CH_4 の氷が数kmの厚さで覆っていると考えられる。その他の成分として CO 、 CO_2 を含んでいるかもしれない。内部は $200 \sim 300 \text{ km}$ の H_2O の氷があり、中心部に H_2O の氷を含む岩石があると考えられる。

III 惑星形成論へのアプローチ

太陽系の惑星には、様々な個性がある (小出・山下, 1995)。その個性は、

- ・惑星の材料の違い
- ・惑星の形成場の違い
- ・惑星の化学的分化の違い

に由来すると考えられる。それぞれの要因は複雑だが、各惑星でどの要因がどの程度働いているのか明らかにしなければならない。惑星の材料や形成場の違いは惑星ができる時の要因で、化学的分化は惑星形成後の要因となる。おのおのの惑星に働いた各要因が明らかにされた時、惑星の誕生から発展までが解明されたといえる。これは、惑星科学の重要な目的である。現状は、断片的なデータから推定するしかない。そして、各要因が一般化されれば、地球初期への強い束縛条件となるであろう。惑星の層構造モデルを表 18 にまとめた。ここでは、惑星の材料と形成場、化学的分化の違いにおける問題点や到達点の整理をする。

1 材料と形成場

材料と形成場は密接な関係がある。材料と形成場をここでは一緒に述べる。

微惑星

惑星は、隕石と似た化学組成を持つ材料から形成されたと考えられる。このような材料物質からできた仮想の初期天体を微惑星と呼ぶ (小出, 1994; 1995b)。微惑星は直径数km、質量 $10^{18} \sim 10^{21} \text{ g}$ 程の天体で、太陽系初期には 10^{14} 個ほどあったとされる (中沢, 1978)。コンドライトの C、L、LL、H、E はそれぞれ起源の違う母天体から由来したと考えられ、微惑星にもコンドライトに対応するほどの種類数があったと考えられる。小惑星の天体に各種のタイプがあるのは、微惑星の生き残りとも考えられる。しかし、惑星が原始惑星 (質量、 10^{25} g) に成長する頃には、同一軌道の微惑星は原始惑星にほとんど吸収されているはずである。分化した隕石の形成年代もほぼ同じであることから (小出, 1995a)、母天体での化学的分化は太陽系初期に起こり、分化した隕石も惑星の材料物質に加えられた可能性がある。惑星の材料は、各タイプの隕石の年代が正確に精度良く決定でき年代差が見えてくれば、どのような微惑星のタイプであったか判明するであろう。

材料の量

太陽から遠くなるにつれて材料が多くなる。現在、各惑星の軌道に大きな惑星が一つしかない。ある軌道で惑星が一つできるとすると、その惑星が形成されるのに利用された空間の体積は、太陽からの距離の3乗、もし軌道を面積として近似すると2乗に比例する。単純に考えて、惑星の材料物質が均質に分布し惑星形成にすべて利用されたとすると、ある軌道における材料の量は太陽からの距離の3乗あるいは2乗に比例して多くなる。しかし、実際の惑星の質量はそうになっていない。これは、形成場に材料が均質に分布していなかったか、惑星形成中に材料物質の出入りがあったかなどで惑星の質量にばらつきができたのであろう。

地球型惑星と木星型惑星の違い

木星型惑星は、周りに大量の H_2 と He が、内部に大量の H_2O があることが地球型惑星との大きな違いである。惑星の材料あるいは形成場に、 H_2O と H_2 、 He がどの程度あったかによって、地球型惑星と木星型惑星の違いが生じていると考えられる。

H_2 や He の集積、散逸の機構については、もともと地球型惑星の形成場にはなかったとする考え (Safronov, 1969) もあるが、ガスは惑星形成場にはどこにでもあったが、Tタウリ期の強い太陽風で吹き飛ばされたというモデル (Hayashi *et al.*, 1985) が有力である。もし、惑星が形成されている時ガスがあったとすると、 H_2 や He も岩石や Fe と同様に大量にあり、あとは、集める機構と逃がさない機構があれば木星型惑星ができる。集める機構とは大きな引力で、逃がさない機構とはTタウリ期の強い太陽風の時期にも耐えられる引力である。ここでいう引力とは、集めるときは集まった固体の質量であり、逃げる時は集まった全質量を意味する。

集める機構と逃がさない機構は H_2O の存在で達成でき

る。形成場に固体の H_2O が大量にあれば、惑星の質量は格段に増加する。炭素質コンドライトには H_2O が20 wt%以上含むものがある(小出, 1995a)。炭素質コンドライトは地球に落ちてきたもので H_2O の固体(氷)があっても抜けている。このようなことから、惑星形成場に材料として、大量の H_2O があったと考えられる。大量の H_2O の存在と集積によって惑星の質量が多くなり、そして回りに H_2 や He が大量に引きつけられて木星型惑星が形成されたと考えられる。 H_2O の固体になる位置が、木星型惑星と地球型惑星の境界となったのであろう。

太陽から遠い星ほど形成場には材料が多いにもかかわらず、木星型惑星の質量は太陽に近い方が大きくなっている。木星型惑星は質量が大きいのに、中心核の大きさにはそれほど違いはない。岩石や Fe の量は一定で、 H_2 と He の量が変動していることを意味する。このような気体量の差が何故できたのかはよくわかっていない。

木星型惑星の中心核と、地球型惑星全体とサイズを比べると、それほどの違いはない。惑星の質量やサイズが、両型惑星で桁が違っているのに、岩石と Fe の部分で見ると数倍ほどの違いしかない。太陽からの距離で材料の違いがあったとしても、惑星を作るのに使われた岩石や Fe の量に桁違いの差はなかったことになる。惑星一個当たりが軌道上に占める体積(面積で近似)を考えると、太陽からの距離の2乗の差になるはずだが、実際に集積している質量は数倍程度しかない。これは、もともと外に行くほど材料が少なかったのか、あるいは一部しか集積しきれなかったのかわかっていない。

不均質集積と均質集積

現在の惑星は、化学的に分化している。材料物質に各種のタイプがあって、集積時に分化が起こったつまりある種類だけが選択的に集まったと考えることもできる。このような集積過程は不均質集積と呼ばれる。一方、材料の種類を問わず一様に集積したものを均質集積と呼ぶ。微惑星同士の衝突はある限定された衝突スピードの時金属同士の場合は、岩石同士に比べて集合しやすい。このような不均質集積モデルを考えれば、核とマンツルの層構造を惑星形成初期に作るができる。この不均質集積には、 Fe だけからできている微惑星や岩石からだけできている微惑星など分化した微惑星ができていなければならない。このような分化した微惑星はどうして形成されるかという問題が生じる。これは現在の惑星よりは規模は小さいが、「ニトリが先か卵が先か」と同じ問題である。結局、化学分化はどうして起こったのか疑問は解決できない。

現在では、不均質集積モデルでは以上の問題提起や衝突スピードなどのある限定された物理条件を設定しなければならないため、均質集積モデルが好まれている。

2 化学的分化

均質集積モデルでは、微惑星はある均質な材料が集積したものである。このような微惑星の集積・合体で原始惑星ができるが、その原始惑星が、いつどのように核と岩石のマンツルに分かれるのかが化学的分化では一番の問題である。核とマンツルの分化はまだ想像の域を脱せず、実証されていない。

熱源

化学的分化プロセスで問題なのは熱である。熱源は何か。一般に惑星の熱源として、

- ・太陽からの放射エネルギー
- ・潮汐エネルギー
- ・放射性元素の崩壊熱
- ・微惑星の集積による運動エネルギー

などが考えられる。その他にも断熱圧縮による温度上昇、強い太陽風による誘導電流加熱なども熱源になると考えられる。

太陽からの放射エネルギーは、太陽に近い惑星の表層の加熱に重要な役割を果たしているが、惑星形成時の熱源とはならない。潮汐エネルギーは、木星型惑星の衛星(Io)では、火山を生じるほどのエネルギーを生じる(Kawakami, 1994)。しかし、惑星の核形成の熱源としては充分でない。

半減期の長い放射性元素(K , U , Th , Rb など)は、時間がたった時の熱源として重要である。半減期の短い元素は、惑星初期の熱源として重要である。消滅核種として多くの放射性核種が発見されているが、そのうち充分な量があった惑星の核形成の熱源となりうる核種は ^{26}Al であろう。

放射性核種を熱源と考えると、熱源核種例えば ^{26}Al がどの程度惑星形成時に残っていたかは、元素合成から惑星形成までの期間に依存する。 ^{26}Al は固体として固定される。 ^{26}Al を含むコンドリュールの前駆物質、隕石、微惑星など固定物質の形成時期が、元素合成からどれ程たっていたかが問題となる。しかし、現在のところ各固体物質の年代差が表れるほど厳密な年代データは得られていない。

消滅した放射性核種を熱源と考えると、熱源は化学的分化する前の原始惑星内に均等に分布していたはずである。初期に集まった物質内で放射性核種の崩壊エネルギーが蓄えられていくことになる。従って、消滅核種だけが熱源の場合、温度分布は惑星内部ほど熱く外ほど冷たくなるという条件が課せられる。

微惑星の集積による運動エネルギーは、有力な熱源と考えられる。原始惑星の形成時に微惑星の集積が非常に短期間に爆走成長(runaway growth)をするからである。微惑星集積では、表面に大気がない場合、急速に熱は宇宙空間に放出されていく。温室効果を起こすほどの大気が原始惑星にあって初めて、微惑星の集積のエネルギーが惑星の化学的分化の熱源となる。微惑星の集積では、熱の放出は惑星表面で起こる。内部にも熱は蓄えられるであろうが、惑星表面ほど高温になると考えられる。

放射性核種と微惑星の集積では原始惑星の温度構造は全く違ったものになると推測される。微惑星集積エネルギーを主要な熱源とする考えが有望視されている。その理由は、比較的正確に推定できることと、推定された値が充分大きいからである。現在の惑星の質量と半径を用いて、重力エネルギーがすべて温度上昇に使われたとすると、月は3,000K、水星は6,000K、火星は12,000K、金星は45,000K、地球は48,000Kに達すると考えられる(Hanks & Anderson, 1969)。ただし、これは上限の温度であろう。実際は、輻射や大気の温室効果、熱伝導の悪いレゴリスの断熱効果などがあるため非常に複雑だと考えられる。

表 18. 惑星層構造の比較

	Mercury	Venus	Earth	Mars	Moon
Satellites	-	-	1	2	-
Atmosphère	-	CO ₂ , N ₂ , H ₂ O	N ₂ , O ₂ , Ar, CO ₂	CO ₂ , N ₂ , Ar, O ₂	-
Crust	-	10-50 km elastic silicate	5-50 km brittle silicate continent : granite-eclogite ocean : basalt	0-100 km brittle silicate	60-100 km brittle silicate
Mantle	2,439-1,800 silicate lithosphere	5,988-2940 silicate	upper : 6,371-5,680 silicate (ol+px) lower : 5,680 silicate (sp+prvs)	upper : 3,388-2,188 silicate (ol+px) lower : 2,188-1,688 silicate (sp+gart)	upper : 1,738-1,658 silicate (sp+gart) lower : 1,200-700 silicate (FeO+prvs)
Core	1,800-0 solid Fe	2,940-0 solid Fe	outer : 3,480-1,210 molten Fe-Ni inner : 1,210-0 solid Fe-Ni	outer : 1,688-1,588 molten Fe-S-O inner : 1,588-0 magnetite	outer : 700-300 ? inner : 300-0 solid Fe

	Jupiter	Saturn	Uranus	Neptune	Pluto
Satellites	16	18	15	8	1
Rings	3	7	11	4	-
Atmosphère	H ₂ , He, CH ₄	H ₂ , He, CH ₄	H ₂ , He, CH ₄	H ₂ , He	-
Gas	69,953-60,000 km H ₂ -He gas	58,130-30,000 km H ₂ -He gas, liquid (He depleted)	25,200-20,250 km gas (some H ₂ O ice)	24,623-15,000? km gas & H ₂ O ice	CH ₄ ice
Mantle	60,000-50,000 km H-He liquid	30,000-27,000 km inhomogeneous	20,520-15,120 km H ₂ O ice rich (some gas & rock)		1,180-900 km H ₂ O ice
Core	outer : 50,000-14,000 km H-He molten metal inner : 14,000-0 km rock & H ₂ O ice	outer : 27,000-12,000 km H molten metal (He enriched) inner : 12,000-0 km rock & H ₂ O ice	15,120-0 km rock & H ₂ O ice (some gas)	15,000? -0 km H ₂ O ice & rock → rock rich	900-0 km rock (some H ₂ O ice)

データは小出・山下 (1995b) の compile より引用した。crustは厚さで示し、それ以外は中心からの距離で示した。木星型惑星はmantleとcoreは厳密に区分できないので(本文参照)、coreは金属と岩石からなる部分を示し、mantleとgasはこの表で便宜的に区分した。olはolivine、pxはpyroxene、spはspinel、gartはgarnet、prvsはproskiteを意味する。

放射性核種の崩壊エネルギーか微惑星集積のエネルギーか、どちらがどの程度原始惑星の熱源として働いていたかは不明である。いずれにしても現在の惑星の分化状態を見る限り、惑星形成初期に高温状態になったはずである。それは45億年前に形成された分化したエイコンドライトや石鉄隕石、鉄隕石があるからである。惑星形成初期だけに有効な何らかの熱源によって、原始惑星は高温になったと考えられる。隕石から見て、溶けていた程度は不明だがマグマ・オーシャンの状態があったことは確かである。マグマ・オーシャンでの溶解は、供給されるエネルギーのタイプと量に対応した溶けかたをしたはずである。

核形成メカニズム

惑星の一部が熔融状態になることによってFeを分離できる。Feの融点は1,800 Kで、珪酸塩鉱物の融点900~1,300 Kに比べて、はるかに高い。このような条件では、珪酸塩メルトからFeメルトが分離するというメカニズムを別途考えなければならない。Feメルトが珪酸塩メルトと分離する液不混和状態を作らなければならない。このようなメカニズムはあったとしても複雑であろう。Feは隕石にはたくさん含まれている成分ではあるが、熔融温度と分離の点で問題がある。隕石の中にたくさん含まれる成分で硫化鉄(FeS)は、珪酸塩鉱物と比べても、融点が1,194 Kと低く比重も4.84 g/cm³と大きい。FeSメルトを想定すれば、珪酸塩鉱物が溶けるほど温度が上昇せず、FeSメルトだけができ、沈んでいったと考えられる。

もし、FeSメルトが形成されるとすると、FeSからFeとSに分離する過程を考えなければならない。高温高压におけるこのような過程はまだ調べられていないため、実際起

こりうるかどうか不明である。今後の問題である。

核形成に伴う問題として、微量成分の分配がある。微量成分とはいえ、核は惑星に占める体積が大きくなるため、総量はけっして微量ではない。惑星進化にとって、微量成分が熱源元素であったとすると重要な問題になってくる。半減期の長い放射性元素のK、Rb、U、Th、Smなどは惑星内部の熱源としては重要である。熱源元素は核にどの程度入るのか、その分配係数がいくつかなどは重要な問題となる。このような点については予察的な実験が少しあるだけで、充分調べられていない。

冷却過程

惑星形成の初期は高温になり、化学的分化をおこした。その後、惑星は冷めていく。惑星の冷却過程の重要なファクターとして、

- ・初期の熱量
- ・内部で発生している熱量
- ・内部の構成物質
- ・惑星のサイズ
- ・熱輸送のメカニズム

などが考えられる(藤村, 1993)。

初期の熱量は、前述のように何が主要な熱源であったかわからない現状では、どの程度のものであったか見積もることができない。大気がいつからあったのか、あるいはマグマ・オーシャンの規模によって、どの程度の熱が使われ蓄えられたかも初期の熱量を見積もることに重要である。

形成後発生する熱量は、化学分化に伴う重力エネルギー、長い半減期の放射性核種および核の固化に伴う潜熱が熱源となる。核が形成される時の重力エネルギーは膨大

なものである。溶けた核が固体になる時に放出される潜熱も重要な熱源である。地球では液体核と固体核が共存する状態である。もし固体核がまだ成長しているとすれば、今も多くのエネルギーが発生していることになる。固体核の成長が様でなく急激に成長するような時期があったとすれば、地球の表層では激しい地質現象が起こるはずである。いくつかの候補があるが、まだその因果はよくわかっていない。

内部の構成物質には、熱が発生する場を作ることと、熱を運搬する物質としての役割がある。地球型惑星では、核はFe、マントル・地殻は珪酸塩鉱物である。核には放射性元素は分配されにくい熱の伝導性は良い。一方、珪酸塩鉱物からできているマントルは放射性元素を含み易いが熱の伝導性が良くない。核で発生した熱は、マントルと核の境界部に集められることになる。地殻には多くの放射性元素を含むが、放出した熱もすぐに宇宙空間に出ていくために冷却していく。

惑星サイズは、当然ながら小さい惑星は冷めやすく、大きい惑星は冷めにくいことを意味する。それは単位体積当たりの質量がサイズが大きいくほど大きくなる、つまり平均密度が大きくなるためである。単純にサイズで考えると、地球型惑星では、月、水星、火星、金星、地球の順で冷めにくいはずである。早く冷めてしまった惑星は、原始惑星の初期進化段階を保存している可能性がある。

マントルの熱輸送メカニズムが、惑星の冷却スピードを律速している可能性が強い。マントルでの熱輸送メカニズムとして考えられるのは、伝導と対流である。マントルは熱伝導の能率が悪い。マントル対流は効率が良い。地球の場合、マントル対流はあると考えられるが、内部での対流の実体がよくわかっていない。マントル対流は、表層ではプレートの動きとして現れる。地球のプレートは人によって多数のマイクロ・プレートが提唱されているが、大きなプレートとしては10数枚である。そのためマルチ・プレートと呼ばれている。地球以外の惑星では複数のプレート運動は見つかっていない。そのためプレート・テクトニクスは地球固有のものであると考えられる。

熱対流にはマントル対流以外にブルームがある。ブルームとは熱の上昇流のことで各種の規模のものがある。小規模のものをホット・スポットといい、大型のものをスーパー・ブルームと呼んでいる。ブルームをテクトニクスの基本的な原動力と考えるモデルが最近提唱され(Maruyama, 1994)、ブルーム・テクトニクスと呼ばれる。ブルーム・テクトニクスは、金星と地球で起こっていると考えられる。金星では、ブルーム・テクトニクスのみで表面まで作用している。赤道付近にスーパー・ブルームがあり周辺のリッジとトラフが海嶺や海溝へと変化しつつあるように見え、プレート・テクトニクスへの移行期にみえる(Turcotte, 1993)。地球内部ではブルーム・テクトニクスが支配的で、地表ではプレート・テクトニクスが作用していると考えられる。プレート・テクトニクスの原動力は、ブルーム・テクトニクスに求められる。ブルーム・テクトニクスの原動力は、マントル―核の間にたまった熱の上昇と、冷めたプレートがコールド・ブルームとしてマントル―核境界に落下してくる下降流によっている。地質を読み取る

ことによってブルームによるテクトニクスの再現が試み始められている。

V まとめ

今まで述べてきた惑星の化学的性質をまとめると、以下のような惑星形成のあらすじができる。

惑星は形成場を反映した個性をもつ。形成場として太陽からの距離が重要で、 H_2O が固体であるか気体のままであるかによって、地球型惑星になるか木星型惑星になるか分かれる。惑星の材料となった珪酸塩鉱物やFeの量は、形成場ごとにけた違いではなく数倍程度の差しかない。地球型惑星は初期に何らかの熱源によって加熱される。加熱によって惑星内部は高温になり化学的分化が起こる。また、加熱によって天体は膨張し、地殻に引っ張り力によって正断層の線構造が多数形成される。惑星内部の熱を放出する過程で、テクトニクスがおこり火成作用がおこる。その後、熱源を使い尽くした惑星は冷却し、地殻に逆断層による各種の線構造を作りながら収縮する。月や水星では膨張と収縮の地形が認められる。火星は最近まで膨張していたと考えられる地形がある。地球と金星は、内部にまだ熱源を持っており冷却しきっていない。金星では現在もブルーム・テクトニクスが活動している可能性がある。地球では、内部ではブルーム・テクトニクスが、表層ではマルチ・プレート・テクトニクスが支配的である(Kumazawa & Maruyama, 1994)。

以上の惑星の形成史は概略で、すべての惑星にあてはまるかどうかわからない。時間と熱の歴史を定量的にとらえることによって惑星の進化の歴史が一般化できるかもしれない。これは今後の貴重な研究課題だが、多様な物質の年代が測定されることによって、以下のようないくつかの重要なTime Markerが見つかってきた(小出, 1992)。隕石は45.6億年前に一斉に形成された。隕石の構成物は、消滅核種から元素形成から1億年以内あるいはもっと短期間に固化したことがわかる。その後、地球ではいろいろな事件が始まる。最初の固体の形成は最古の鉱物から42億年前に、最初の大陸地殻は39.86億年前に、最初の海は38億年前にでき、生命は35億年前にはすでに発生していた。惑星の調査が進み、地球外物質の化学的データが増えるにつれて、このような惑星形成論はより正確な展開がされるはずである。

謝辞

本研究は、文部省科学研究費一般C(課題番号06804030)及び神奈川県調査研究費の援助をいただいた。また東京大学地震研究所特別研究員の三浦弥生女史には文献収集で、横浜国立大学大学院生の真貝恵美子女史、同大学院生の中嶋勝治氏および鈴木美沙緒女史にはデータ整理で、小出恵子女史にはデータ入力でご助力をいただいた。以上の機関や方々に感謝申し上げます。

文 献

- 阿部豊, 1993. 惑星の大気. 清水幹夫編, 惑星の科学, pp. 1-55. 朝倉書店, 東京.
- Anders, E. & N. Grevesse, 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53: 197-214.
- Anderson, D. L., 1972. Internal constitution of Mars. *Jour. Geophys. Res.*, 77: 789-795.
- Anderson, D. L., 1983. Chemical composition of the mantle. *Jour. Geophys. Res.*, 88: 1341-1352.
- Banerdt, W. B., M. P. Golombek & K. L. Tanaka, 1992. Stress and tectonics of Mars, pp. 249-297. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Banin, A., B. C. Clark & H. Wanke, 1992. Surface chemistry and Mineralogy. In Kieffer, H. H. *et al.*, eds., Mars, pp. 594-625. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Barsukov, V. L., 1982. New Venera results. 13th Lunar and Planetary Science Conf., Texas, March 1982.
- Basaltic Volcanism Study Project, 1981. Basaltic Volcanism on the terrestrial planets. 1276 pp. Pergamon Press, New York.
- Benz, W., W. L. Slattery & A. G. W. Cameron, 1988. Collisional stripping of Mercury's mantle. *Icarus*, 74: 516-528.
- Cameron, A. G. W., B. Fegley, Jr., W. Benz & W. L. Slattery, 1988. The strange density of Mercury; theoretical considerations. In Vilas, F. *et al.*, eds., Mercury, pp. 692-708. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Cattermole, P., 1994. Venus. The geological story. 250 pp. UCL Press, London.
- Clarke, F. W., & H. S. Washington, 1924. The composition of the earth's crust. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 127: 1-117.
- Condie, K. L., 1982. Planet Tectonics and Crustal Evolution. 2nd ed., 310 pp. Pergamon, New York.
- Darwin, G. H., 1880. On the secular changes in the orbit of a satellite revolving around a tidally disturbed planet. *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 171: 713-891.
- Donahue, T. M. & J. B. Pollack, 1983. Origin and evolution of the atmosphere of Venus. In Hunter, D. M. *et al.*, eds., Venus, pp. 1003-1036. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Elthon, D., 1979. High magnesia liquids as the parental magma for ocean floor basalts. *Nature*, 278: 514-518.
- Esposito, L. W., R. G. Knollemberg, M. Ya. Marov, O. B. Toon & R. P. Turco, 1983. The Clouds and hazes of Venus. In Hunter, D. M. *et al.*, eds., Venus, pp. 484-564. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Od and Sr isotopic study of the Trinity peridotite: Implications for mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68: 361-378.
- Jagoutz, E., H. Palme, H. Baddenhausen, R. Blum, M. Cendales, G. Dreibus, B. Spettel, V. Lorenz & H. Wanke, 1979. The abundances of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 10: 2031-2050.
- Jahn, B. -M., 1986. Mid-ocean ridge or marginal basin origin of the East Taiwan Ophiolite: Chemical and isotopic evidence. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92: 194-206.
- Kawakami, S., 1994. A comparative study on the volcanism and tectonics of the terrestrial planets and satellites. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100: 71-80.
- Kieffer, H. H., B. M. Jakosky & C. W. Snyder, 1992. The planet Mars: from antiquity to the present. In Kieffer, H. H., eds., Mars, pp. 1-33. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- 小出良幸, 1992. マントルの同位体的多様性 — マントル進化へのアプローチ. *地学雑誌*, 101: 159-192.
- 小出良幸, 1994. 総説: 地球の生成場にまつわるモデルとその束縛条件. 神奈川県立博物館研究報告自然科学, 23: 51-86.
- 小出良幸, 1995a. 総説: 隕石 — 地球の材料物質としての隕石 —. 神奈川県立博物館研究報告自然科学, 24: 9-38.
- 小出良幸, 1995b. 地球前史 — 地球形成場の素描 —. *月刊地球*, 17: 203-209.
- 小出良幸・山下浩之, 1995. 地球前史 — 地球形成場と原料への束縛条件 —. *地学雑誌*, 104: 167-188.
- 小出良幸・山下浩之, 1996. 総説: 地球初期への惑星物理的束縛条件. 神奈川県立博物館研究報告自然科学, 25: 1-26.
- Kontinen, A., 1987. An early Proterozoic ophiolite. -The Jormua mafic-ultramafic complex, Northeastern Finland. *Precamb. Res.*, 35: 313-341.
- Krasnopolsky, V. A. & V. A. Parshev, 1983. Photochemistry of the Venus atmosphere. In Hunter, D. M. *et al.*, eds., Venus, pp. 431-458. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Kuiper, G. P., 1952. Planetary atmospheres and their origin. In Kuiper, G. P., eds., The atmospheres of the Earth and planets. pp. 306-405. Univ. of Chicago Press, Chicago.
- Kumazawa, M. & S. Maruyama, 1994. Whole earth tectonics. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100: 81-102.
- Lewis, J. S., 1988. Origin and composition of Mercury. In Vilas, F. *et al.*, eds., Mercury, pp. 651-666. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Longhi, J., E. Knittle, J. R. Holloway & H. Wanke, 1992. The bulk composition, mineralogy and internal structure of Mars. In Kieffer, H. H. *et al.*, eds., Mars, pp. 184-208. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Maaloe, S. & K. Aoki, 1977. The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63: 161-173.
- Maaloe, S. & R. Steel, 1980. Mantle composition derived from the composition of lherzolite. *Nature*, 285: 321-322.
- Mao, H. K., 1981. High pressure experiments on FeS with bearing on the Earth's core. *Carnegie Inst. Washington Year book*, 80: 267-272.
- Maruyama, S., 1994. Plume tectonics. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100: 24-49.
- McElroy, M. B., Y. L. Yung & A. O. Nier, 1976. Isotopic composition of nitrogen: Implications for the past history of Mars' atmosphere. *Science*, 194: 70-72.
- McKinnon, W. B. & S. Mueller, 1988. Pluto's structure and composition suggest origin in the solar, not a planetary nebula. *Nature*, 335: 240-246.
- McGetchin, T. R. & J. R. Smyth, 1978. The mantle of Mars: Some possible geological implication of its high density. *Icarus*, 34: 512-5316.
- Melson, W. G., G. R. Byerly, J. A. Nelson, T. O'Hearn, T. L. Wright & T. Vallier, 1977. A catalog of the major element chemistry of abyssal volcanic glasses. *Smithsonian Contrib. Earth Sci.*, 19: 31-60.
- Melson, W. G., T. L. Vallier, T. L. Wright, G. Byerly & J. Nelen, 1976. Chemical diversity of abyssal volcanic glass erupted along Pacific, Atlantic, and Indian Ocean sea-floor spreading centers. In *///*. ed., The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin. pp. 351-367. Amer. Geophy. Union, Washington.

- Miura, Y. N., K. Nagao, N. Sugiura, H. Sagawa & K. Matsubara, 1995. Orthopyroxenite ALH84001 and shergottite ALH77005: Additional evidence for a martian origin from noble gases. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59: 2105-2113.
- Morgan, J. W. & E. Anders, 1979. Chemical composition of Mars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43: 1601-1610.
- Morgan, J. W. & E. Anders, 1980. Chemical composition of the Earth, Venus, and Mercury. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 77: 6973-6977.
- Moroz, V. I., 1983. Summary of preliminary results of the Venera 13 and Venera 14 missions. In Hunter, D. M. *et al.*, eds., Venus, pp. 45-68. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- 中沢清, 1978. 太陽系の起源と進化. 小沼直樹・水谷仁編, 岩波講座地球科学 13, pp. 21-87. 岩波書店, 東京.
- National Institute of Polar Research, 1995. Catalog of the Antarctic meteorites. 230 pp. National Institute of Polar Research, Tokyo.
- Neukum, G. & D. U. Wise, 1976. Mars: A standard crater curve and possible new time scale. *Science*, 194: 1381-1387.
- Newsom, H. E. & S. R. Taylor, 1989. Geochemical implications of the formation of the Moon by a single great impact. *Nature*, 338: 29-34.
- Nyquist, L. E. & C. -Y. Shin, 1992. The isotopic record of lunar volcanism. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56: 2213-2234.
- Poldervaart, A., 1955. Chemistry of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 62: 119-144.
- Pollack, J. B. & J. N. Cuzzi, 1982. ボイジャーのみた惑星の環, 日経サイエンス. 136: 9-25.
- Prior, G. T., 1916. On the genetic relationship and classification of meteorites. *Mineral Mag.*, 18: 1-26.
- Ringwood, A. E., 1959. On the chemical evolution and densities of the planets. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 15: 257-283.
- Ringwood, A. E., 1960. Some aspects of the thermal evolution of the Earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 20: 241-259.
- Ringwood, A. E., 1966a. Chemical evolution of the terrestrial planets. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 30: 41-104.
- Ringwood, A. E., 1966b. The chemical composition and origin of the Earth. In Hurley, P. M., eds., *Advances in Earth Sciences*. pp. 287-356. MIT Press, Cambridge.
- Ringwood, A. E., 1977. Composition and Origin of the Earth. 65 pp. Res. School of Earth Sci., Australian Natl. Univ., Canberra.
- Ringwood, A. E., 1991. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 2083-2110.
- Ringwood, A. E. & S. Kesson, 1977. Siderophile and volatile elements in Moon, Earth and chondrites. *Moon*, 16: 425-464.
- Saronov, V. S., 1969. Evolution of the Protoplanetary cloud and formation of the Earth and the Planets. Nauka Press, Moscow. Translated by the Israel Program for Scientific Translation, 1972.
- Schubert, G., S. C. Solomon, D. L. Turcotte, M. J. Drake & N. H. Sleep, 1992. Origin and thermal evolution of Mars. In Kieffer, H. H., eds., Mars, pp. 147-183. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Spudis, P. D. & J. E. Guest, 1988. Stratigraphy and geologic history of Mercury. In Vilas, F. *et al.*, eds., Mercury, pp. 118-164. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Stevenx, D. J., 1989. Looking ahead to Neptune. *Sky & Telescope*, May 1989: 481-483.
- Surkov, Yu. A., F. F. Kirnozov, V. K. Khristianov, B. N. Glazov, F. Ivanov, & B. N. Korchuganov, 1977. Investigations of the density of the Venusian surface rocks by Venera 10. *Cosmos Space Research*, 17: 651-657.
- 武田弘, 1982. 惑星の物質科学. 150 pp. 東京大学出版会, 東京.
- Tanaka, K. L., H. S. David & R. Greeley, 1992. Global stratigraphy. In Kieffer, J. H. *et al.*, eds., Mars, pp. 345-382. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Taylor, S. R., 1992. Solar system evolution. 307 pp. Cambridge Univ. Press, New York.
- Taylor, S. R. & S. M. McLennan, 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. 312 pp. Blackwell, London.
- Toulmin, P., A. K. Baird, B. C. Clark, K. Keil, H. J. Rose Jr., R. P. Chritian, P. H. Evans & W. C. Kelliher, 1977. Geochemical and mineralogical interpretation of the Viking inorganic chemical results: *Jour. Geophys. Res.*, 84: 4625-4634.
- Treiman, A. H., 1992. Fall days of the SNC meteorites: Evidence for a SNC meteoroid stream, and a common site of origin. *Meteoritics*, 27: 93-95.
- Treiman, A. H., J. H. Jones & M. J. Drake, 1987. Core formation in the shergottite parent body and comparison with the Earth. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 17, *Jour. Geophys. Res. Supply.*, 92: E627-632.
- Turcotte, D. L., 1993. And episodic hypotheses for Venusian tectonics. *Jour. Geophys. Res.*, 98: 17061-17068.
- Tyler, G. L., V. R. Eshleman, J. O. Anderson, G. S. Levy, C. F. Lindal, G. E. Wood & T. A. Croff, 1981. Radio science investigation of the Saturn system with Voyager 1: Preliminary results. *Science*, 201: 201-206.
- Urey, H. C. & H. Craig, 1953. The composition of stone meteorites and the origin of the meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 4: 36-82.
- Wanke, H. & G. Dreibus, 1988. Chemical composition and accretion history of terrestrial planets. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A235: 545-557.
- Wanke, H., G. Dreibus & E. Jagoutz, 1984. Mantle chemistry and accretion history of the Earth. In Kroner, A. *et al.*, eds., *Archean Geochemistry*. pp. 1-24. Springer-Verlag, Berlin.
- Warren, P. H. & G. W. Kallemeyn, 1991. The Mac Alpine Hills lunar meteorite and implications of the lunar meteorites collectively for the composition and origin of the Moon. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55: 3123-3138.
- Wasson, J. T., 1974. Meteorites, Classification and properties. 316pp. Springer-Verlag, New York.
- Wasson, J. T., 1985. Meteorites: Their record of early solar-system history. 267pp. Freeman, New York.
- Wasson, J. T., 1988. The building stones of the planets. In Vilas, F. *et al.*, eds., Mercury, pp. 622-650. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Weidenschilling, S. J., 1976. Accretion of the terrestrial planets. II. *Icarus*, 27: 161-170.
- Wilhelms, D. E., 1984. The Moon. In Carr, M. *et al.*, eds., *The Geology of the Terrestrial Planets*. pp. 107-205. NASA sp-469.
- Wood, J. A., 1963. On the origin of chondrules and chondrites.

Icarus, 2: 152-180.

Zahn, U. Von, S. Kumar, H. Niemann & R. Prinn, 1983.
Composition of the Venus atmosphere. In Hunter, D. M.
*et al.*eds., Venus, pp. 299-430. Univ. of Arizona Press,

Tucson.

Zindler, A. & S. R. Hart, 1986. Chemical geodynamics. Ann.
Rev. Earth Planet. Sci., 14: 493-521.