

神奈川県立博物館
研究報告
自然科学25号

神奈川県立 生命の星・地球博物館

平成8年3月

目 次

小出良幸・山下浩之：総説：地球初期への惑星物理的束縛条件	1
小出良幸・山下浩之：総説：地球初期への惑星化学的束縛条件	27
今永 勇：箱根火山古期外輪山南東斜面の溶岩を切る砕屑岩脈	55
樽 創：東京都昭島市前期更新統平山層から産出した <i>Stegodon</i> sp. の肩甲骨と上腕骨について	59
瀬能 宏・RANDALL, J. E.・沖山宗雄： ペルシャ湾から採集されたボラ科メナダ属の1新種	71
高桑正敏・新里達也：北ベトナム産ホソコバネカミキリ属について	77

CONTENTS

KOIDE, Yoshiyuki and YAMASHITA, Hiroyuki: Review: Planetary Physical Constraints for the Earth's Formation	1
KOIDE, Yoshiyuki and YAMASHITA, Hiroyuki: Review: Planetary Chemical Constraints for the Earth's Formation	27
IMANAGA, Isamu: Clastic Dikes Intruded in Lavas in the Southeastern Slope of Hakone Volcano	55
TARU, Hajime: Isolated Scapula and Humerus of <i>Stegodon</i> sp. from the Early Pleistocene of Hirayama Formation in Akishima City, Tokyo	59
SENOU, Hiroshi, RANDALL, J. E., and OKIYAMA, Muneo: <i>Chelon persicus</i> , a New Species of Mullet (Perciformes: Mugilidae) from the Persian Gulf	71
TAKAKUWA, Masatoshi and NIISATO, Tetsuya: The genus <i>Necydalis</i> (Coleoptera, Cerambycidae)	77

総説：地球初期への惑星物理的束縛条件

Review: Planetary Physical Constraints for the Earth's Formation

小出良幸・山下浩之

神奈川県立生命の星・地球博物館

Yoshiyuki KOIDE and Hiroyuki YAMASHITA

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

Abstract. Planetary physics aims the accurate determination of orbital and physical constants of planets at the present. These physical data reveal the present and feature movements of planets. One of the most important purposes of the planetary physics is estimation of the planetary interior. Systematic differences and similarities among planets are derived from their origins, raw material and histories. Comparison to the planetary physics should constraint to the Earth's formation. In this paper we compile the basic data on planetary physics.

Key Words: the Earth's Formation, Planetary physics, Planetary interior

I はじめに

人類は、昔から星を眺め、宇宙の神秘を感じてきた。そのなかでひととき注目を浴びたのは、不思議な動きをする明るく輝く「惑星」であった。科学的データに基づいたCopernicusの地動説の提唱と、望遠鏡を宇宙に向けたGalileoにより、惑星の実態を科学的に解明しようとする態勢がととのってきた。その後の科学技術の進歩にともなって、情報量は急激に増加してきた。

地表から宇宙を覗く技術は、より遠くの星を見るために進歩を続けた。今や、100億年以上も前に輝いていた星の光すら見るできるようになった。さらに、目に見える光だけでなく、目に見えない光「電波」でも宇宙を観察できるようになった。ハッブル望遠鏡は宇宙空間に据え付けられ、地球の大気の影響を受けることなく日夜星や惑星の観測ができる時代になった。

このような進歩とともに宇宙を観測する技術は発展してきた。現在、大型望遠鏡建設や維持は、最先端の科学技術や多数の科学者の協力が不可欠になってきた。このような巨大科学や研究チームをもってしても、まだ、惑星の起源や進化を完全には理解できない。理解どころか、粗筋すらもまだ確立できないのが現状である。惑星や地球の起源、進化を完全に理解するのは、永遠に不可能なのかもしれない。しかし、このまま手をこまねいているわけにはいかない。より確かなものを求めて、研究は進められている。

地球が惑星として息づきはじめて、45億年余りの年月

が過ぎ去った。太陽が超新星爆発を起こして100億年の寿命を終えるまで、私たちの星・地球の寿命は続く。このような太陽系の歴史の中で地球が45億年間いかにして生き抜いてきたか、それは私たち人類が抱く永遠の疑問であろう。地球の誕生のシナリオがどのようなものであったかを知ることは重要で、今後50億年続くと言われる地球の旅がどちらを向いて進んでいるのかを知ることに他ならない。

100億年にわたる地球の歴史の方向づけは、地球の誕生の時代「冥王代」になされたはずである。冥王代は、惑星間の特徴や共通性から推測することが重要な方法である。それは、地球で冥王代の岩石がほとんどないこととすべての惑星が一緒に形成されたからである。本論文では、地球初期への大きな束縛条件になる惑星物理の現在までの成果を概観し、基礎データや各惑星の表面や内部の状態を整理する。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)、惑星化学に関するデータや総括については小出・山下(1996)を参考にしたい。

II 惑星探査

惑星の物理状態や化学組成より惑星の特徴を明らかにすることから、惑星科学は始まる。各惑星を比較し、内部構造を知ること、惑星科学の重要な目的の一つである。

1969年、人類は初めて他の天体に降り立った。その天体は、地球の衛星・月であった。その後、数度にわたって月の

表 1. 惑星を調べる方法

手法	内容	詳細
天文学的観測	軌道要素	軌道傾斜角、近日点引数、昇交点経度、軌道長半径、軌道離心率、近日点通過時刻、(公転周期)
	固有運動	赤道傾斜角、自転周期、慣性能率、J2、J4...
地球物理学的観測	固有物理量	半径、質量、表面磁場、大量輻射、表面温度、重力
	地震学	実体波（縦波、横波）、表面波（レイリー波、ラブ波）、自由振動（伸び縮み振動、ねじれ振動）
化学的観測	その他	熱流量、重力異常、大陸移動速度
	間接測定	大気組成、地表組成
	直接測定	大気化学組成、土壌化学組成、海洋化学組成、岩石化学組成、年代測定
モデル	状態方程式	高温高压実験、理論計算
	計算機実験	各種シミュレーション

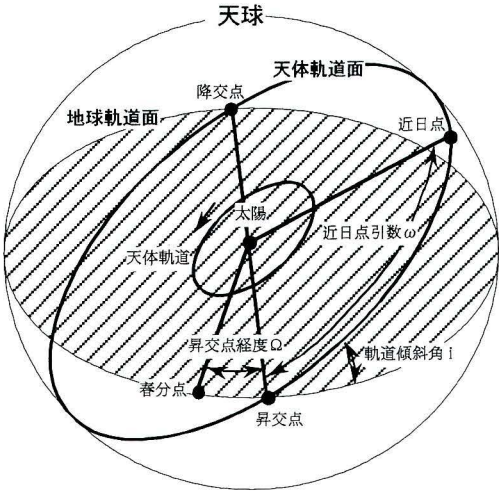


図 1. 惑星の軌道要素の関係図。

有人探査がおこなわれたが、現在では有人の惑星探査はおこなわれていない。唯一例外は、地球である。U. S. S. R./C. I. S. の宇宙ステーション Mir や U.S.A. の Space Shuttle で、地球を探査している。

地球以外の惑星や衛星、彗星、太陽などを詳しく調べるために、人類は自分達の分身ともいえる探査機を多数打ち上げた。探査機のあるものは、月や金星、火星に着陸して、表面物質の組成や、生命の有無を調べた。このような分身達によって、太陽系に関する情報が爆発的に増えてきた。

ここでは、惑星探査の方法やその歴史をまとめる。

1 アプローチの方法

惑星の物理量で直接得られるのは、天文学的観測による軌道要素、天体の固有運動、あるいは固有の物理量である(表 1)。

軌道要素とは、軌道傾斜角(i)、近日点引数(ω)、昇交点経度(Ω)、軌道長半径(a)、離心率(e)、近日点通過時刻(t_0)の6要素である。この他に公転周期(P)も要素に加えられることもある。各軌道要素の関係を図 1 に示した。離心率

表 2. 惑星の探査状況

内容	水星	金星	地球	月	火星	小惑星	木星	土星	天王星	海王星	冥王星	彗星
天文学的観測												
軌道要素	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
固有運動	○	○	○	○	○	△	○	○	○	○	○	○
慣性能率	△	△	○	○	○		△	△	△			
J2, J4, ...	△	○	○	○	○		○	○	△	△		
固有物理量	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	△
地球物理学的観測												
地震学			○	○								
その他			○									
化学的観測												
間接測定	○	○	○	○	○	△	○	○	○	△	△	△
直接測定		△	○	○	△							
モデル												
状態方程式	○	○	○	○	○	△	△	△	△	△	△	
高温高压実験			○									

○は比較的精度良く求められている。△は精度は良くないが求められている。ここでの状態方程式は理論計算によるものを示す。

表 3. 無人月探査

衛星名	国	打ち上げ年月日	結果
Pioneer Mission	U.S.A.	1958/8~1959/3	5基全て失敗
Luna1	U.S.S.R.	1959/1/2	月から6000kmを通過、初の人工惑星
Pioneer4	U.S.A.	1959/3/3	月から6000km以内を1959年5を1959年5月4日に通過、米国初の人工惑星
Luna2	U.S.S.R.	1959/9/12	月面「晴の海」に命中、人類が初めて月へ送り込んだ物体
Luna3	U.S.S.R.	1959/10/4	初めて月の裏側の撮影に成功、
Ranger3	U.S.A.	1962/1/26	第2段ロケットの失敗により1962年1月28日に月から3万5000kmを通過
Ranger4	U.S.A.	1962/4/23	月の裏側に命中、終段ロケットは惑星軌道へ。アメリカが月へ送り込んだ最初の物体
Ranger5	U.S.A.	1962/10/18	月から720kmのところを通過
Luna4	U.S.S.R.	1963/4/2	月から8万5000kmのところを通過
Ranger6	U.S.A.	1964/1/30	65.6時間後に月に衝突
Ranger7	U.S.A.	1964/7/28	68.6時間後「雲の海」に衝突、初めて月面写真4316枚撮影に成功
Ranger8	U.S.A.	1965/2/17	64.9時間後月に衝突、月面写真7137枚撮影
Ranger9	U.S.A.	1965/3/21	64.5時間後月に衝突、月面写真5814枚撮影
Luna5	U.S.S.R.	1965/5/9	月面軟着陸に失敗、82.2時間後に月面衝突
Luna6	U.S.S.R.	1965/6/8	月から約16万kmのところを通過
Zond3	U.S.S.R.	1965/7/18	月の近傍を通過、写真を送信
Luna7	U.S.S.R.	1965/10/4	軟着陸に失敗、86.1時間後に月に衝突
Luna8	U.S.S.R.	1965/12/3	軟着陸に失敗、83.1時間後に月に衝突
Luna9	U.S.S.R.	1966/1/31	人類初の軟着陸に成功
Luna10	U.S.S.R.	1966/3/31	初めて月を回る軌道にのり、1966年5月30日まで送信
Surveyor1	U.S.A.	1966/5/30	アメリカ初の軟着陸、1967年1月7日までに写真11237枚を撮影
Lunar・orbiter1	U.S.A.	1966/8/10	月を回る軌道にのり、1966年8月29日までにアポロ着陸点撮影、その後、月に衝突
Luna11	U.S.S.R.	1966/8/24	月を回る軌道にのり、1966年10月1日までデータ通信
Surveyor2	U.S.A.	1966/9/20	月に衝突
Luna12	U.S.S.R.	1966/10/22	月を周回
Lunar・orbiter 2	U.S.A.	1966/11/6	月に衝突、205枚の写真を送信
Luna13	U.S.S.R.	1966/12/21	月に軟着陸、写真及び土壌データを送信
Luna・orbiter3	U.S.A.	1967/2/4	月に衝突、182枚の写真を送信
Surveyor3	U.S.A.	1967/4/17	月に軟着陸。写真及び土壌データを送信
Lunar・orbiter4	U.S.A.	1967/5/4	月に衝突、163枚の写真を送信
Surveyor4	U.S.A.	1967/7/14	63.0時間後に月に衝突
Lunar・orbiter 5	U.S.A.	1967/8/1	月に衝突
Surveyor5	U.S.A.	1967/9/8	64.8時間後月に軟着陸。19万枚の写真及びデータを送信
Surveyor6	U.S.A.	1967/11/7	「中央の入江」に軟着陸後、月面を移動
Surveyor7	U.S.A.	1968/1/7	66.5時間後月に軟着陸、アメリカの月面無人探査は完了
Luna14	U.S.S.R.	1968/4/7	月を回る軌道にのり、月の重力場の観測を実施
Zond5	U.S.S.R.	1968/9/15	月周回後、地球に帰還した最初の探査機
Zond6	U.S.S.R.	1968/11/10	月周回後、地球に帰還
Luna15	U.S.S.R.	1969/7/13	月を55周した後、衝突。204.8時間飛行
Zond7	U.S.S.R.	1969/8/8	月周回後帰還
Luna16	U.S.S.R.	1970/9/12	「肥沃の海」軟着陸、月の岩石を収集後地球に帰還、無人探査機による月往復成功
Zond8	U.S.S.R.	1970/10/20	月周回後帰還
Luna17	U.S.S.R.	1970/11/10	「雨の海」に軟着陸、月面探査自走車で月面探査、天体観測
Luna18	U.S.S.R.	1971/9/2	月を54周後月に衝突
Luna19	U.S.S.R.	1971/9/28	月を周回
Luna20	U.S.S.R.	1972/2/14	軟着陸（2月21日）後、帰還
Luna21	U.S.S.R.	1973/1/8	軟着陸（1月16日）後、月面探査自走車による探査
Luna22	U.S.S.R.	1974/5/29	月を周回
Luna23	U.S.S.R.	1974/10/28	月に軟着陸
Luna24	U.S.S.R.	1976/8/9	月に軟着陸

データはClark（1988）、野田（1994）、Wilson（1995）を改変した。

(e)は軌道の形を決める値で、 $e = 0$ なら円、 $0 < e < 1$ なら楕円、 $e = 1$ なら放物線、 $e > 1$ なら双曲線となる。軌道長半径(a)は、軌道の大きさを表すものである。軌道傾斜角(i)は、惑星の軌道面と地球の軌道面のなす角をいう。 $i > 90^\circ$ の時は逆行しているという。惑星の軌道面と地球の軌道面との交線が天球と交わる点を交点といい、惑星が南から北に移る際に通過する交点を昇交点、他を降交点という。昇交点と春分点との間が昇交点経度(Ω)である。 i と Ω によって空間における軌道面の方向が規定される。近日点引数(ω)は、昇交点から近日点まで軌道面に沿って測った角度をいう。 ω から軌道面における軌道の向きが決定される。

交点周期(P)は、恒星に対して惑星が軌道を1周する周期である。近日点通過時刻(T)は、近日点を惑星が通過し

た時刻である。PとTより、与えられた日時の軌道上での天体の位置が決定できる。この6個あるいは7個の要素がわかれば、ニュートン力学的には惑星の運行が完全に把握できる。軌道要素は太陽系内の観測可能な天体においては、比較的精度良く求められている。

軌道要素は、時間の経過によらず不変の値である。しかし、他の天体や大気などの外力によって軌道要素が乱されることがある。このような外力のうち、周期性または規則性のあるものを摂動という。摂動力を考慮すると、軌道要素は時間とともに変化していくことになる。最近では、摂動以外に、カオス的な運動があるという説もある。天体がカオス的な運動をすると、天体の運動の長期予測は不可能となる。しかし、天体運動がカオスではないという考えも強くある。

固有運動とは、天体の固有の値で、各天体の個性が現れる。赤道傾斜角、自転周期、慣性性能率、J2、J4…(天体の重力と形、内部状態によって決まる物理量)などのことである。

固有物理量とは、半径、質量、表面磁場、太陽輻射、表面温度、重力などのことで、固有運動同様、天体の個性を表す物理量である。

惑星の表面での精密な地球物理学的観測によって、地震学的データや熱流量、重力異常、大陸移動速度が得られる。地震学的データには、実体波(縦波、横波)、表面波(レイリー波、ラブ波)、自由振動(伸び縮み振動、ねじれ振動)などがあり、天体内部を間接的に知るためには重要な情報となる。

化学的観測として、間接的な測定によって大気組成、地表組成などがわかり、直接測定で大気化学組成、土壌化学組成、海洋化学組成、岩石・鉱物化学組成、物質の形成年代がわかる。直接的な観測による化学的データは、非常に重要である。化学的データは天体の歴史を知る上で不可欠なものである。同位体測定によって得られる形成年代や宇宙線照射年代、地球落下年代などからその物質の履歴を解くカギが得られる。物理データは現在の姿を克明に記録するのに対して、化学データはその物質にいたるすべての履歴の結果を見ることになる。

天体のモデルを想定し、初期的な物理量から各種シミュレーションをおこない、現実の惑星との比較よりそのモデルの確かさを検証する方法がある。その一つに状態方程式による方法がある。状態方程式は、物質がある温度、圧力でどのような密度をとるかの関係を示すもので、理論的に推定する方法と、実験的に求める方法がある。実験的な手法は、目的の物質を高温高压にし、密度の変化を調べるものである。また物質を直接高温高压にするため、実験中や実験後得られる物質から弾性係数や鉱物組成、鉱物組成などの情報を引き出すことが可能である。高温高压実験から得られた情報は、地震学などの手法で得られた情報とクロスチェックすることができる。

表1に示した各種の惑星を探る手法で、実際にデータが得られている天体はまだ少ない。惑星の探査状況は表2にまとめてある。

地球に関しては、ほぼすべてのデータが得られている。しかし、現在も測定や分析・実験が進行中で確定していない部分も多い。一番調べやすく、人類が長年おこなってきた地球ですらまだ不確定な部分があるのだから、他の天体について不明な部分が多いのはしかたないことである。

地球に次いで良くわかっているのは月である。月は人類が降り立った唯一の地球外天体である。そのため、他の天体に比べて格段に情報は多い。月に次いで情報が多いのは火星である。天文学的観測は比較的良く行われている。また、無人ではあるが探査機が降りていくつかの分析もおこなわれた。地球物理学的観測はない。金星は地球に近い惑星で、火星同様比較的良くわかっている。無人探査機も降りて観測がなされている。地球から離れるに従って情報量は少なくなる。天文学的観測は可能なため比較的良くなされている。しかし、精密なデータに基づいて求められる慣性性能率やJ2、J4…などはあまり得られていない。

表4. 有人探査 (Apollo計画)

衛星名	年/月/日	結果
TTS1/Pioneer8	1967/12/13	テスト飛行、成功
TETR2/Pioneer9	1968/11/8	テスト飛行、成功
TETR/Pioneer	1969/8/27	テスト飛行、失敗
TETR3/OSO7	1971/9/29	テスト飛行、成功
Apollo-Saturn	1966/2/26	弾道飛行、成功
Apollo-Saturn	1966/8/25	弾道飛行、成功
Saturn-Apollo	1964/5/28	地球周回飛行、成功
Saturn-Apollo	1964/9/16	地球周回飛行、成功
Saturn-Apollo (Pegasus1)	1965/2/16	地球周回飛行、成功
Saturn-Apollo (Pegasus2)	1965/5/25	地球周回飛行、成功
Saturn-Apollo (Pegasus3)	1965/7/30	地球周回飛行、成功

衛星名	年/月/日	試料	結果
Apollo1	1969/1/27		地球周回飛行、地上で爆発炎上
Apollo4	1967/11/9		地球周回飛行、成功
Apollo5	1968/1/22		地球周回飛行、成功
Apollo6	1968/4/4		地球周回飛行、発射のみ成功
Apollo7	1968/10/11		最初の有人飛行、地球周回飛行、成功
Apollo9	1969/3/3		着陸機テスト、地球周回飛行、成功
Apollo8	1968/12/21		有人の月周回を10周成功
Apollo10	1969/5/18		有人の月周回を31周成功
Apollo11	1969/7/16	21.7kg	静かの海 (0° 48'N 23° 28'E)
Apollo12	1969/11/14	34.4kg	あらしの大洋 (3° 02'S, 23° 25'W)
Apollo13	1970/4/11	-	月面着陸飛行、故障したが無事帰還
Apollo14	1971/1/31	41.5kg	フラマウロ山地 (3° 39'S 17° 30'E)
Apollo15	1971/7/26	76.8kg	ハドレー谷 (26° 06'N 3° 39'E)
Apollo16	1972/4/16	111kg	デカルト高原 (8° 59'S 15° 31'E)
Apollo17	1972/12/7	113kg	ラウリス山地 (20° 10'N 30° 45'E)

データはHeiken *et al.* (1991)、野田 (1994)、Wilson (1995) を改変した。

2 探査の歴史

人類が実際にロケットを飛ばし始めたのは1950年代にまで遡る。第二次世界大戦後、ドイツの有能なロケット学者を得たU.S.A.とU.S.S.R.は、宇宙に目を向けて激しい一番争いを行った。月への無人探査は、U.S.A.とU.S.S.R.の二大国の独壇場であった(表3)。当初U.S.S.R.が常に一歩先んじていた。初めて人工衛星を月に向かって飛ばしたのはU.S.S.R.であった。U.S.A.の人工衛星は一月遅れであった。月面に物体を初めて送り込んだのもU.S.S.R.で、初めて月の裏側を撮影したのもU.S.S.R.であった。有人の宇宙飛行も一番乗りはU.S.S.R.であった。月への無人探査に関しても、やはりU.S.S.R.が先行していた。

U.S.A.は、国の威信をかけてU.S.S.R.を追った。その時点で、当時できそうな一番乗りはすべてU.S.S.R.がおこなっていた。残されていたのは有人の月着陸だけであった。ケネディー大統領は、U.S.S.R.の先行に不満を持つ国民の要望を受けて、1960年代に人類を月に送り、無事に帰還することを公約した。そして1969年7月20日、U.S.A.国民が待ちに待った月面一番乗りがおこなわれた。Apollo計画では、合計6機が月に軟着陸して科学的な調査がおこなわれた。月面から採集された資料は400 kg近くになった(表4)。月の資料は世界中の研究機関に送られ、各種の分析がなされた。

月に人類は大きな精力を注いだ。しかし、1970年代から1980年代は、まさに宇宙時代と呼ぶにふさわしく、他の天体への各種の探査計画が実行にうつされた。最初は地球に近い内惑星から探査がおこなわれた(表5)。

水星は太陽に近い惑星で、地球からの観測も難しく、詳細が長く不明であった。しかし、探査機による観測で惑星の表面や各種の物理量が正確に求められるようになった。水星への探査機はMariner 10しかない。Mariner 10は、

表 5. 惑星探査

探査機	国	打ち上げ日	到達日	結果
Mercury				
Mariner10	U.S.A.	1973/11/3	1974/3/29	接近し表面の写真を撮影、1974/9/21 と 1975/3/16 にも接近
Venus				
Mariner2	U.S.A.	1962/8/27	1962/12/14	flyby で 34866km を通過した最初の探査機
Venera4	U.S.S.R.	1967/6/12	1967/10/18	probe が大気内にはじめて突入し夜の部分に硬着陸
Mariner5	U.S.A.	1967/6/14	1967/10/9	flyby で 4100km を通過
Venera5	U.S.S.R.	1969/1/5	1969/5/16	probe が大気内に突入し夜の部分に硬着陸
Venera6	U.S.S.R.	1969/1/10	1969/5/17	probe が大気内に突入し夜の部分に硬着陸
Venera7	U.S.S.R.	1970/8/17	1970/12/15	probe が大気内に突入、夜の部分に軟着陸、表面に到達するまでデータを伝送
Venera8	U.S.S.R.	1972/3/27	1972/7/22	probe が大気内に突入、昼の部分に軟着陸
Mariner10	U.S.A.	1973/11/3	1974/2/5	flyby で 5700km を通過
Venera9	U.S.S.R.	1975/6/8	1975/10/23	最初の周回探査機、probe は昼の部分に軟着陸成功、表面の写真をはじめて撮影
Venera10	U.S.S.R.	1975/6/14	1975/10/25	2番目の周回探査機、probe は昼の部分に軟着陸に成功、表面の写真を撮影
Pioneer Venus1	U.S.A.	1978/5/20	1978/12/4	3番目の周回探査機、レーダーで表面の地形を観測
Pioneer Venus2	U.S.A.	1978/8/8	1978/12/9	4機の probe が大気内に突入
Venera11	U.S.S.R.	1978/9/9	1978/12/25	flyby で 25000km に接近、probe を昼の部分に軟着陸
Venera12	U.S.S.R.	1978/9/14	1978/12/21	flyby で 25000km に接近、probe を昼の部分に軟着陸
Venera13	U.S.S.R.	1981/10/30	1982/10/30	flyby で接近、probe を昼の部分に軟着陸
Venera14	U.S.S.R.	1981/11/4	1982/11/4	flyby で接近、probe を昼の部分に軟着陸
Venera15	U.S.S.R.	1983/6/2	1983/10/10	周回しレーダーで表面の地形観測
Venera16	U.S.S.R.	1983/6/7	1983/10/14	周回しレーダーで表面の地形観測
Vega1	U.S.S.R.	1984/12/15	1985/6/11	flyby で接近、大気内に気球を投下
Vega2	U.S.S.R.	1984/12/21	1985/6/15	flyby で接近、大気内に気球を投下
Magellan	U.S.A.	1989/5/4		レーダーで表面地形の観測
Mars				
None	U.S.S.R.	1960/10/14		地球の軌道にのれず
None	U.S.S.R.	1962/10/24		地球の軌道を離脱できず
Mars1	U.S.S.R.	1962/11/1		1963年3月21日、地球から1億560万kmの地点で通信がとどえる
None	U.S.S.R.	1962/11/4		地球の軌道を離脱できず
Mariner3	U.S.A.	1964/11/5		打ち上げ後に耐熱カバーがはずれず、失敗
Mariner4	U.S.A.	1964/11/28	1965/7/14	最初の探査機、9850km上空を通過、22枚のクローズアップ写真を撮影
Zond2	U.S.S.R.	1964/11/30		1965年5月4日から5日にかけて通信がとどえる
Zond3	U.S.S.R.	1965/7/18		火星の軌道を通過、通信テスト
None	U.S.S.R.	1967/3/27		打ち上げに失敗?
Mariner6	U.S.A.	1969/2/24	1969/7/31	1969年7月30日、火星を通過して75枚の写真を送信
Mariner7	U.S.A.	1969/3/27	1969/8/4	火星を通過して126枚の写真を送信
Mariner8	U.S.A.	1971/5/8		打ち上げ失敗
Cosmos419	U.S.S.R.	1971/5/10		地球の軌道を離脱できず
Mars2	U.S.S.R.	1971/5/19	1971/11/27	周回に成功、probe は墜落して故障
Mars3	U.S.S.R.	1971/5/28	1971/12/2	周回に成功、着陸船が地表に到達、110秒間作動
Mariner9	U.S.A.	1971/5/30	1971/11/13	周回軌道に乗り、1972年10月27日まで698回の周回で地表と衛星の写真7329枚を撮影
Mars4	U.S.S.R.	1973/7/21		1974年2月10日に火星を通過したが周回軌道に乗りず
Mars5	U.S.S.R.	1973/7/25	1974/2/12	周回軌道にのる
Mars6	U.S.S.R.	1973/8/5	1974/5/12	着陸失敗
Mars7	U.S.S.R.	1973/8/9		1974年3月9日行方不明
Viking1	U.S.A.	1975/8/20	1976/6/19	周回軌道に乗り、probe は1976年7月20日にクリセ平原に着陸し
Viking2	U.S.A.	1975/9/5	1976/8/7	周回軌道に乗り、probe は1976年9月3日にユートピア平原に着陸
Phobos1	U.S.S.R.	1988/7/7		1988年9月1日に通信途絶
Phobos2	U.S.S.R.	1988/7/12	1989/1/29	周回軌道に乗り写真撮影、フォボスに計器類を送り込む前の3月27日通信途絶
Outer Planets				
Pioneer10	U.S.A.	1972/3/2	1973/12/3	木星にはじめて到達し、近接撮影に成功、太陽系をはなれた最初の人工物
Pioneer11	U.S.A.	1973/4/5	1974/12/2	木星を通過する2番目の探査機で近接撮影に成功
Pioneer11	U.S.A.	1973/4/5	1979/9/1	土星にはじめて到達し近接撮影に成功
Voyager2	U.S.A.	1977/8/20	1979/7/9	木星接近し撮影
Voyager2	U.S.A.	1977/8/20	1981/8/25	土星に接近し撮影、新しい衛星も多数発見
Voyager2	U.S.A.	1977/8/20	1986/1/24	天王星に接近し、撮影
Voyager2	U.S.A.	1977/8/20	1989/8/24	海王星に接近し、撮影
Voyager1	U.S.A.	1977/9/5	1979/3/5	木星接近し撮影
Voyager1	U.S.A.	1977/9/5	1980/11/12	土星に接近し撮影
ICE/ISEE-3	U.S.A.	1978/8/12	1985/9/11	ジャコビニ・ジンナー彗星に接近
ICE/ISEE-3	U.S.A.	1978/8/12	1986/3/28	ハレー彗星に接近
Vega1	U.S.S.R.	1984/12/15	1986/3/6	ハレー彗星に接近
Vega2	U.S.S.R.	1984/12/21	1986/3/9	ハレー彗星に接近
さきがけ	日本	1985/1/8	1986/3/11	ハレー彗星を観測
Geot	ヨーロッパ	1985/7/2	1986/3/13	ハレー彗星に最も接近、コマ内に突入
すいせい	日本	1985/8/19	1986/3/8	ハレー彗星を観測
Galileo	U.S.A.	1989/10/18		1995年に木星到達の予定

データは Cattermole (1994)、Colin (1983)、Snyder & Moroz (1992)、Wilford (1990)、Wilson (1995) を改変した。

1974年3月と9月、1975年3月の3回の接近をおこない写真を撮影した。Mariner 10によって水星の情報が格段に増した。

金星は厚い大気におおわれているため、地球から表面の様子を見ることができない。レーダーを利用すれば、地表を見ることができる。そのため探査機では、金星の周回軌道上からレーダーを用いて表面地形を観測する方法と、Probeをおろして観測する2通りの方法がおこなわれた。U.S.S.R.のVenera 4が初めて表面に硬着陸し、Venera 7は表面に到達するまでデーターの伝送をおこなった。Venera 13、14では表土の直接分析がおこなわれた。一方、レーダーによる観測は、U.S.A.のPioneer Venus 1や、U.S.S.R.のVenera 15、16が周回軌道上からおこなった。U.S.A.のMagellanでのレーダー観測では詳細な地図を作れるほどにデーターが集まった。

金星とともに火星は、地球の隣の惑星である。大気はあるが薄いため、表面の様子が比較的良く観測できた。火星は古くから天文学的観測がおこなわれた。河川の跡が見えることから、火星に生物がいるのではないかと考えられていた。また河川の跡が運河のように見えたことから、文明を持った火星の存在の可能性が考えられた時期もあった。火星探査では、U.S.A.がU.S.S.R.に先んじて探査機Mariner 3を送った。そして、上空9,850 kmから22枚のクローズアップ写真を送ってきた。つづいて、Mariner 9号も火星の周回軌道に乗り多くの写真を送ってきた。そして、興味深い探査は、U.S.A.のViking 1と2による生命体の探査である。Viking 1の着陸船はクリセ平原に、Viking 2の着陸船はユートピア平原にそれぞれ着陸し、生命体の有無に関する観測や各種の分析をおこなった。残念ながら生命の存在も痕跡も発見されなかった。

外惑星の探査は、U.S.A.の独壇場であった(表5)。今まで外惑星は、地上の望遠鏡による不鮮明な像しか見られなかったが、Pioneer 10、11そしてVoyager 1、2が外惑星に接近した。木星、土星、天王星そして海王星の鮮明な画像には、すべての人が目を見はった。その他に、木星で3つの衛星を土星で8個の衛星、天王星で10個の衛星、海王星で6個の衛星を発見した。Pioneer 10、11そしてVoyager 1、2は、太陽系遠く離れていきつつあるが、太陽系の限界がどこまであるのかを探る調査を続けている。

ハレー彗星が太陽に接近した時、U.S.S.R./C.I.S.、日本、U.S.A.、ヨーロッパの各国が合計6機の探査機をハレー彗星に向かわせた。その結果、彗星の実体が汚れた雪だるまであることを明らかにした。

最近のU.S.S.R./C.I.S.の宇宙活動は、宇宙ステーションを中心とした宇宙空間の利用や宇宙空間がおよぼす生物・人体への影響などの研究に重点が置かれている。U.S.A.の宇宙活動は、Space Shuttleを利用した各種の実験・研究がなされている。内惑星の探査は今後も各種のミッションが計画されている。今まで手つかずであった小惑星帯の天体もターゲットにされている。惑星探査は莫大な費用がかかるため、U.S.A.もU.S.S.R./C.I.S.もあまり積極的ではなくなってきた。そのため宇宙開発あるいは探査は米ソ主導ではなく、第三国や国際協力のもとでおこなわれるようになった。

III 惑星の物理

ここでは、IIで述べた各種の探査によって得られた惑星の物理状態に関する情報を整理し概観する。惑星の軌道要素や物理量で、比較的加工されていないデータを表6に、衛星の物理量を表7に、リングの物理量を表8にまとめた。

1 惑星の現状

太陽系には、9つの惑星とその惑星に随伴する58の衛星、数1,000個の小惑星、数は不明だが多数存在すると考えられる彗星から構成される。このような天体以外に、太陽系内の空間には、太陽から放出されているイオンや分子(太陽風)、宇宙塵などの小粒子や彗星からまき散らされた分子やイオンなどがある。粒子の数密度は地球軌道付近で $2\sim 5$ 個/cm³となっている。また、太陽からは強力な磁気が放出されている。地球軌道付近で、 $2\sim 5\times 10^{-5}$ gaussの磁場の強さを持つ。以上のようなものが太陽系の構成要素となる。

太陽系の範囲は、地球から観測可能な天体では、冥王星(平均距離: 5.9×10^9 km)であったが、最近冥王星より外側の軌道を持つ天体が相次いで発見された。このような天体の属する位置をカイパーベルト(Kuiper belt)と呼ぶ。その他には、大きな軌道長半径を持つ彗星がある。存在は確認できないが彗星が多数集まっているオ尔特雲(Oort cloud、平均距離: $3\sim 15\times 10^{12}$ km)が予想されている。太陽磁気圏の及ぶ範囲をヘリオスフェア(heriospher)と呼ぶが、その大きさは不明である。

9個の惑星は、地球型惑星と木星型惑星の2つに大別される。地球型惑星は、水星・金星・地球と火星である。月は地球の衛星であるが地球型惑星と同様に扱われることがある。地球型惑星は、平均密度 3 g/cm³以上で、半径が $2,000\sim 6,000$ km程度の岩石と金属からなる天体である。木星型惑星は地球型惑星より太陽から遠い所にその軌道を持ち、地球型惑星に比べて巨大で、平均密度が小さく、H₂とHeを主体とし、回りに多くの衛星やリングを持つ。冥王星は一番外側の惑星であるが、木星型惑星の衛星にサイズや組成が似ている異質な惑星である。

惑星の軌道要素は天体として運動や位置を規定するが、惑星自体の特徴は固有運動や固有物理量に現れる。このような固有運動や固有物理量は、他の天体の影響によるもの以外に、その天体自体の内部構造も反映されている。惑星の表面状態は重要な情報で、惑星の探査が進むにつれて詳しくわかるようになってきた。表層の地形は天体内部の性質や活動履歴を反映しておりそれぞれ個性的である(小森, 1995)。

2 水星

水星の軌道要素での特徴は、離心率(0.20564)と軌道傾斜角(7.00077°)が冥王星に次いで大きいことである。自転周期(58.646日)は公転周期(87.9693日)の2/3で太陽の強い潮汐力で共鳴関係が成り立っている。

平均密度(5.440 g/cm³)が平均半径($2,439$ km)に比べて大きいため地表での重力加速度(370 kg/sec²)も大きくなっている。水星は、半径では火星より小さいが、火星と同

表 6. 惑星の物理量

惑星	軌道半径 (10 ⁶ km)	軌道長半径 (AU)	軌道傾斜角*	離心率*	赤道傾斜角	公転周期 (日)	公転角運動量 (10 ⁴⁶ gcm ² /s)	軌道速度 (km/s)	自転周期 (日)
Sun	-	-	-	-	7.15°	-	-	-	25.4
Mercury	0.5790919	0.387099	7.00077°	0.20564	0°	87.9693	0.906	47.872	58.646
Venus	1.0820893	0.723332	3.39352°	0.00677	177.4°	224.7006	18.5	35.021	242.98 (R)
Earth	1.4959787	1	0.0065°	0.01671	23.45°	365.2564	26.7	29.785	0.99727
Mars	2.2794048	1.523688	1.8458°	0.0934	25.2°	686.9797	3.52	24.129	1.02596
Jupiter	7.7833273	5.202833	1.30813°	0.0483	3.07°	4332.554	19400	13.064	0.41362
Saturn	14.269785	9.538762	2.48824°	0.05603	28.08°	10759.76	7840	9.545	0.4264
Uranus	28.709912	19.191391	0.77308°	0.04612	97.98°	30688.81	1700	6.803	0.7
Neptune	44.970719	30.061069	1.77408°	0.01037	28.83°	60181.69	2500	5.434	0.7442
Pluto	59.135146	39.529404	17.15329°	0.024864	121.9°	90515.74	17.9	4.751	6.38718

惑星	赤道半径 (km)	平均半径 (km)	体積 #	表面積 #	質量 (kg)	平均密度 (kg/m ³)	表面磁場 (nT)	太陽輻射 #	表面温度 (K)
Sun	696000		1304000		1.99 · 10 ³⁰	1410		-	5800
Mercury	2440	2439	0.056	0.1466	3.3 · 10 ²³	5440	370	6.67	620(s), 100(s)
Venus	5988	5988	0.857	0.8834	4.87 · 10 ²⁴	5413	30	1.91	750(s), 240(c)
Earth	6378	6371	1	1	5.98 · 10 ²⁴	5514	31000	1	275(s)
Mars	3397	3388	0.151	0.2831	6.42 · 10 ²³	3936	64	0.431	250(s)
Jupiter	71398	69953	1316	120.539	1.9 · 10 ²⁷	1326	402000	0.0369	120(c)
Saturn	60330	58130	745	83.2	5.69 · 10 ²⁶	691	22000-69000	0.011	90(c)
Uranus	25400	25200	63	15.6	8.6 · 10 ²⁶	1303	25000	0.0027	60(c)
Neptune	24764	24623	58	15.05	1.03 · 10 ²⁶	1710	10 ⁻⁶ -10 ⁶	0.0011	50(c)
Pluto	1186	1180	0.006	0.033	9 · 10 ²¹	1840		0.0006	40(s)

データは国立天文台（1990）、鈴木（1991）より引用。*は2000年1月1日のデータ。#は地球を1とした時の相対比、自転周期のRは逆転、表面温度のsは表面でcは雲の温度を意味する。

じ重力加速度を持つ。磁場(370 nT)は、地球型惑星の中では地球に次いで強い。そのため水星にはバン・アレン帯がある。磁場は双極子磁場で自転軸より11°傾いている。

地形

水星表面の地形は、Mariner 10の3回の接近により、経度10°~190°の範囲が明らかになっている。地形は形成時期とその特徴によって分けられる。一番古いのは大小のクレーター地帯で、次いで多重リング地帯(Caloris basin)、最後に平原地帯である。クレーター地帯は月の高地に、平原地帯は月の海に似ているため、月と同様のプロセスで水星の地形が形成されたと考えられる。しかし、水星の「海」と「高地」の差は月ほど明瞭ではなく、境界も不明瞭である。

クレーター地帯は、クレーター密集地帯 (heavily cratered terrain) とその間にある平らなクレーター間平原 (intercrater plains) から成る。クレーター密集地帯は一番古い地形で、微惑星の激しい衝突があった時期に形成されたものと考えられている (Spudis & Guest, 1988)。

線状構造は丘陵地帯 (hilly terrain) に伴う線状地帯 (lineated terrain) に発達している。線状構造は、クレータを切ったり圧縮をしているためクレーター地帯より遅くまで活動が続いたと考えられる。線状構造としては、溶岩流の先端や逆断層や衝上断層によって作られる scarp、Caloris盆地内や周辺に発達するモザイク状リッジ、クレーターから放射状に伸びている細長い地溝状のトラフ等がある。線状構造はリニアメント (lineament) と総称され、NW-SEとNE-SW方向のものが卓越する (Dzurisin, 1978)。線状構造は、水星が形成初期に高温になって膨張し、その後冷却して収縮した時に形成されたと考えられている。

Caloris地帯 (Caloris mountain terrain) は、直径

1,300kmの環状構造で、中心は30°N、196°Wに位置する。中央は盆地で、モザイク状のリッジや割れ目が発達している。回りは環状山が取り囲み、外側は多くの谷やリッジが放射状に伸びている。Caloris盆地は、小天体が衝突し、火山性物質が盆地内を埋めたと考えられている (Schultz & Gault, 1975)。これは、月の海の起源と同じ考え方である。

Caloris盆地の対極点に丘陵状・線条地帯 (hilly and lineated terrain) が発達している。このような地形はCaloris盆地を作った小天体の衝突によって発生した衝撃波が惑星内部を伝わり、対極点の地表を破壊したためできたのではないかと考えられる。

平原はsmooth plainと呼ばれ、月の海に相当する。このような平原は盆地を埋めた溶岩によってできたと考えられる。平原には、断続的に若いクレーターができた。若いクレーターは形が明瞭で、放射状に広がる放出物でできているレイ構造 (rayed structure) や二次的クレーターが認められる。

Mariner 10の観測では反射能は月より高いが、表層物質は地球からのスペクトル分析により月の高地を構成する斜長岩質レゴリスに似ていると考えられている (Veverka *et al.*, 1988)。

水星は小さい天体であり太陽に近いため、難揮発性元素に富み、揮発性元素は少ないとされていた。しかし、最近水星には氷の極冠があるのではないかと考えられる。候補地としては、北極付近の88°N以北、320°Wの直径350 kmの領域、南極付近の88°S、150°Wの領域が挙げられているが、検証はされていない。

内部構造

水星は、半径に比べて密度が大きい非常に大きな核があると考えられる。あるモデルによれば核は半径が全水星の75 %、体積で42 %、質量で80 %に達すると考えられ

表 7. 衛星の物理量

母惑星	番号	衛星名	発見者 (国)	発見年	軌道長半径 (10 ⁴ km)	公転周期 (日)	自転周期 (日)	離心率	軌道傾斜角	赤道半径 (km)	質量 (10 ²⁰ kg)
Earth		Moon			38.44	27.3217	27.32s	0.0549	5.15°*	1738	734.9
Mars	M1	Phobos	A. Hall (USA)	1877	0.9378	0.319	1.026s	0.015	1.02°	13.5 × 10.7 × 9.67	0.000126
	M2	Deimos	A. Hall (USA)	1877	2.3459	1.263	0.319s	0.00052	1.82°	7.5 × 6.0 × 5.5	0.000018
Jupiter	J16	Metis	Voyager2	1979	12.796	0.2948	-	<0.004	~0°	? × 20 × 20	
	J15	Adrastea	Voyager2	1979	12.898	0.2983	-	~0	~0°	12.5 × 10 × 7.5	
	J5	Amalthea	E. E. Barnard (USA)	1892	18.13	0.4981	0.498s	0.003	0.4°	135 × 82 × 75	
	J14	Thebe	Voyager1	1979	22.19	0.6745	-	0.015	0.8°	? × 55 × 45	
	J1	Io	Galileo (Italy)	1610	42.16	1.769	1.769s	0.0041	0.04°	1815	894
	J2	Europa	Galileo (Italy)	1610	7.155	3.551	3.551s	0.0101	0.47°	1569	480
	J3	Ganymede	Galileo (Italy)	1610	107	7.155	7.155s	0.0006	0.195°	2631	1482.3
	J4	Callisto	Galileo (Italy)	1610	188.3	16.689	16.689s	0.007	0.281°	2400	1076.6
	J13	Leda	C. T. Kowal (USA)	1974	1109.4	238.72	-	0.148	27° *	~8	
	J6	Himalia	C. D. Perrine (USA)	1904	1148	250.57	0.4	0.158	28° *	90	
	J10	Lysithea	S. B. Nicholson (USA)	1938	1172	259.22	-	0.107	29° *	~20	
	J7	Elara	C. D. Perrine (USA)	1904	1173.7	259.65	-	0.207	28° *	40	
	J12	Ananke	S. B. Nicholson (USA)	1951	2120	631	-	0.169	147° *	~15	
	J11	Carme	S. B. Nicholson (USA)	1938	2260	692	-	0.207	163° *	~22	
	J8	Pasiphae	P. J. Melotte (Eng)	1908	2350	735	-	0.378	148° *	~35	
	J9	Sinope	S. B. Nicholson (USA)	1914	2370	758	-	0.275	153° *	~20	
Saturn	S18	Pan	Voyager2	1980	13.357	0.575	-	~0	~0°	10	
	S15	Atlas	Voyager2	1980	13.764	0.602	-	~0	~0°	19 × ? × 14	
	S16	Prometheus	Voyager2	1980	13.935	0.613	-	0.0024	0°	70 × 50 × 37	
	S17	Pandora	Voyager2	1980	14.17	0.629	-	0.0042	0°	55 × 43 × 33	
	S11	Epimetheus	Voyager2	1980	15.1422	0.694	s	0.009	0.34°	70 × 58 × 50	
	S10	Janus	A. Dollfus (Frenc)	1966	15.1472	0.695	s	0.007	0.14°	110 × 95 × 80	
	S1	Mumas	W. Herchel (Eng)	1789	18.552	0.942	0.945s	0.0202	1.53°	197	0.38
	S2	Enceladus	W. Herchel (Eng)	1789	23.802	1.37	1.370s	0.0045	0.02°	251	0.8
	S3	Tethys	D. Cassini (Frenc)	1684	29.466	1.888	1.888s	0	1.09°	524	7.6
	S13	Telesto	Voyager2	1980	29.466	1.888	-	~0	~0°	? × 12 × 11	
	S14	Calypso	Voyager2	1980	29.466	1.888	-	~0	~0°	15 × 13 × 8	
	S4	Dione	D. Cassini (Frenc)	1684	37.74	2.737	2.74s	0.0022	0.02°	559	10.5
	S12	Helene	Voyager1	1980	37.74	2.737	-	0.005	0.2°	18 × ? × <5	
	S5	Rhea	D. Cassini (Frenc)	1672	52.704	4.518	4.52s	0.001	0.35°	764	24.9
	S6	Titan	C. Huygens (Orand)	1655	122.185	15.945	15.9°	0.0292	0.33°	2575	1345.7
	S7	Hyperion	W. & G. Bond (USA)	1848	148.11	21.277	c	0.1042	0.43°	175 × 120 × 100	
	S8	Iapetus	D. Cassini (Frenc)	1671	356.13	79.331	79.33s		7.52°	718	18.8
	S9	Phoebe	W. H. Pickering (USA)	1898	1295.2	550.48	0.4	0.163	175.3° *	115 × 110 × 105	
Uranus	U6	Cordelia	Voyager2	1986	4.975	0.335		~0	~0.14°	~15	
	U7	Ophelia	Voyager2	1986	5.376	0.376		~0.01	~0.09°	~15	
	U8	Bianca	Voyager2	1986	5.916	0.435		~0	~0.16°	~20	
	U9	Cressida	Voyager2	1986	6.177	0.464		~0	~0.04°	~35	
	U10	Desdemona	Voyager2	1986	6.266	0.474		~0	~0.16°	~30	
	U11	Juliet	Voyager2	1986	6.436	0.496		~0	~0.06°	~40	
	U12	Portia	Voyager2	1986	6.61	0.513		~0	~0.09°	~55	
	U13	Rosalind	Voyager2	1986	6.993	0.558		~0	~0.28°	~30	
	U14	Belinda	Voyager2	1986	7.526	0.624		~0	~0.03°	~35	
	U15	Puck	Voyager2	1985	8.601	0.762		~0	~0.31°	75	
	U5	Miranda	G. P. Kuiper (USA)	1984	12.978	1.414	s	0	3.4°	235	0.689
	U1	Ariel	W. Lassell (Eng)	1951	19.124	2.52	s	0	0°	580	12.6
	U2	Umbriel	W. Lassell (Eng)	1951	26.597	4.144	s	0	0°	585	13.3
	U3	Titania	W. Herschel (Eng)	1787	43.584	8.706	s	34.8	0°	790	34.8
	U4	Oberon	W. Herschel (Eng)	1878	58.26	13.463	s	0	0°	760	30.3
Neptune	N3	Naiad	Voyager2	1989	4.823	0.296		~0	~4.5°	~30	
	N4	Thalassa	Voyager2	1989	5.007	0.312		~0	~0°	~40	
	N5	Despina	Voyager2	1989	5.253	0.333		~0	~0°	~90	
	N6	Galatea	Voyager2	1989	6.195	0.429		~0	~0°	~75	
	N7	Larissa	Voyager2	1989	7.355	0.554		~0	~0°	~95	
	N8	Proteus	Voyager2	1989	11.764	1.121		~0	~0°	~210	
	N1	Triton	W. Lassell (Eng)	1846	35.48	5.877	s	0	157°	1350	1214
	N2	Nereid	G. P. Kuiper (USA)	1949	551.34	360.16		0.75	29°	~170	
Pluto		Charon	J. W. Christy & R. S. Harrington (USA)	1978	1.913	6.387	s	0	118° *	642	

データは Burns (1986)、小森 (1992)、天文年鑑 (1995) による。主惑星に近い順に並べた。自転周期の S は同期している、C は無秩序、軌道傾斜角の * は主惑星の公転軌道面に対する値で、それ以外は赤道面に対する値を意味する。

表 8. リングの物理量

母星	名称	距離 (10 ⁴ km)	幅 (km)	厚さ (km)	質量 (kg)
Jupiter	halo	10~12.28	22800	~20000	
	main ring	12.28~12.92	6400	<30	~10 ¹⁶
	gossamen ring	12.92~21.42	850000		
Saturn	D	6.7~7.45	7500		
	C	7.45~9.2	17500		1.1・10 ²¹
	Maxwell's division	8.75	270	-	-
	B	9.2~11.75	25500	~0.1~1	2.8・10 ²²
	Cassin's division	11.75~12.22	4700	-	5.7・10 ²⁰
	A	12.22~13.68	14600	~0.1~1	6.2・10 ²¹
	Encke's division	13.357	325	-	-
	Keeler's division	13.653	35	-	-
	F	14.021	30~500	1000	
	G	16.58~17.38	8000	100~1000	6~23・10 ⁹
Uranus	E	18~48	~300000	~1000	
	1986U2R	~3.8	~2500	~0.1	
	6	4.184	1~3	~0.1	
	5	4.223	2~3	~0.1	
	4	4.258	2~3	~0.1	
	α	4.472	7~12	~0.1	
	β	4.567	7~12	~0.1	
	η	4.719	0~2	~0.1	
	γ	4.763	1~4	~0.1	
	δ	4.829	3~9	~0.1	
Neptune	1986U1R	5.002	1~2	~0.1	
	ϵ	5.114	20~100	<0.15	
	Galle	4.19	~15		
	Leverrier	5.32	~15		
	1989N4R	5.32~5.91	5800		
	Adams	9.293	<50		

データは Burns (1986)、小森 (1992)、天文年鑑 (1995) による。距離は主惑星からの距離を意味する。

る。核の占める割合が他の地球型惑星の金星 (12 vol%)、地球 (16 vol%)、火星 (9 vol%)、月 (0~4 vol%) に比べて格段に多くなっている。磁場を説明するには金属核の存在は不可欠であるが、液体核の部分があるかどうかは定かでない。地球の磁場はダイナモ理論によって液体核の流動によって説明されている。水星の場合、液体核があったとしても自転が遅いためダイナモ効果が働かない。そのため金属核の残留磁場で説明する説もあるがまだ解明されていない。

核の外側には珪酸塩鉱物からなるマントルと地殻がある。そして600 kmに及ぶ厚い一枚のリソスフェアがあるとされる。水星のリソスフェアはここ10億年間ほど動いたという証拠は無く、リソスフェア自体の活動は停止したと考えられる。

3 金星

金星は、地球に平均半径 (1.08×10^8 km) と質量 (4.87×10^{24} kg) が非常によく似ているため、地球と兄弟星と呼ばれる。平均密度 (5.44 g/cm³) は地球より2%ほど小さい。表面磁場 (30 nT) は地球の100分の1程度の強度しかない。金星の自転周期が243日と非常にゆっくりしたもので、自転の向きは公転方向と逆方向 (逆行) である。金星の公転周期は224.7日である。金星と地球の会合周期は584日で、金星の5日分 (金星の1日は116.8日) となり、地球からは金星の常に同じ面を見ていることになる。これは一種の共鳴関係で地球との汐潮力によるものと考えられる。金星の軌道は

離心率 (0.00677) が惑星の中では最も小さく真円に近い軌道を持っている。しかし、軌道傾斜角 (3.39°) は、冥王星と水星に次いで3番目に大きい。

探査

金星の表面は、厚い大気があるため見えない。そのため厚い雲を通り抜けるレーダーによる探査か、表面に着陸しての探査が必要である。金星はU.S.A.のMariner 2、5、10やU.S.S.R.のVenera 11、12、13、14、Vega 1、2がflybyの時に観測したりprobeを落としたりした (Moroz, 1983)。U.S.S.R.は1960年代から70年代にかけて多くのprobeを金星に着陸させた (Surkov, 1983)。U.S.S.R.のVenera 9は、最初の周回探査機となりprobeを昼の部分に軟着陸させ、地表風景をはじめ撮影した。U.S.A.のPioneer Venus 1は、 75° の軌道傾斜角で周回軌道に乗った。周回船はレーダーで表面地形を観察した。金星表面の95% (74° N~ 63° S) を走査してレーダー地図が作られた。その後、U.S.S.R.のVenus 15、16やU.S.A.のMagellanによってより解像度の良い観測が行われた。

地形

金星の表面はレーダー観測によってかなり詳しく分かってきた。表面の地形は、なだらかな起伏をもつ平原 (rolling plains)、高地 (high lands) そして低地 (low lands) の3つに分けられる。平原は、全表面の60%になり、起伏の範囲は2 kmをこえない。低地は、金星の平均面 (半径6,051.6 kmの面) より低い地域で、全表面の27%になる。高地は、平均面より2 kmより高い比高を持つ地域で、全表面の13%になる。

平原や低地には特徴的な地形やクレーターは少ないが、線状や網目状の割れ目あるいは断層が交差してできた地形や太陽系で最長のchannel (幅1.8 km、7,000 km長) やダイアナ谷 (Diana chasma) などが見つかっている。平地や低地は、比較的若い平坦な溶岩におおわれているのではないかと考えられる。

高地は、イシュタル高地 (Ishtar Terra, 65° N, 0° Eに中心) やアフロディテ高原 (Aphrodite Terra, 5° S, 120° Eに中心)、ベータ地域 (Beta Regio, 30° N, 280° Eに中心) およびアルファ地域 (Alpha Regio, 25° S, 0° Eに中心) がある (Cattermole, 1994)。イシュタル高地は金星の最高峰マクスウェル山 (Maxwell Mount, 11 km高) があり、3つの山地と平行に走るリッジと溝がある。アフロディテ高地は赤道に沿って東西に延びる金星最大の高地である。ベータ地域は、比較的若い2つの火山帯が複合した地形で、アルファ地域は古い火山地形であると考えられる。

高地は、火山と褶曲山脈、これらの地形の間に変形を受けたテセラ (tessera) からなる。火山には直径200~1,000 kmの巨大な円形火山コロナ (corona) あるいはオボイド (ovoid) と呼ばれるもの、コロナより小さい丸い火山アラクノイド (arachnoid) などがある。コロナは、内部に複雑な起伏を持つ同心円状のリッジを持つ環状地形である。コロナは平原の溶岩の上にもあることから、巨大なホット・スポットのドームではないかという説もある。高地は、数10 mgalの正の重力異常が認められ、下には重いマントル物質が上昇していると考えられる。

その他に特徴的な地形として、北極の平原地帯にある幅

60 km長さ100~200 kmのリッジや、パーケ(parquet)あるいはテッセラ(tessera)と呼ばれるリッジと溝の網目状のリニアメント模様がある。イシュタル高地のラクシュミ高原にあったリッジと溝のリニアメントは、交差した割れ目が発達した共役断層に似ている。このような断層は水平方向の圧縮が広域に起こったことを示している。

金星のクレーターは、衝突クレーターと内因的なものに区別される(Barsukov *et al.*, 1986)。衝突クレーターは、直径8~140 kmの小さいものはボウル型、大きいものは二重リング型になっており、139個が見つかった。内因的クレーターは、直径10~600 kmで起源不明のものまで含めると約600個が見つかった。

金星の高度分布は、平均半径(6,051.6 km)を基準に考えると、 ± 1 kmに全表面の80%が集中する(McGill *et al.*, 1983)。これは、地球のような大陸と海の分布が明瞭な星に比べて、大陸・海の化学的分化が起こっていないかアイソスタシーが成立していないためかもしれない。

テクトニクス

金星の地形は、火成作用とテクトニックな変形で形づくられている。海嶺や海溝が見られないことから、マルチプレート・テクトニクスは発達していないと考えられる。厚い大気のため小型の隕石は燃え尽きてしまい、直径3 km以下のクレーターは形成されない。そのためクレーター密度年齢は不正確である。しかし、推定される年齢は平均すると10億年前以降と若い。場所によってはクレーターがほとんどないような「最近」形成された地帯もある。

金星の表面には、地球のようにbrittleな層がないため、地球とは違ったテクトニクスが発生する。地球からリソスフェアをはぎ取ったものとなっている可能性がある。そのため、様々なサイズのプルームが上昇したのが金星の特徴的な地形を作ったと考えられている(Phillips & Malin, 1983; Stofan *et al.*, 1992)。これは、地球のリソスフェア下で起こっているプルーム・テクトニクスを直接見ている可能性がある(Fujii, 1994)。

内部構造

金星は、地球と半径や質量、密度が類似しているため、似たような材料物質が似たようなメカニズムで集まったと考えられる。そのため金星の初期は、地球と似た進化過程をたどり、内部構造も似たものとなっていると考えられる。しかし、詳しく見ると密度が地球より2%ほど小さいため、内部構造には違いが生じていると考えられる。その原因は、単純に核が小さい、地球より半径が小さいため高圧鉱物が少なく密度が小さい、金星の内部が地球より高温のため熱膨張した、basalt/eclogite比が大きいため密度が小さい、あるいは地球に比べてOが多いあるいはFeかSが少ないため低密度になっている、などが考えられる。

金星の磁場が非常に弱いのも特徴である。その原因は、液体核が無いのかあっても小さい、自転が遅いためにダイナモが働かない、たまたま磁場の逆転期に当たっている、などが考えられている。

一般には金星の核は地球のものよりやや小さく、固体の金属Feになっていると考えられる。金属Feであるされる理由は、平均密度を満たすためと、弱いながら磁場を持っているからである。

核の外側は、珪酸塩鉱物からできているマントルである。マントルの最上部には、地殻がある。地殻は、brittleではなく、elasticに振る舞うと考えられる。それは、金星の表面が高温であるからである。地殻の厚さは、11~18 km (Solomon & Head, 1990)、10~25 km (Sandwell & Schubert, 1992)、50 km (Grimm & Phillips, 1992)と見積もりに幅がある。それは、見積もった地域が違っているためである。いずれにしても、金星には10~50 km程度のelasticな地殻があると考えられる。

4 地球

地球の太陽系の惑星の中で一番際だった特徴は、水の存在である。地球全体として見たときは、 H_2O の量は多いとはいえない。しかし、大部分の水は地表や大気中、に存在するため、天体表面では非常に著しい特徴となる。地表の低地にたまる液体の H_2O (水)は、全地表の70%をおおう。大気中には光の反射能の高い気体の H_2O (水蒸気)が雲となり、激しい運動をしている。極地や高山には固体の H_2O (氷)が、季節変動はあるが存在する。地球は、 H_2O の3相、固体、液体そして気体が共存しうる非常に限られた条件を持つ惑星であるといえる。

テクトニクス

海洋は低地で、高まりは陸となっている。しかし、単に高い低いだけでなく、海と陸には様々な違いが認められる。陸地の平均高度は海水準面を基準とすると0.84 kmになり、海洋底の平均深度は-3.8 kmである。陸は、花崗岩の密度が小さい岩石の厚い層からできている。海は、玄武岩の密度が大きい岩石の薄い層からできている(表9)。このような分布は重力的につりあっており、アイソスタシー(isostasy)が成り立っている。

水が表面を広くおおっているため見えないが、惑星規模の大構造が海洋底にある。中央海嶺(mid-ocean ridge)と海溝(trench)である。中央海嶺は海嶺軸に対して線対称であるが、海溝は海溝軸に対して非対称である。海溝は大陸縁と背後に海を持つ列島沿いにある。海溝の陸側には火山が海溝と平行に並んでいる。列島の火山は弧状の形態を持つため島弧(island arc)と呼ばれ、大陸縁の火山は陸弧(continental arc)と呼ばれる。

中央海嶺は海洋にあるが、一部大陸の割れ目内にも形成されることがある。大陸の中の連なった高まりは山脈と呼ばれる。最近も上昇し削剥の激しい山脈は、インドシナ半島—ヒマラヤ山脈—パミール高原—イラン高原—アナトリア高原—カルパチア山脈—アルプス山脈—ピレネー山脈と続く褶曲山脈である。褶曲が激しく切れ切れになったり2~3列の山脈に分かれながら続く。また、開析が進んだ古い時代の山脈やすでに楯状地化した山脈跡が大陸各地にある。

このような大規模構造は、プレート(plate)の境界部に形成されている。プレートとは剛体的に振る舞うリソスフェア(lithosphere)のことで、地殻と上部マントルの一部からなるもので、50~100 km程度の厚さを持つ。リソスフェアは年代とともに厚くなる。特に海洋のリソスフェアの厚さ(D)は年代(t)とともに、 $D = 7.5 \cdot t^{1/2}$ の割合で増える。このようなプレートが地球の表面には10数枚あり、それぞ

れ相対運動している。プレートが複数あることからマルチ・プレート・テクトニクスと呼ばれることがある。プレートの相対運動が地球表面の大規模な地形や地質構造を支配している。そのスピードは、年間数cm～10数cm程度である。過去のプレートの相対運動は古地磁気の縞模様から推定され、現在の運動はVLBI(very long baseline interferometer、超基線干渉計)で実測されつつある。

プレートの境界部は、地表では地質学的には活発な部分である。境界部は3つのタイプに分けられる。すれ違い境界、発散境界、収束境界の3つである。時々2つの境界が複合していることがある。

すれ違い境界はトランスフォーム断層(transform fault)と呼ばれるものでプレートがすれ違っている所である。中央海嶺を横切るものが多数ある。地震も頻繁に起こる。トランスフォーム断層は、プレートが剛体として移動する時にできる断裂である。プレートとして振るまうがゆえにトランスフォーム断層ができるといえる。

発散境界(divergent boundary)には中央海嶺で二つのプレートが離れていく所である。中央海嶺では深部から熱いマントルが上昇して常に火成活動が起こっている。火成活動により、中央海嶺では新しい地殻が形成されている。このようなメカニズムが海洋地殻の特徴を作っている。中央海嶺では非常に特徴的な中央海嶺玄武岩(MORB: Mid-Ocean Ridge Basalt)が形成されている。

収束境界(convergent boundary)は、二つのプレートがぶつかる所である。ぶつかるプレートの種類によって3つのタイプが考えられる。海洋プレート同士、海洋プレートと大陸プレート、大陸プレート同士の組合せがある。海洋プレート同士と海洋プレートと大陸プレートの衝突境界には、海溝が形成される。海溝は数km～10 kmの非対称のくぼみとなる。沈み込むプレートは密度の大きなプレートである。海洋プレート同士の場合は、古い海洋プレートが若い海洋プレートの下に沈み込んでいく。それは、若いプレートの方が熱くて軽いからである。伊豆—マリアナ弧がその例である。海洋と大陸プレートの場合は、海洋プレートが常に重いので沈み込んでいる。南米のチリがその例である。沈み込まれたプレートには海溝に沿って火山列が形成される。海溝付近では、地震が頻繁に起こる。大陸プレート同士の衝突は、巨大な褶曲山脈が形成される。褶曲山脈では、花崗岩マグマによる火成作用や変成作用が起こる。このようなタイプは、ヒマラヤ—チベットがその例となる。

プレート境界部以外にも火山は認められる。ホットスポット(hot spot)と呼ばれるもので、大陸や海洋を問わず分布する。単成火山や成層火山などの比較的規模の小さいものから、海台と呼ばれる大規模な火山まである。ホットスポットはリソスフェアより深部に起源を持つ火山である。単成火山のように単発の火山で終わってしまうものや、成層火山や単成火山の列を形成するほどの長い期間にわたって続くものがある。海台を作る火山は、長期間の大規模な火成活動によって形成される。

個々のホットスポットは、核とマントル境界部に由来する大規模なスーパー・プルーム(super plume)と呼ばれるものを起源とすると考えられている(Maruyama, 1994)。

表 9. 大陸地殻と海洋地殻の違い

	Ocean	Continent
Thickness	5-10 km ave. 6 km	20-60 km ave. 35 km
Rocks	upper: basalt lower: gabbro	upper: granite lower: eclogite
Mineral	mafic ol+px+pl	felsic Q+pl+Kfeld
Color Index	high	low
SiO ₂	50 wt%	upper: 70 wt% lower: 50 wt%
Latitude	0.84 km	-3.8 km
Density	high 2.8-3.0 g/cm ³	low 2.6-2.7 g/cm ³
Age	young	old
Geotherm	small	large

ave. は average の略で、Mineral の ol: olivine, px: pyroxene, pl: plagioclase, Q: quartz, Kfeld: K-feldspar の略である。

スーパー・プルームから枝分かれしたものが小規模なホットスポットとなっているというものである。このようなスーパー・プルームは、地震波トモグラフィーによってどこにあるかがよくわかってきた(Fukao *et al.*, 1994)。現在活動中のものは、インド洋—中・北アフリカ—大西洋に分布する。アフリカ—スーパー・プルームと南太平洋のイースター島—サモア—ニューギニアに分布する南太平洋スーパー・プルームの2つがある(図 2)。

内部構造

地球には地震波速度に大きな不連続が2つ認められる。その不連続面を境にして上から地殻、マントル、核の3つに大別される。地震波速度の変化は密度差によって起こり、密度差は組成、温度、鉱物相の違いによって生じる。地球の慣性率(0.3315)から、中心に高密度の物質が集まり外側に軽いものがあることが明らかである。地殻・マントル・核の3つの違いは構成物質の密度が全く違うためである(表 10)。

地殻は、海洋域では8 km程度、大陸域では20～60 km程度の厚さを持つ。海洋地殻はSiO₂の含有量の少ない玄武岩質の高密度の岩石でできている。玄武岩と斑れい岩は苦鉄質(mafic)鉱物を主とする色指数(color index)が大きい岩石である。形成年代も若く、古いものでも2億年前程度しかない。一方、大陸地殻はSiO₂含有量の多い花崗岩質の低密度の岩石からできている。花崗岩は、珪長質(felsic)鉱物からできており色指数は小さい。大陸地殻の岩石は、形成年代も古く、各種の変成作用や変形作用を受けているものが多い。海水や堆積物がなく月のように地表を直接見ることができれば、低地の「海」の部分は黒く、「高地」の部分は白く見えるはずである。月と比べて地球の海の部分が多く、海の形も外側に開く弧の連なりや直線的な境界線を持つのも特徴である。地球を宇宙から見ても海の形成プロセスが月のものとは違うことは明らかである。

地殻の下にはマントルがあり、境界はモホロビッチ不連続面(Mohorovicic discontinuity、略してモホ面)と呼ばれる。マントルは、地震波速度の差からさらに上部と下部マントルに分けられる。その境界は670 km付近の不連続面である。上部マントルには、100～200 km付近に地震波が遅くなる低速度層と400 km付近に地震波速度が変化する

所がある。

マントルはかんらん岩 (peridotite) と呼ばれるカンラン石 (olivine) と輝石 (pyroxene) と少量の Al_2O_3 を含む鉱物 (斜長石: plagioclase、スピネル: spinel、ガーネット: garnet) からなる。多少の化学組成のばらつきや偏りがあるが、かんらん岩組成でマントルは近似されている。

低速度層は、数%の部分熔融をしていると考えられる。低速度層と上のマントルでは物性が著しく変化する。低速度層より上のマントルは剛体として振る舞い、低速度層は剛体の動きについていけない。そのため剛体の部分は低速度層の上を滑りやすくなる。この剛体として振る舞う部分がリソスフェア、つまりプレートとして移動する。

上部マントルでの地震波速度の変化つまり密度変化の特徴は、400 km不連続面、400~670 km間の急増、そして670 km不連続である。特に670 km不連続は急激で数 kmの幅で起こっている。

400 km付近の不連続面では、カンラン石 (α 相) がより高密度の β 相へと相転移を起こす。ここでの境界は化学組成の違いではなく鉱物相の違いだけだと考えられる。

400~670 kmの地震波速度の急増は一つの相変化ではない。400~480 kmの深度で輝石とガーネットがAlの乏しいガーネットであるメージャライト (majorite) への相変化、600~700 kmでメージャライトが CaSiO_3 ペロブスカイト (perovskite) への転移、500~550 kmでのカンラン石が β 相から α 相へ転移する。このような各種の転移をつなげていくと400~670 kmの地震波速度と密度の増加が説明できる。

670 kmの境界は明瞭なものである。ここではカンラン石やメージャライトがさらに高密度のペロブスカイトと

マグネシオウスタイト (magnesiowustite) に変わる。

上部、下部マントルの境界部が、単に鉱物相変化だけでないのか、それとも上部、下部マントルで違った化学組成を持つのかはまだ決着がついていない。化学組成の違いがあるとすると、マントル対流が上部と下部マントルで二層の対流があることになる。単に相変化の境界であるとする一層の対流でよいことになり、対流によりマントルの化学的均質性は維持される。

マントルと核の境界は圧力14 GPa程度で温度が2,600 Kから4,800 Kである。マントルの最下部は不均質でD"層と呼ばれる。D"層は高密度の物質からできていると考えられる。D"層はマントル-核境界部に常にあるのではなく地域的に分布する。4つのD"層分布域がある。アラスカのSLHO、メキシコのSLHA、サモア-ハワイのSGHE、インドからその南部のSYL1、西シベリア-カラ海のSLHEの4つが確認されて (図3)、それぞれ地震波速度の変化には個性がある (浜野, 1995)。D"層の起源として、核から放出される熱がたまった部分、コアの鉄がマントルに混じった化学組成の違う部分などの説があった。熱境界層とすると速度も密度も小さくなること、化学境界だとすると高密度だが地震波速度が遅くなることから、観測結果と反する。現在では、プレートが沈み込んでマントル-核境界まで落ち込んだものという考えが有力である。

核は、半径が3,480 kmあり、半径で地球の約半分、質量で32%を占める。核は外核と内核の二つに分けられる。

外核はP波が急激に遅くなり、S波は通さない。そのため外核は液体であることがわかる。外核は液体のFeとNiの合金からできている。密度から見るとFe-Ni合金では密度が大きすぎ、O、S、Si、Hなどの軽元素が少し含まれていると

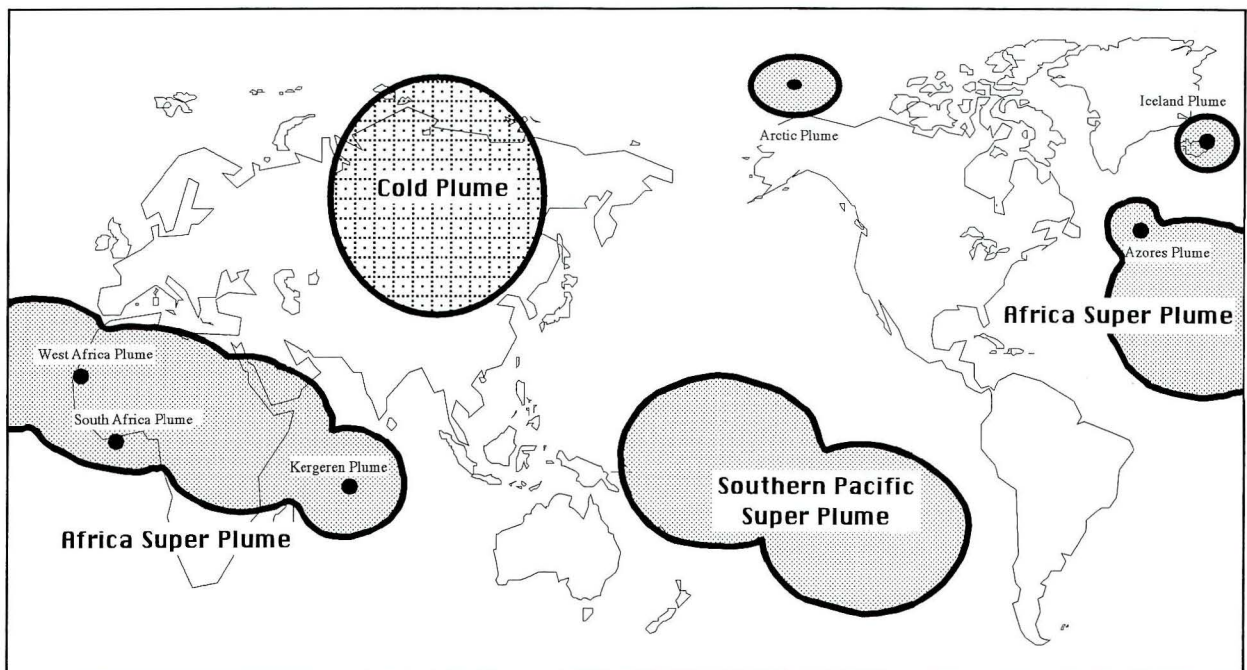


図2. Plumeの分布。

super plumeとcold plume、plumeの存在位置を示した。super plumeは深度2,900~2,600 kmでの形を示した。黒丸(●)はplumeの中心を示す。データはFukao (1992)より引用した。

表 10. 地球の層構造

	P-wave (km/s)	S-wave (km/s)	Desity (g/cm ³)	Thickness (km)	Depth (km)	Temperature (K)	Pressure (Pa)
Crust	5.9-7.4	3.54-4.1	2.8	17		270-800	0-60M
Ocean			2.8-3.0	5-10	0-10	270-500	0-30M
Continet			2.6-2.7	20-60	0-50	270-1,000	0-150M
Mantle							
Upper	8.11-8.90	4.49-4.76	3.38-3.54	376	24.4-400	800-1,750	60-1,335M
transition	9.13-10.26	3.72-3.99	3.72-3.99	270	400-670	1,910-2,075	1.335-2.383G
Lower	10.75-13.71	5.94-7.26	4.38-5.56	2,220	670-2,890	2,375-2,934	2.383-13.575G
D"				0-300	2,890		
Core							
Outer	8.06-10.35	-	9.9-12.16	2,260	2,890-5,150	2,600-4,800	13.575-32.885G
Inner	11.2-11.26	3.50-3.66	12.76-13.08	1,220	5,150-6,370	3,500-7,600	32.885-36.385G

データは Dziewonski & Anderson (1981), Turcotte & Schubert (1982) による。

考えられる。液体の金属であるため、流動が起こりダイナモとして地球磁場が形成される。粘性係数は1 cP程度で標準状態の水の粘性と同じである。磁場の移動速度より流動の速度は約10 m/hourであると推定されている。

内核は半径1,220 kmで、質量では全地球の1.7 %を占める。密度は約13 g/cm³でFe-Ni合金の固体である。外核-内核の境界は、温度3,500~7,600 Kで、圧力33~36 GPaである。内核は、液体の外核から冷却によってFe-Ni結晶が晶出し、中心部に溜まったものであると考えられる。現在もFe-Ni結晶の晶出は続いており、地球内部の熱源の一つと考えられる。

5 月

月は地球から見ると一番大きく見える天体である。そのため昔から肉眼そして望遠鏡によって観察されてきた。赤道半径は1,738 kmで、地球型惑星の衛星の中では最大で、水星(2,440 km)にせまるサイズである。木星型惑星の衛星と比べてもガニメデ、タイタン、エウロパに次いで4番目の大きさである。地球型惑星の衛星としては、火星にフォボスとダイモスがあるが、月は異常に大きい。主惑星に比べてフォボス(重量で10⁻⁸倍)とダイモス(10⁻³倍)は非常に小さいのに対して、月は(1 %)、惑星なみのサイズであるといえる。

月は地球の回りを27.32日かけて公転し、自転は27.32日の周期を持つ。完全に共鳴しており、地球に常に同じ面を向けていることになる。地球の潮汐作用によって共鳴関係になったと考えられる。

月は、地球から見ると白っぽく見えるところと黒っぽく見えるところがある。白っぽく見えるところは「高地」と呼ばれ、黒っぽく見えるところは「海」と呼ばれる。海があるのは月の地球側で、反対側はすべて高地である。

地球側で高地は70 %占めるが、月の全表面で見ると80 %に達する。高地は、直径50~100 kmのクレーターが多数あるため、地球から見ても凹凸が激しくザラザラした感じがする。

海は地球側で約30 %、裏側に約2 %、月の全表面で17 %しかない。海の黒い物質は月の地殻の約1 %にしかない。海は、円形の多重リング盆地と不規則な形をしているものの2つのタイプがある。多重リング盆地の海は、巨大なクレーターによってできたと考えられる。海は東に行く

ほど低くなっており、スミス海では月の平均半径より5 kmも低い。不規則な形の海は様々な起源の低い地帯を埋めているもので、最も大きなものは嵐の海で、平均半径より2kmほど低くなっている。海は玄武岩の溶岩が埋めてできたものである。そのため海には火山地形が認められる。地球の台地玄武岩に似た溶岩流や、蛇行谷(溶岩チャネル)、溶岩流の先端の舌状地形、頂上が低く広いドーム状地形などが認められる。その他に海には、溶岩の海の冷却によってできた断層と考えられる直線状や弓状の谷や、圧縮によって溶岩が盛り上がったと考えられるリンクル・リッジがある。

クレーター

クレーターはサイズによってその形態に差がある。直径20 km以下のクレーターは、円形で底がボウル状になっている。リムから底まで2 km以下の高低差がある。放出物はリムから直径分程の距離まで広がっている。直径が50 kmを越えるクレーターには中央丘が形成される。直径20~200 kmのクレーターは底が平らでテラスが発達している。直径200~300 kmのクレーターは、中央丘が円形に並びピークリング構造とテラスを持つ。直径300 km以上のクレーターは、多重のリング構造を持つ。東の海や雨の海が多重リング構造の典型で、盆地内は玄武岩溶岩で埋められており、山脈状の円形リングが3重に重なっている。

月の地震

アポロが設置した地震計によって41ヶ所の地点からの地震が多数観測された。月の地震は繰り返し同じ所で起こることが多い。地震計のネットワークや感度に制限されて1,000 km以深の速度構造は決められない。しかし、中心部を通過したと考えられるP波で、走時が50秒以上遅れたものがあった。このことから、中心部に部分的に溶けているか完全に溶けた部分がある可能性がでてきた。

月の地震波は地球のものとは違っている。月の地震は初め小さく時間とともに大きくなり、やがて小さくなる。明瞭な横波や表面波は見られない。月の地震の頻度や規模は小さく、最大のものでもマグニチュード4のものである。年間3,000回の地震が記録されているが、その放出エネルギー 2×10^{13} erg/yearは地球($10^{24} \sim 10^{25}$ erg/year)に比べて非常に小さい。月の地震の頻度に14日周期と206日周期が認められる。14日周期は地球との潮汐力で、206日周期は太陽との潮汐力であると考えられる。そのため月の地震

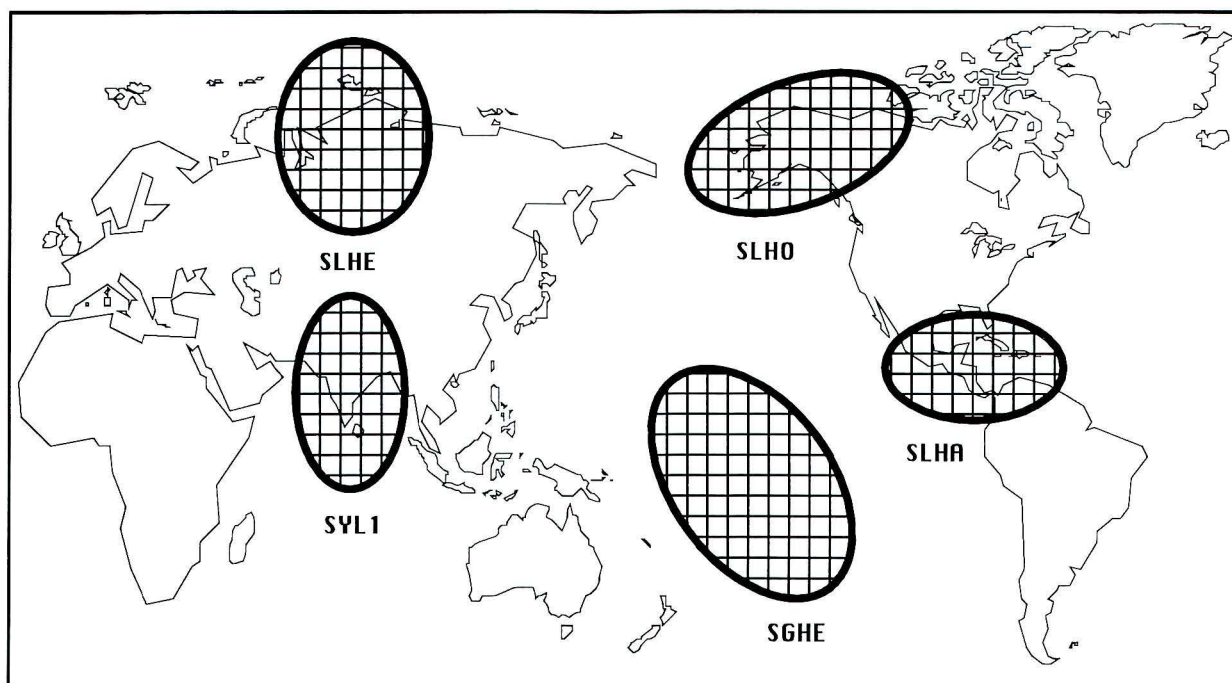


図3. D''層の分布.

D''層で不均質が見つかったところを示した。データは浜野（1995）より引用した。

は、潮汐力によって起こっていると考えられる。

内部構造

月の慣性能率が0.3901であることから、化学的分化が不十分であり、核がないと考えられる。しかし、月の岩石の化学組成が惑星の材料とは明らかに変化していることから、化学的分化は比較的良好に起こったと考えられる。月は、他の惑星とは違った材料で違ったプロセスで形成されたことを意味する。

月の表面にはレゴリス層(regolith)がある。レゴリスとは泥や砂に似た細かく砕かれた岩石片や鉱物片からなる表土である。地震波の観測では数m～数10 mの厚さとされているが、地質学的観測から2～20 mの厚さだと判断されている。

深度1～2 kmまで地震波速度が増加していく。このような地震波速度の変化は、海の玄武岩の割合が減って高地の斜長岩の割合が増加するためと、岩石中の割れ目の性質が深くなるとともに変化するためという2つの考えがある。

深さ2～25 kmまで地震波速度が急激に増加する(4～6 km/sec)。この深度の地震波速度は月の海の玄武岩のものと同じであることから、主として玄武岩質岩石でできていると考えられる。速度の急増は深部ほどクラックが圧力によって閉じているためだと考えられる。

深度25 kmで地震速度が6 km/secから6.8 km/secへと不連続に変化し、25～60 kmまでは一定の地震波速度を持つ。その速度は、月の斑れい岩や斜長岩やクラックの少ない玄武岩の値に近い。そのため25 kmの不連続面は、玄武岩から斜長岩質斑れい岩もしくは斑れい岩に変わっているか、単にクラックの少ない玄武岩に物性が変化しているかである。斑れい岩への変化だとしても25 km以深では岩石内のクラックが急激に減少していく。

60 kmまでは月の地殻であると考えられる。アポロ(地球側の赤道付近)の観測では、海で 58 ± 8 km、高地で 75 ± 5 kmの所にこの不連続面が観測された。地殻は地球側で薄く裏側で厚い。海の地殻の厚さは30～50 kmで、裏側の高地での地殻の厚さは90～110 kmで、平均で60 km程度だと考えられる。このような地殻の不均質な分布のために、月の重心は中心から2～2.5 kmずれている。

60 kmの不連続面でP波は6.8 km/secから7.7 km/sec、S波は3.9 km/secから4.5 km/secに変化する。このような速度変化は地球のモホ面と同じ程度である。そのため60 km以深は月のマントルと考えられる。深度60 kmから150 kmまでは、7.7 km/secの地震波速度を持つ。このような地震波速度の岩石は、カンラン石と輝石を主成分とするかんらん岩であると考えられる。

深度150 kmまでは、人工地震によって詳しく調べられてきた。しかし、150 km以深は自然地震に頼る必要がある。地球の地震と違って発生時間や震源が不確かなため構造を推定しづらい。月のモデルはいくつか提唱されているが、地震波のデータが不十分なため確定的なものはない。P波は0 kmから1,500 kmまで約8 km/secでほぼ一定であるが、1,500 km以深で5 km/secに減少するらしい。60～300 kmまではS波速度が4.7 km/secから4.4 km/secに減少する。300 km以深では著しく減少する。

以上のようなことから、60～300 kmは一樣なかんらん岩からできており、300～1,500 kmまではより始原的な物質で構成されている可能性がある。P波速度の減少より1,500 kmより深い層では部分融解している可能性がある。半径200 kmまでの中心部には、P波速度が小さく、溶けたFeまたはFeSの核があるかもしれない。このような核があっても月の慣性能率の値には矛盾しない。

6 火星

火星は、自転周期(1.02596日)と自転軸の傾き($25^{\circ}2'$)が地球(0.99727日、 23.45°)と似ている。自転軸が傾いているために季節変化が地球のように起こる。ただし、公転周期は687日で、地球の約2倍となっているため、季節変化も2倍の長さになっている。火星の離心率(0.0934)は水星に次いで大きい。フォボス(Phobos)とダイモス(Deimos)の2つの衛星を持つ。

火星の平均半径(3,388 km)は地球(6,371 km)の半分ほどである。体積は、地球の0.151倍で、質量(6.42×10^{23} kg)は地球の1/10の惑星である。密度(3.93 g/cm^3)は月(3.35 g/cm^3)に近い。磁場(64 nT)は金星(30 nT)の倍以上であるが、地球(31 mT)の1/500しかない。自転速度は地球と同じくらいの速度だが、非常に磁場が弱い液体の核はないと考えられる。核がFe-Ni金属からできているとすると半径の1/3以下で、FeSからできているとすると半径の1/2以下となる(小森, 1992)。

探査

火星は金星と同様人類に非常に身近な惑星であるため、多くの探査機が送り込まれている。U.S.A.はMariner 4、6、7、9そしてViking 1、2を、U.S.S.R.はMars 5、6、Phobos 2を火星に送った。Mariner 9は解像力100 mで、Viking 1、2は解像力10~200 mで火星の表面の写真を地球に送ってきた。このような写真をもとに火星では表面の地図が作成されている。Viking 1、2のprobeは、それぞれクリセ平原とユートピア平原に着陸し生命の有無の調査や各種の分析を行った。

地形

火星は、南北でその地形に違いが認められる。赤道に対し約 5° 傾いた大円に分けられる、北側と南側で違いが認められる。

北側は、クレーターがまばらの低い平原で、火山物質で広く覆われている。平原は、全表面積の1/3に達する。北側は南側に比べて3 kmほど低い。ただし、火山地帯は高くなっており、クレーターが少ないことから若い時代に形成されたと考えられる。このようなことから北側は月の海に似ていると考えられる。惑星の半分に達するような、古い時代の巨大クレーターの上に形成された火山地帯の可能性が指摘されている。

南側は高地で全表面積の2/3を占める。多数のクレーターがある荒い地形で、流水の跡が残っている。高地の上に薄く土壌が堆積して平原化している地域もある。

大型の火山として、盾状火山(shield)、扁平なパテラ(patera)、盛り上がったソーラス(tholus)がある。小型火山は、円錐火山(cone)やドーム(dome)が多数ある。火山は、タルシス、エリシウム、ヘラスの3つの地域に偏って分布している。

タルシス地域($20^{\circ}\text{S} \sim 50^{\circ}\text{N}$ 、 $90^{\circ}\text{W} \sim 140^{\circ}\text{W}$)は、大型の盾状火山が集中している。NE-SW方向に直径350~400 km、高度17 kmの火山が3つ(アルシア山、パボニス山、アスクレウス山)が並び、タルシス火山群と呼ばれる。また、オリンパス山(Olympus Mous)もこの地域にある。オリンパス山は直径600 kmで周囲の平原より25 km高い。太陽

系で一番大きい成層火山である。頂上には直径70 kmの複合カルデラがある。回りは成因不明の断崖で取り囲まれ、300~700 km続くaureoleと呼ばれる縞模様がある。山腹に形成されているクレーターより数1,000万~数億年前に形成されたと考えられる。タルシス地域の北側にアルバ・パテラ(Alba Patera)と呼ばれ、中央にカルデラのある火山構造がある。全体の直径は1,500~1,600 kmあり中央のカルデラは直径約100 kmある。大規模な火山で単成火山としては火星で最大、そして太陽系でも最大である。タルシス地域の中にタルシス・バルジ(Tharsis balge、中心: 0° 、 150°W)がある。赤道域の高さ10~11 km、直径約3,200 kmの広域的な高まりがある。タルシス・バルジには、たくさんの放射状の割れ目がある。割れ目は年代によって分布が変わっていく。これは、タルシス・バルジの中心が時代と共に移動していることを示す。地形が重力と正の相関を持つことから、マンツルの湧き出しが、火山の積み重なりによるものではないかと考えられる。タルシス・バルジにはマリネリス峡谷(Valles Mareneris)がある。マリネリス峡谷は、タルシス・バルジの頂上付近から東側平原まで、長さ4,000 km、幅は最大700 km、深さ最深7 kmに達する。マリネリス峡谷は、浸食の谷ではなく、南北の引っ張り力による陥没性の地溝帯と考えられ、地球のリフト帯と似ている。マリネリス峡谷は流水の浸食作用も認められる。

エリシウス地域($10^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$ 、 $200^{\circ}\text{W} \sim 220^{\circ}\text{W}$)は、エリシウス山、アルボア・ソーラス、ヘクタス・ソータスの3つの火山から成る。エリシウス山は、高原9 kmに達する成層火山であると考えられる。

ヘラス地域には、南半球で火山帯がある平原で、高度が低い孤立したいくつかの火山がある。高度がかなり低い平原である。

火星を特徴づける地形として、チャネル(channel)、花弁状クレーター、中央丘、極冠がある。

カオス地帯($15^{\circ}\text{S} \sim 5^{\circ}\text{N}$ 、 $15^{\circ}\text{W} \sim 40^{\circ}\text{W}$)からクリセ平原を抜け 45°N まで達するいくつかのチャネルがある。流水の浸食作用があり、大量の水が短時間で流れたものである。このチャネルはボリアリス海と呼ばれる低地に水を流していたと考えられる。花弁状クレーターは火星特有のものである。このクレーターは直径69 kmで、花弁部は広がっている。花弁状クレーターは、土壌中の水などの揮発成分が液体や気体になり放出物を遠くまで運んだと考えられる。中央丘(pit)は、クレーターの中央にある丘で、地下の氷層によって形成されたと考えられる。極冠は、両極にあり、その分布は季節変化する。極冠は、 H_2O と CO_2 の固体からできている。両極から経度で 10° を少し越えるあたりに渦巻状に谷と断崖が並んでいる。そこには層状の堆積物が認められる。この層状堆積物にはクレーターがないため、火星で最も若い地層であると考えられる。この堆積物は風によって低緯度地域に運ばれている。

水

水は花弁状クレーターや極冠によって、現在の火星に存在することは明らかである。また、チャネルが各地にあることから、かつてはかなりの量の水が存在したと考えられる。チャネルが各地にあることや、時代の異なるチャネルがあることから流水の事件は一度ではなく何度もあった

と考えられる。水は極冠だけでなく、地下に永久凍土の層があり水の供給源となっていると考えられる。かつては降水などの時期もあったかも知れない。Pieri (1980)は、海が存在していた可能性を述べている。その根拠は、海食崖や海岸段丘等の地形が存在することである。北半球の15%が水で覆われていたとも言われている。Greeley (1987)の計算では、内部から放出された水は、形成後20億年で火星表面を46 mの厚さで覆うほどの量であったとされている。

内部構造

火星は密度が小さいことから、他の地球型惑星とは化学成分が違ふ可能性がある。慣性率が0.365であることから、内部は化学的に分化していることを示している。

火星は、南北に高低差があること、タルシス・バルジの膨らみがあることから、地形的にかなり不均質である。重心は、火星中心から2.1 kmずれている。そのため全火星的にはアイソスタシーは成立していない。

地殻は平均数10 kmの玄武岩質岩からできている。そして表面は、玄武岩が風化された細粒の土壌がおおう。その色は赤褐色で、火星全体を赤い星と見せている。

マントルは、深度1,100 kmで上部・下部の境界がある。マントルの比率は、地球と比べて火星の方が多くなっている。マントルは地球よりFeに富んだ珪酸塩鉱物からできていると考えられる。上部マントルはカンラン石、斜方輝石、単斜輝石とガーネットからできており、その量比はそれぞれ50、25、15、10 wt%程度であると考えられる。ただし、単斜輝石とガーネットの比率は変化すると考えられる。このような比率は地球の上部マントルに似ている。

核はFeが主体であると考えられる。もし純粋のFeだとすると核のサイズは火星の1/3、FeSだとすると1/2以上である。2つの場合は両極端であるから、実際の火星の核は、Fe主体でNiと少量の軽元素(O、Sなど)からできていると考えられる。

衛星

1877年に、Hallが火星の衛星のフォボス(Phobos)とダイモス(Deimos)を発見した。2つの衛星は、離心率が小さく、軌道面は火星の赤道面に一致しており、順行衛星である。

フォボスは、7.7時間で公転している。火星に近い距離の所を回っており、ロシュ限界のすぐ外側である。自転と公転は同期しているため、フォボスは主惑星にいつも同じ面を向けている。フォボスの形態は、27×21×19 kmの不規則な形をしている。長軸は火星の方を向いている。クレーターが多く、その密度は月の高地に近い。フォボス最大のクレーターは、直径10 kmのステックニー(Stickney)である。ステックニーには衝突によってできたと考えられる割れ目が放射状に延びている(Thomas *et al.*, 1978)。

ダイモスは自転と公転(30.3時間)の周期が同期しており、火星にいつも同じ面を向けている。この軌道は火星の静止衛星軌道である。ダイモスもフォボスと同様7.5×6.0×5.5 kmのいびつな形態をしている。表面は直径10 m程度の多数の突起物が認められる。表面には直径が3 kmを超えるクレーターはないが、スムーズで明るい部分が斑状にある。

両衛星は暗い灰色で、反射能は約6%、玄武岩から炭素質コンドライトに似た物質であると考えられる。Mariner 9やVikingのprobeのスペクトル分析では炭素質コンドライトに似ていることがわかった。フォボスの平均密度が2.0 g/cm³であることから、全体が炭素質コンドライトでできているのではないかとされている(Pollack *et al.*, 1978)。両衛星の表層は、細粒のレゴリスで覆われている。フォボスでは数10～数100 m、ダイモスでは数m～数10 kmの厚さがあると考えられる。

7 小惑星帯

火星と木星の間に軌道を持つ小惑星が、多数集まっている軌道帯がある。このような軌道帯を小惑星帯と呼ぶ。小惑星帯の小惑星の数が多いところは、2.2～3.2 AU(天文単位:1 AU = 1.5×10⁸ km)の間にある。しかし一様に分布しているわけではなく、2.3、2.6、3.1 AUのあたりに小惑星が多い。

小惑星帯には多数の小惑星があるが、その数は1995年6月まで正式に番号登録されたもので6,465個に達する(天文年鑑, 1995)。さらに年間約500個のペースで登録数が増えている。これは、地球から観測できるほどの大きさと明るさを持ったものであるが、小さいものあるいは遠いものの、反射能が低くて見づらいものなどを考えると、小惑星はほんの一部しか発見されていないはずである。

小惑星の中で最大のものは、直径910 kmのセレス(Ceres)である。探査機Galileoは、小惑星アイダ(Ida、直径30 km)に直径1 kmの衛星(Dactyl)があることを発見した。小惑星には、数mの直径の小型のものや、球ではなくいびつな形をしたものも多数見つかった。2個の小惑星がくっついたり砕けたようなものもある。サイズが小さいと重力も小さいため、いびつな形も保つことができる。また、太陽系のすべての天体と同じように小惑星にもクレーターがある。

表面物質

小惑星は反射能と反射スペクトルによって区分されている。反射能や反射スペクトルは表層物質を反映している。反射能が0.1以下(low-albedo)、0.1～0.3(moderate-albedo)、0.3以上(high-albedo)のものに大別される。また、反射スペクトルのタイプから、low-albedoはClass C、D、P、T、Kに、moderate-albedoはClass A、M、Q、R、S、Vに、high-albedoはClass Eに細分される。

小惑星の表層物質と地球の岩石や鉱物、隕石を比べることによって、小惑星の表層物質を推定することが可能である。いくつかのClassは、主な隕石と対比可能である。Class CはCIとCMコンドライトに、Class Tは変質を受けた炭素質コンドライト、Class KはCVとCOコンドライト、Class Mは鉄隕石、Class QはH、LとLLコンドライト、Class Rはカンラン石に富むエイコンドライト、Class Sはバラサイトとある種の鉄隕石、Class Vは玄武岩質エイコンドライト、Class Eはエンスタタイト・コンドライトに対比されている(小出, 1995a)。

このような各Classの小惑星は一様に混在しているのではなく卓越するゾーンがある。小惑星帯の主ベルトの外側(2.5～3.5 AU)には炭素質コンドライトと考えられる

Class C、T、Kがたくさん分布している。エイコンドライトと考えられるClass A、R、V、Eは、主ベルトや固有の軌道を持つ。普通コンドライトと考えられるClass Qは、主ベルトではなくアポロ・アモール群という地球を横切ったり近づいたりする離心率の大きい軌道にある。石鉄隕石や鉄隕石はClass M、Sで、やはり小惑星帯の主ベルトにある。

主ベルトを構成する小惑星の70%は炭素質コンドライトである。しかし、地球にたくさん落ちてくる普通コンドライトは、アポロ・アモール群のみで現在地球に落ちてくる頻度が説明できる。しかしこのアポロ・アモール群の天体は、小惑星帯が起源になっていると考えられるが、その供給機構は良くわかっていない。隕石の頻度分布と小惑星のタイプの頻度分布が一致しない。それは反射スペクトルで見ているものが表層だけで、表層が炭素質コンドライトで中が普通コンドライトのような小惑星があると考えられる。

8 外惑星とその衛星

木星型惑星は、木星、土星、天王星、海王星の4つである。半径が大きな惑星である。HやHeを主成分としているため平均密度は小さい。木星型惑星は衛星数が多く、リングを持つことが特徴である。木星と土星が特別大きく、天王星と海王星は1/3~1/4程度のサイズがとなっている。質量で見ると、全惑星の質量の7割は木星にあり、2割は土星が持つことになる。外惑星には、木星型惑星ではない冥王星がある。木星型惑星はガスを主体とする惑星であるが、冥王星は氷を主体とする惑星で、木星型惑星の衛星に類似している。

木星

木星の平均密度は 1.33 g/cm^3 で太陽の平均密度 (1.41 g/cm^3) に近い。また自転周期が速い (0.414日) ため偏平率 (0.065) が大きい。

木星の特徴は、色鮮やかな縞模様である。縞模様は、明るく白く見える部分を帯 (zone) と呼び、暗く赤っぽく見える部分を縞 (belt) と呼んでいる。縞模様は、赤道と平行に7本並んでいる。明るい帯の部分は低温で、暗い縞の部分は高温である。帯の部分は上昇気流部で雲が高く昇っている所で、縞はその雲が消えてしまう下降気流域である (森山, 1979)。また、大赤斑は南緯22°付近に中心がある。大赤斑は寿命が長く、少なくとも300年以上も存続している。大赤斑は、周りより2 Kほど低く、気圧が高く上昇気流が起こり高く盛り上がっている。

木星の大部分は水素 (H_2) からできており、少量のヘリウム (He) が混ざっている。深度2万kmで H_2 は、液体金属水素に変わる。液体金属水素より下は、珪酸塩鉱物とFeと H_2O の固体 (氷)、岩石質の核がある。平均密度からは、必ずしも岩石核を必要としないが、太陽と同じ組成を持つと考えたと珪酸塩成分があるため、岩石核が存在すると考えた方が妥当である。

木星の核は木星半径の15~20%になり、高圧のため密度は 20 g/cm^3 以上に達すると考えられる。核の温度は2万Kにも達し、1億気圧もの高圧のため、岩石核は金属化している可能性がある。

木星は、太陽から受け取る熱エネルギーの2倍以上放射

していることがわかってきた。これは木星内部でエネルギーが発生していることを意味する。エネルギー量は $5 \times 10^{17} \text{ W}$ である。エネルギー源は、重力収縮で解放される重力エネルギーか、放射性元素の崩壊エネルギーだと考えられる。

木星には、強い磁場 (404 mT) がある。地球の4,000倍以上の強度がある。木星の磁場の発生源は、液体金属水素のダイナモ理論で説明されている。木星は自転が速いために液体金属水素の激しい対流が生じ、強力な磁場が形成されと考えられる。

木星にはリングが不鮮明ながらあることが、Voyager 1によって発見された。より鮮明な画像がVoyager 2によって示された。木星のリングは、赤道面上にある。リングの外縁は非常にくっきりとしているが、内縁は不鮮明である。リングの粒子は、木星の引力と磁気圏の影響で木星に落ち込んでいると考えられるので、リングを作る物質は、絶えず供給されていることになる。このような物質は、小惑星の衝突破片や、イオの火山物質、彗星や隕石の破片などが考えられている (Owen *et al.*, 1979)。

イオ

木星の衛星は、16個あるが、その中でもイオは特異である。イオには活火山がある。1979年、Voyager 1 から送られてきた画像に火山噴火が明瞭に映っていた。イオは大きさ (1,815 km) や平均密度 (3.57 g/cm^3) が、月に似ている。珪酸塩鉱物を主とする物質からできていると考えられる。イオは赤っぽく反射能は高い。しかし、氷が認められないことから、SやSの化合物で覆われていると考えられる。

Voyager 1, 2 によって発見された活火山は、10個になる。火山は噴火様式によりペレ式、プロメテウス式、ロキ式の3つのタイプに分けられる。ペレ式は最も噴火の大規模な噴火である。噴煙の高さは300 km、降下物は直径1,200 kmに広がる。ペレ式の火山は3個発見されている。プロメテウス式火山は、ペレ式より規模の小さい。噴煙の高さは100 kmで降下堆積物の直径は200~300 kmである。プロメテウス式火山は6個発見されている。ロキ式噴火は、長さ100 km、幅20 kmの大きな割れ目から起こっている。噴煙は放散するように不定形である。またロキ火山には溶岩湖がある (Loki Patera)。溶岩湖は300 K程で周りより170 K高く、かなり大きな熱源を持つ融けたSの湖である。

イオの噴火は、珪酸塩のマグマ溜まり (700~1,500 K) がSの層に接触したときSが気化して噴火が起こるとする「珪酸塩-イオウ・モデル」と、深部の珪酸塩マントルや地殻の熱によってSの海ができSの海に接した SO_2 が膨張して噴火したとする「イオウ- SO_2 ・モデル」の2つのメカニズムが考えられる (Kieffer, 1982)。

このようなイオのエネルギー源は、木星とイオの間に働く強い潮汐力であると考えられる。イオとその外側の衛星エウロパは共鳴しており、イオは振動する。振動のため離心率0.004の楕円軌道を持つ。この程度の楕円軌道でも木星の潮汐力によって変形が起き、内部に熱が蓄積されて加熱されと考えられる。

土星

土星はリングが非常に明瞭である。衛星は18個で惑星の中では一番多い。土星は木星に次いで2番目に大きい惑

星である。平均密度は 0.70 g/cm^3 で最も小さく、木星の半分しかない。偏平率は、0.108で惑星の中では最も扁平な形をしている。自転周期は0.444日で、木星に次いで速い。

土星の大気は、木星と比較的良く似ている。ただし、土星は木星より重力が小さいため、大気層は薄くなる。木星と比べて土星の雲は低いところにある。上部から NH_3 の雲、 NH_4SH の雲、一番下に H_2O の雲がある。成層圏と対流圏の圏界面では、土星の方が木星より単位面積あたりの粒子の質量は大きいと、木星に比べて土星の色が淡く、縞模様コントラストが弱く見える。

土星は、木星に比べて密度が小さいことから、液体分子状水素から液体金属水素に転移する境界は深部にあると考えられる。中心から30,000~27,000 kmに不均質な層があり、その下が液体金属水素の部分に当たる。液体分子状水素が液体金属水素に転移する条件(圧力300 GPa、10,000 K)では、Heの金属水素への溶解度が小さくなる。転移領域では、HとHeの分離が起こり、重いHeは半径1 cm程の液滴として雨のように降る。そのため気体から液体分子水素の領域でHeが少なく、液体金属水素中ではHeが多い。中心部には、半径7,500 kmのところに岩石と鉄からなる核がある。

土星は、太陽から受け取る熱量の2~2.5倍のエネルギーを放出している。重力収縮によるエネルギーの放出を上回ると考えられる。これは、Heの液滴が降ることによって重力エネルギーの解放されることで説明できる(Stevenson & Salpeter, 1976)。Heの液滴が5,000 km落下すると $2 \times 10^8 \text{ J/kg}$ の重力エネルギーが解放される(Smoluchowski, 1983)。

土星の大気の動きは激しく、最大風速は500 m/secに達する。風のシステムは、赤道を境に南北に対称的である。土星の自転軸は、軌道面に対して 27° 傾いている。そのため季節変化(一周は29.5年)があるはずだが、目立った変化は観測されない。土星では太陽からの放射エネルギーがきわめて弱いためであろう。土星大気の動きは、土星内部のエネルギーによるものであると考えられる。

土星の特徴的なリングは、7つの部分にA~Gの名前が付けられている。リングはABC順ではなく、発見順(あるいは予言の順)にふられたために内側から、D、C、B、A、F、G、Eとなる。リングには、Cassiniの空隙など非常に物質の少ないところがある。幅広のリングも細かいリングの集合体であることがVoyagerの観測より明らかになった。リングにみられるゆがみは、リング物質と衛星との共鳴によるものとされる。

タイタン

タイタンは、土星の最大の衛星で、木星のガニメデに次ぐ大きさで、その半径(2,575 km)は水星より大きい。タイタンは、平均密度 1.88 g/cm^3 で、岩石(5.2%)と H_2O の氷(48%)からできていると考えられる。

タイタンは大気を持つ天体として特異である。大気圧150 kPaで、 N_2 を主成分(65~98%)とし、未発見であるがArをある程度(約12%)含んでいる可能性がある(Owen, 1982)。タイタンの大気平均分子量28.6が得られ、 N_2 (分子量: 28)よりやや大きいため、Ar(分子量: 40)が12%程度必要と考えられる。

タイタンの表面温度は93Kで CH_4 の三重点(90.7 K)に近い。そのため、タイタンでは CH_4 が気体、液体、固体として存在しうる。これは、地球で H_2O が果たしているのと同じような役割を果たしている可能性がある。 CH_4 の海があり CH_4 の雲があり、 CH_4 の氷があるかもしれない。

天王星

天王星は、自転軸が 98° も傾いている不思議な惑星である。天王星には15の衛星があり、細いリングが発見されている。リングも衛星の軌道も天王星の赤道面に沿って横倒しで、赤道面に対し 60° 傾いている。この不思議な現象がどうして起こったかは、良くわかっていない。平均密度は 1.27 g/cm^3 である。

天王星の対流圏の底には CH_4 の雲があると考えられる。大気下部で、赤道から極地まで温度差がほとんどないことから、効率の良い熱輸送のメカニズムがあると考えられる。

以前は、内部には液体の H_2O があり岩石の核があると考えられてきたが、偏平率を説明することができない。そのため現在では、厚い氷と岩石の核があると考えられるようになってきた。

リングは、Voyagerの探査以前から発見されていた。Voyager 2の観測でも新たなリングが発見され、合計11本の細いリングがある。リングは、形、幅、密度が一様でなく、個性があることがわかってきた。 ϵ 環はリングの中でも、もっとも離心率の大きく幅も変化する。環は主惑星に近いほど狭く、遠いほど広がる。 α と β 環にも同様の性質がある。 η 、 γ および ρ 環は、円形に近い軌道だが、半径と幅は不規則に変化する。

海王星

海王星は木星型惑星としては、一番外側に位置する。未知の部分の多い惑星であったが、Voyager 2の接近観測によってかなりのことが明らかになっている。公転の離心率(10.0090)は金星に次いで2番目に小さい。自転軸の傾きは 29° 、自転周期は16.11時間である。

海王星には磁場が存在するが、南半球が強く、北半球が弱い(10~100 mT)。磁軸が自転軸に対して 46.8° も傾いている。磁軸は海王星の中心から南半球に大きくずれている。

海王星の対流圏には CH_4 の氷の雲がある。その下には、 NH_3 や H_2S の氷からなると考えられる雲がある。 NH_3 の存在は確認されているが、 H_2S は電波を通してしまうのでまだ存在は確認されていない。成層圏には、 C_4H_2 、 C_2H_2 、 C_2H_6 からなる3層の薄いもやが広がっている。

海王星の表面には大黒斑(great dark spot)と小黒斑がある。大黒斑は、16日の周期で回転する高気圧性の渦巻である。中心に明るい雲を持つ小黒斑は、自転周期と同じ周期で回転している。しかし、 42°S にはスクーターと名付けられた周期が同期してない明るい白雲がある。これは緯度によって風速が変わっていることを示している。大黒斑付近(22°S)では西向きの325 m/secの強い風が吹いている。

海王星の激しい大気の運動は、内部で発生しているエネルギーのせいかもしれない。海王星は、太陽から受ける熱量の2.7倍のエネルギー放射がある。このようなエネルギーの起源は、重力エネルギーの解放や放射性元素の崩壊

エネルギーの可能性があるが、まだ決着はついていない。

海王星の内部は、平均密度 (1.64 g/cm^3) が非常に小さいことから、岩石物質が氷より多いと考えられる。Stevenson (1989) のモデルによれば、 H_2O の気体と氷の大気から、氷と岩石部になり中心に近いほど岩石の割合が多くなる。また、磁軸のずれは、岩石物質に偏りがあるためかもしれない。

Voyager 2 の観測によって、海王星には4本の完全なリングがあることが明らかになった。Galle (1989N3R) と 1989N4R は薄く広がっており、Adams (1989N1R) と Leverrier (1989N2R) は非常に細いリングである。Adams には密度が大きく厚い部分が3ヶ所ある。

トリトン

海王星には、1985年まで2つの衛星が知られていたが、Voyager 2 に観測で新たに6個の衛星が見つかり、計8個の衛星があることが明らかになった。その中でトリトンは唯一逆行している衛星で、軌道面の傾きが 157° (逆行の 23°) である。自転周期と公転周期は同期している。トリトンは海王星の衛星の中では反射能が一番大きく ($0.6\sim0.9$)、平均密度が 2.075 g/cm^3 と外惑星の衛星の中では最大である。

トリトンの特異性は、イオとタイタンとともに大気を持つ衛星であることである。トリトンの大気は、 $700\sim800 \text{ km}$ の厚さを持つが、気圧で 1 Pa しかない。大気は N_2 を主とする大気で、 CH_4 、 H 、 H_2 などが微量含まれる。

もう一つのトリトンの特異性は、活火山があることである。2ヶ所から立ち昇る黒い噴煙 ($33^\circ 4' \text{E}$, 50°S と 12°E , 57°S) が発見された。噴煙は 8 km 上昇し、水平に 150 km 流れていた。噴煙は地下で液化した N_2 が地表に噴出し、気化したものだと考えられる。トリトンの火山の熱源は、潮汐摩擦による加熱が有力である (Kawakami, 1994)。

トリトンは平均密度が大きいのは、岩石が多いことを示している。内部が溶けているか固体であるかによってモデルに違いがある。溶けたモデルでは、中心に岩石核が ($1,000 \text{ km}$) あり、その回りに厚さ 350 km の氷のマントルになると考えられる。表層には N_2 と CH_4 の存在は確認されているが H_2O の氷の吸収帯は見られない。これは、 N_2 の氷に表面が覆われていると考えられる。

冥王星

冥王星は、太陽系の一番外側にある惑星である。惑星の中で最大の離心率 (0.25) をもつため近日点は海王星の軌道の内側に入り込んでいる。軌道面が赤道面より 17° も傾いており、海王星の軌道とかなり交差しない。

冥王星は、まだ探査機が接近していないので詳細はわかってない。カロンの (Charon) という衛星を伴っているが、両天体の距離は非常に近い ($19,000 \text{ km}$)。潮汐力のためカロンの軌道は円形で同期している。カロンが冥王星の赤道面を回っているとすると、自転軸は軌道面に対し 118° も傾いていることになる。また、カロンは冥王星の半分程の半径 (642 km) があり、衛星として異常に大きく、二重惑星と呼んだ方がよい。

冥王星には、地球の10万分の1以下の密度であるが、大気があると考えられる。冥王星の大気は CH_4 の他に Ar 、 N_2 、 CO 、 O_2 も含んでいる可能性がある。

冥王星の表面は、 CH_4 の氷で覆われていることが赤外スペクトルの観測で明らかにされている。冥王星の平均密度が $1.84\sim2.14 \text{ g/cm}^3$ で、カロンは $1\sim3 \text{ g/cm}^3$ の範囲にある。冥王星には他の氷惑星より、岩石比が多く $68\sim80\%$ と考えられる (McKinnon & Mueller, 1988)。 CH_4 の氷は数 km 程度あり、下には $210\sim320 \text{ km}$ の H_2O を氷があり、中心部は H_2O の氷を含み岩石に富む核があると考えられる。

外惑星の外側

一番外側の外惑星は冥王星である。しかしその外側にも太陽系の構成員である天体が発見されている。1992年、冥王星の軌道より外側に直径 250 km のくらい的小天体が発見された。1992QB1 と仮の名称で呼ばれているが、軌道長半径が 44 AU 、公転周期が165年の天体である。その後遠方の小天体が続々と発見され、1995年9月までに、37個が確認されている (天文年鑑, 1995)。

1951年、U.S.A. の天文学者カイパー (Kuiper) は、冥王星の軌道より外側にベルト状の彗星の巣があるとした。彗星の巣はカイパー・ベルト (Kuiper Belt) と呼ばれている。新しく発見された遠くの小天体はカイパー・ベルトに属するのではないかと考えられる。

短周期彗星の軌道は傾斜が小さく公転方向は惑星と同じものが多い。短周期彗星は、冥王星の外側に多数の天体が円盤状に分布しており、時々軌道が乱されて太陽系の内側に飛び込んでくる。このような短周期彗星の集まっているところがカイパー・ベルトである。ハッブル望遠鏡によるカイパー・ベルトの探索によって統計計算では10平方 AU に約60,000個、全体で少なくとも1億個は存在するのではないかと考えられている (天文年鑑, 1995)。カイパー・ベルトには少なくとも冥王星程度の総質量を持つとされている。

カイパー・ベルトは黄道面に円盤状にあると考えられるが、その他に、太陽系を半径数万 AU の球状に取り囲むオールト雲 (Oort cloud) が存在すると推定されている (Oort, 1950)。Oort は、長周期彗星の軌道計算から太陽を球状に取りまくように分布しているとした。長周期彗星の頻度から、オールト雲の彗星のものは 10^{12} 個、総質量は地球質量の7~8倍と見積もられている。

カイパー・ベルトやオールト雲の小天体は、太陽系初期の微惑星で、惑星に集積しきれなかったものではないかと考えられる。

太陽系の一番外側はカイパー・ベルトやオールト雲であるが、太陽の磁気の及ぶ範囲をヘリオスフェア (heliospher) と呼ぶ。ヘリオスフェアは、太陽から放出される高エネルギーの粒子 (イオン化した H が主) の及ぶ範囲である。ヘリオスフェアの境界部はヘリオポーズ (heliopause) と呼ばれる星間風との衝撃波面を作る。ヘリオポーズは太陽から $90\sim120 \text{ AU}$ のあたりにあるとされているが、まだ観測されていない。現在、Voyager 1 は 52 AU 、Voyager 2 は 40 AU 付近を飛び続けてヘリオスフェアの観測をおこなっている。Pioneer 10 も観測を続行している (Pioneer 11 は1995年9月に交信を終了した)。

太陽系外の物質の流れが発見されている。物質は中性の水素で、水素特有の輝線ライマン α の存在から明らかになった。このような中性水素の流れは、太陽系がローカル・

バブル(local bubble)と呼ばれる星間物質の中を通過していると考えられる。ローカル・バブルは20万年以前におこった超新星爆発によって形成されたと考えられる。現在はローカル・バブルの密度の低い部分を通過しているが、20万年以内に濃い部分を通過する可能性がある。

IV 惑星の内部構造

惑星の物理量で、惑星内部を知るために重要なデータは、惑星の半径と質量である。半径は、直接観測できる量である。また、惑星相互の運動や探査機の受ける運動の変化より、惑星の質量を求めることができる。半径と質量は独立にもとめられる情報で加工されてないデータである。このような無加工のデータより二次的な情報を求めることが可能になる。

半径より体積が求められる。体積と質量から平均密度が得られる。この平均密度は物性を知るうえで重要な情報となる。平均密度は、天体の全体的な特徴を見ている(小出, 1995b; 小出・山下, 1995)。その材料を反映したものとなっているはずである。惑星ほどの大きさになると、質量と平均密度の関係は一定せず変化する。惑星の質量が増えれば、内部の圧力が高くなり同じ物質でも平均密度は大きくなる。各種の単一物質の質量と平均密度の変化を比べることによって近似的に物質を推定することができる(図4)。

水星、金星、地球および火星の地球型惑星といくつかの衛星は、珪酸塩鉱物からなる岩石を主成分とする天体である。木星と土星、海王星、天王星の木星型惑星は固体水素を主成分としていることがわかる。地球の衛星の月は、他の地球型惑星と比べて質量(7.3×10^{22} kg)と平均密度(3.3 g/cm^3)が小さい。火星の衛星のフォボス(Phobos)とダイモス(Deimos)は木星型惑星の衛星に比べて質量が小さく(1.3×10^{16} , 1.8×10^{15} kg)、平均密度は 2 g/cm^3 程度である。木星型惑星の衛星の多くが氷からできている。

木星型惑星の衛星は、2つのグループに分けられる。平均密度が 3 g/cm^3 程度のグループと、 $1 \sim 2 \text{ g/cm}^3$ 程度のものである。平均密度 3 g/cm^3 程度の衛星は、木星の衛星のイオ(Io)とエウロパ(Europa)である。平均密度から考えると月と同様の珪酸塩鉱物を主成分とするものである。軽い方の衛星は氷と少量の珪酸塩鉱物が混じったものを成分としていると考えられる。

地球型と木星型惑星は太陽からの距離によって区分できる(図5)。太陽に近い方に地球型惑星、遠い方に木星型惑星がある。不思議なことではあるが、ある系統的变化がある。水星・金星・地球は、一定の密度を持つが、地球・火星・木星・土星と距離が離れるにつれて密度が小さくなる。さらに、土星・天王星・海王星・冥王星と軌道半径が大きくなると密度が増えていく。このような、系統的变化になんらかの原因があるのか、それとも偶然そのような配列になったのかは不明である。

天体の内部状態を表す物理量として、慣性能率(I)がある。慣性能率は、質量が天体の中心にどの程度集中しているかを表す値である。球対称とみなせる天体では、密度が質量重心からの距離だけの関数で、重心から表面までの積分値が慣性能率となる。慣性能率Iは全質量Mと半径Rで

無次元化した比、 I/MR^2 で表される。密度が一般的な分布をしている場合、 I/MR^2 は0.4となる。深さとともに密度が増加すれば、0.4より小さくなる。

現在 I/MR^2 比がわかっている天体は、地球(0.33)、月(0.39)と火星(0.37)だけである。

月は、0.4に近く、比較的均質な物質からできている。一方、地球は中心部に重いものがあり、外ほど軽いものから構成されている。火星は地球と月の中間的な密度分布を持つと考えられる。

天体の内部構造を天文学的観測から推定する方法以外に、天体を構成する物質の状態方程式から推定する方法がある。物質の与えられた温度、圧力条件での密度を予想するものである。状態方程式から理論的に推定する方法と実験的に求める方法の2通りがある。

実験的方法是、予想される天体深部物質を実験装置を用いて高温・高圧にし、物質の密度変化を調べるものである。現在達成されている圧力は、ピストン・シリンダー型装置で4 GPa、マルチ・アンビル装置で30 GPa、ダイヤモンド・アンビル 400 GPa程度である。このような装置は静的な高圧発生装置で圧力を制御しながら実験できる。最近では地球科学では使用されなくなったが、衝撃波高圧発生装置では数100 GPaの圧力ができる。実験装置で作られる条件は現在数100 GPa程度で、木星型惑星の深部までは再現できない。

そこで、理論的な方法が有効になってくる。理論による状態方程式は、天体中心からの距離(r)、 r での圧力($P(r)$)、 r での重力加速度($g(r)$)、 r での密度($\rho(r)$)に関する微分方程式と、重力加速度と密度に関する微分方程式、圧力(P)と P での密度($\rho(P)$)の関係式の3つの連立方程式より圧力(P)、重力加速度(g)、密度(ρ)を求める方法がある。3つの連立方程式のうち2つが微分方程式であるので、いくつかの境界条件を設定しなければならないが、原理的には半径と質量の2つの観測量により方程式が決まってしまうことになる(斉藤, 1978)。

以上のような各種の試みによって惑星の内部の物理状態が調べられている。惑星の内部の構成物質を図6に示した。まだどのモデルがよいか決着の付いてないのが多いが、図には良く引用されているものを示した。

地殻(crust)、マントル(mantle)、核(core)という名称が使われるが、厳密に定義されているのは地球だけであり、他の惑星に適用するには注意が必要である。このような区分は、地球内部の地震波による不連続面を説明するために利用されてきた言葉であるが、今では、様々な意味が持たされている。

地殻は、地球では、モホ面より上をいう。構成物は珪酸塩鉱物からなる岩石である。それに対し、マントルは同じ珪酸塩鉱物からなる岩石であるが、岩石のタイプが違っている。地殻は花崗岩と玄武岩を主とする岩石で、マントルはかんらん岩よりなる。かんらん岩はFeやMgが多い岩石で玄武岩・花崗岩より密度が大きく密度差ができ、地震波の不連続面として表れる。地殻—マントルの境界は花崗岩・玄武岩からかんらん岩へと物質の違いである。

マントルと核の境界は、S波が通らない部分の始まりである。核は、マントルに比べて著しく高密度の物質からで

きている。核内側は固体で、外側は液体である。このような高密度の物質は、もはや珪酸塩鉱物ではなく、Fe金属であると考えられる。マントル—核の境界は一つは固体から液体への物性の変化と、珪酸塩鉱物から金属Feという物質の変化でもある。

地殻、マントルと核という定義は、地球上では明瞭にあり、位置や物性・物質も正確に述べることができる。しかし、他の惑星に対しては、必ずしも明瞭ではない。地球型惑星では、Fe金属(火星は磁鉄鉱:magnetiteかもしれない)が核を作り、珪酸塩鉱物がマントルを作る。しかし、木星型惑星では、金属Feではなく岩石や氷が中心部にあると考えられ、地球の分類は適用できない。木星型惑星では岩石の外側には液体状の金属の水素があることが多い。これは核なのかマントルなのか決めかねる。木星型惑星の液体金属水素の外側には、気体や液体の分子状の水素になる。これは大気なのか地殻なのかあるいはマントルなのか、区別できない。木星型惑星には地殻、マントル、核という分類はふさわしくない。また、中心に岩石質の核があるというのは共通しているが、外側の層構造は、多様でひとくくりにはできない。

それは、惑星のサイズつまり質量の違いによって、同じ物質でも、物性の違う層構造を作るからである。

地球型惑星では、金属Feの核と珪酸塩鉱物からなる岩石質のマントルは共通している。ただ、地殻があるかどうかは良くわかっていない。多分、何らかの地殻があると考えられる。それは、地球型惑星の表面は、玄武岩質の火山であることが多く、マントルのかんらん岩が直接出ているのではないらしい。地球型惑星の表面に、火山地形が見られることから推定される。火山活動があるということはマグマが内部で形成されることである。マントルがかんらん岩からできていれば玄武岩質マグマができる。火山活動があれば、玄武岩質の地殻とかんらん岩質のマントルに化学的に分化しているはずである。

地殻の構成物で、花崗岩は地球固有で、似たような岩石として月の斜長岩があるが、その起源は明らかに違う。水星では、マントル自体が一枚のリソスフェアとして振る舞う。また、金星は地殻はあったとしてもelasticな性質を持ち、マントルの動きが地表に現れていると考えられる。地

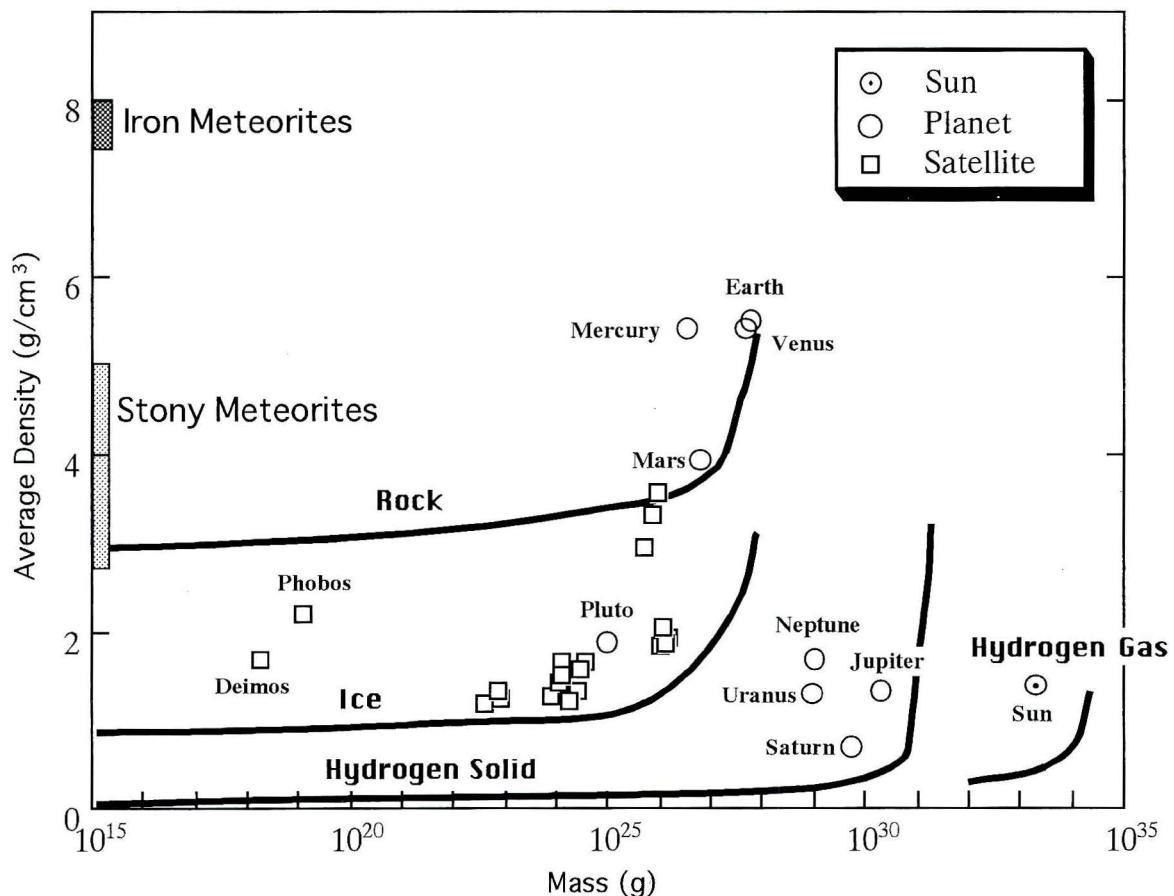


図 4. 惑星の質量と平均密度の関係図。

太陽、惑星そして物理量の正確にわかっている衛星をプロットした。実線は齊藤 (1978) より引用した岩石(Rock)、氷(Ice)、固体水素(Hydrogen Solid)、気体水素(Hydrogen Gas)の質量の増加に伴う密度変化の曲線を示す。アミのかかった部分は鉄隕石 (Iron Meteorite) と石質隕石 (Stony Meteorite) の密度範囲を示している。

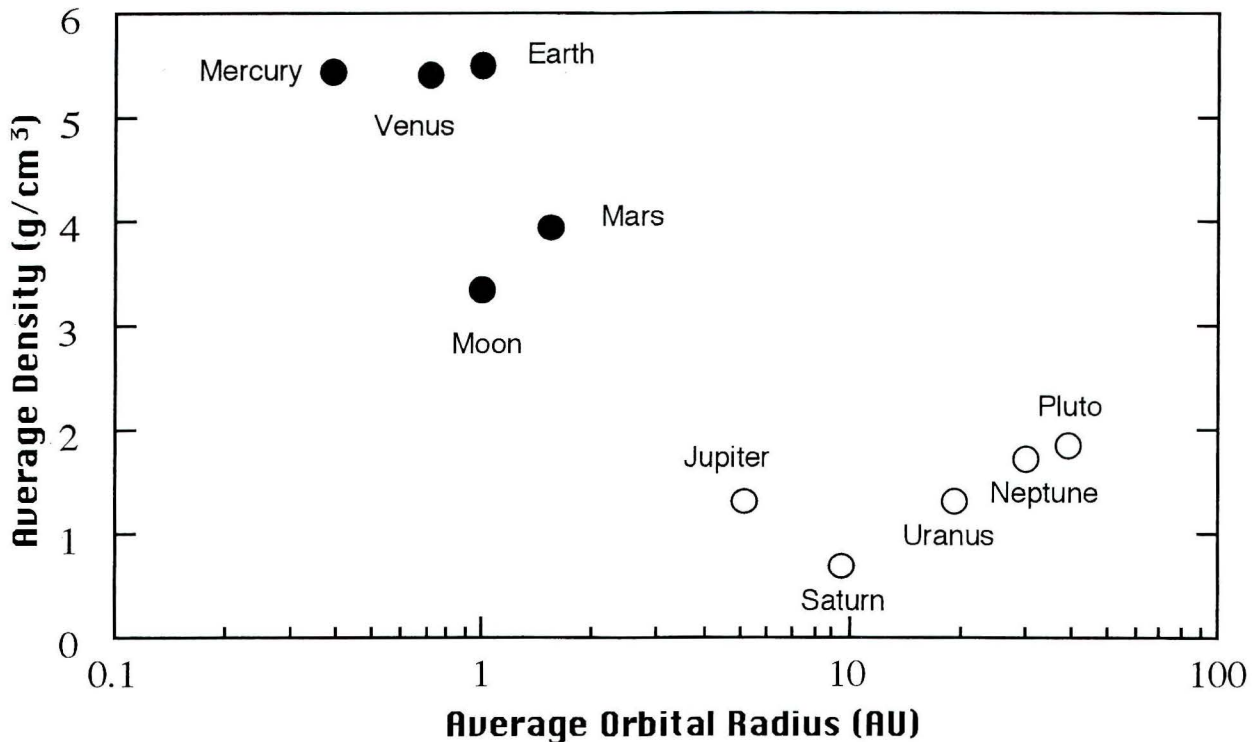


図 5. 惑星の平均軌道半径と平均密度の関係図。
平均軌道半径は天文単位 (AU: $1.5 \times 10^8 \text{ km}$) で示した。地球型惑星は黒丸 (●)、木星型惑星は白丸 (○) で示した。月も地球型惑星として表示した。データは天文年鑑 (1992) による。

殻はbrittleな振る舞いをしないので、プレート移動による地形は見られない。火星には地殻があるが、プレート特有の沈み込みや、海嶺の地形は見られない。マルチ・プレート・テクトニクスは地球固有のものであるが、なぜ地球だけが、マルチ・プレート・テクトニクスなのかよくわかっていない。

V まとめ

惑星の物理状態を調べることは、現在の惑星の状態や運動を詳しく知ることができる。本稿では探査の現状とその到達点を整理した。以下でその概略をまとめる。

惑星を太陽系の中の日体としてみるときは、日体としての運動、太陽や他の日体との位置関係が重要な問題となる。このような情報はすべての惑星について述べられている。

一つの日体として外から見た場合、大気の有無やその成分、そして雲や風の状態が注目され、さらに地表の起伏や地形が観察される。地球型惑星では、大気や地表の情報は、ほぼ集まりつつあるが、木星型惑星については大気の一部の情報が集まっているにすぎない。

日体の表面を見ると、地表物質の現状、分布そしてその構成成分を知ることが可能である。しかし、このような情報が得られているのは、月、火星そして金星である。しかも、その情報は不十分である。一番情報の多い月でも有人探査を6ヶ所、無人の資料採集が2ヶ所の合計8ヶ所の物質について精密な分析がなされたにすぎない。火星や金星では精密分析されたものではなく、分析装置を送り込んで、その場で分析されたもので、精度は悪い。また、分析地点も

金星で3ヶ所、火星で2ヶ所にすぎない。あとは、周回軌道からの γ 線分析による、U、Th、Kの量が推定されているにすぎない。

惑星の内部状態を調べる方法は、地震波による探査が有効である。地球以外に地震計が設置されているのは、月だけであるが、無人の日体で、地球側にしかも数少ない観測点しかないため、内部状態は良くわかっていない。地球と月以外の日体の地震学的データはない。内部の状態を知る有効なデータである慣性率も、月と火星でわかっているだけである。あとの惑星は、少ない情報とカンによってモデルが組立てられているが、その信憑性は不明である。

このような現状であっても、他の日体の情報は地球の形成史に重要な情報をもたらす。それは、惑星間の共通性と相異を明確にすることによって得られる。共通性は、太陽系全体に起こった事件を示しており、それぞれの日体にタイム・マーカーが打ち込まれていることになる。相異は、日体がそれぞれ一回限りの発展しかしていないため、個性が生まれ相異となる。相異のいくつかは、その日体が進化を途中でストップしたり、進化を終えてしまったように見える。もし、各惑星がある発展途上で進化をストップしたとすると、原材料の違いや、サイズ、太陽からの距離などの違いを考慮すれば、典型的な惑星の発展史の一般化ができる可能性がある。

惑星の科学はまだ未熟であるが、情報量さえ増えれば大きな発展が見込まれる。

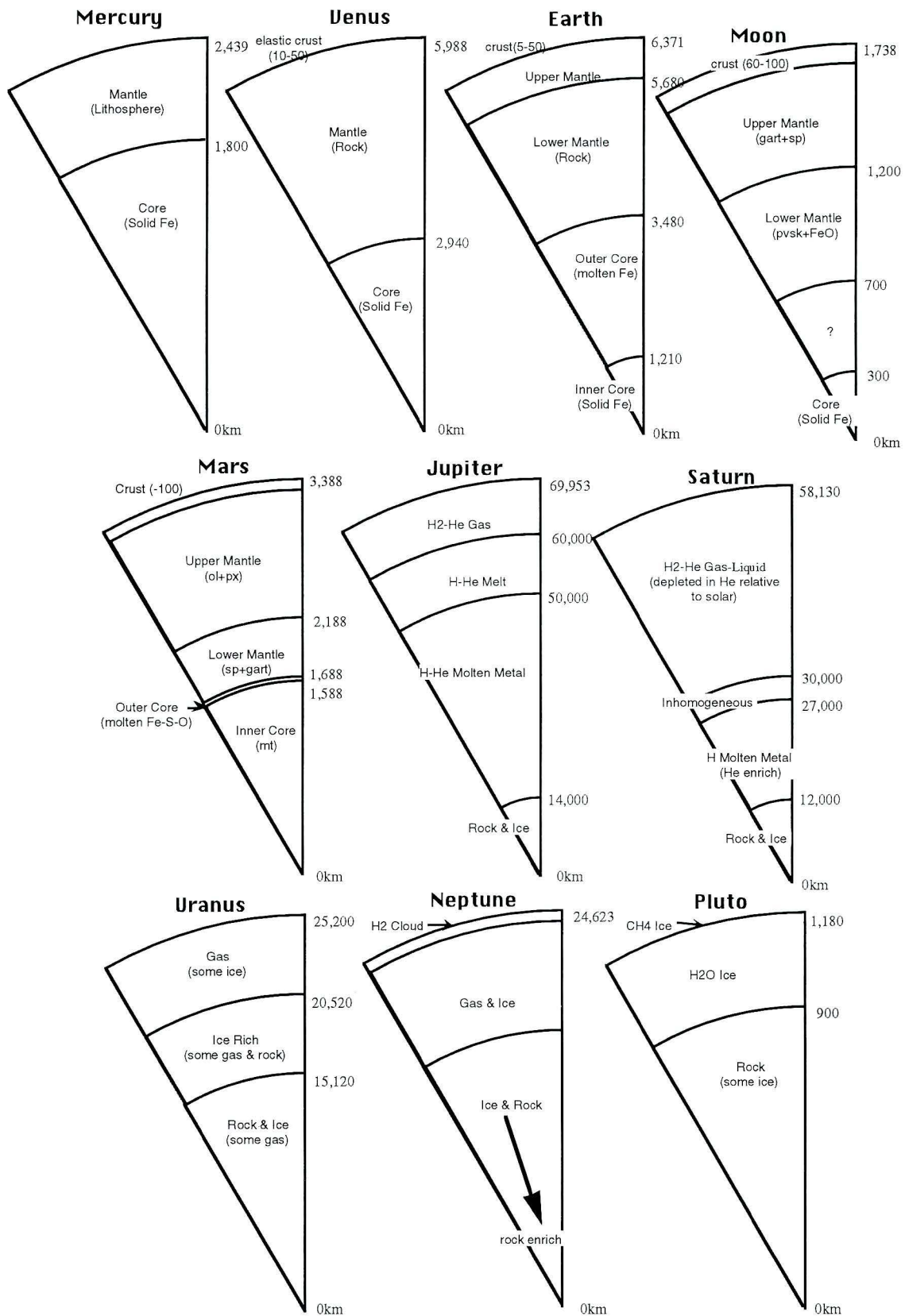


図 6. 惑星の内部構造.

データはHubbard et al. (1980)、Hunt & Moore (1982)、McKinnon & Mueller (1988)、Murray (1975)、Ringwood (1990)、Ringwood & Clark (1971)、Stevenson (1978, 1982, 1989)、Taylor (1992)による。
 gart: garnet、sp: spinel、pvsk: perovskite、mt: magnetiteの略である。

謝辞

本研究は、文部省科学研究費一般C(課題番号06804030)および神奈川県調査研究費の援助をいただいた。また鈴木美沙緒女史にはデータの整理で、小出恵子女史にはデータ入力で助力をいただいた。以上の機関や方々に感謝申し上げます。

文 献

- Barsukov, V. L. & 29 other authors, 1986. The Geology and Geomorphology of the Venus surface as revealed by the radar images obtained by Veneras 15 and 16. *Jour. Geophys. Res.*, 91: 378-398.
- Burns, J. A., 1986. Some background about Satellites. In Burns, J. A. & M. S. Matthews, eds., *Satellites*, pp. 1-38. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Cattermole, P., 1994. *Venus. The geological story*. 250 pp. UCL Press, London.
- Clark, P., 1988. *The Soviet Manned Space Program*. 192 pp. Salamander Books Ltd., London.
- Colin, L., 1983. Basic facts about Venus. In Hunter, D. M. *et al.*, eds., *Venus*, pp. 10-26. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Dziewonski, A. M. & D. L. Anderson, 1981. Preliminary Reference Earth Model. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 25: 297-356.
- Dzurisin, D., 1978. The tectonic and volcanic history of Mercury inferred from studies of scarps, ridges, troughs, and other lineaments. *Jour. Geophys. Res.*, 83: 4883-4906.
- Fujii, N., 1994. Global tectonic styles on Venus. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100: 60-70.
- Fukao, Y., 1992. Seismic tomogram of the Earth's mantle: Geodynamic implications. *Science*, 258: 625-630.
- Fukao, Y., S. Maruyama, M. Obayashi & H. Inoue, 1994. Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100: 4-23.
- Greely, R., 1987. Was Venus wet? Deuterium reconsidered. *Science*, 238: 1702-1704.
- Grimm, R. E. & R. J. Phillips, 1992. Anatomy of a Venusian hot spot: geology, gravity and mantle dynamics of Eistla Regio. *Jour. Geophys. Res.*, 97: 16035-16054.
- 浜野洋三, 1995. *地球のしくみ*. 170 pp. 日本実業出版社, 東京.
- Heiken, G., D. Vaniman & B. M. French, 1991. *Lunar Sourcebook, A users guide to the Moon*. 736 pp. Cambridge Univ. Press, New York.
- Hubbard, W. B. & W. L. Slattery, 1980. Interior structure of Saturn inferred from Pioneer 11 gravity data. *Jour. Geophys. Res.*, 85: 5909-5916.
- Hunt, G. E. & P. Moore, 1982. *The Planet Venus*. Faber and Faber, London.
- 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, S. W., 1982. Dynamics and thermodynamics of volcanic eruptions: implications for the Plumes on Io. In Morrison, D. eds., *Satellites of Jupiter*, pp. 647-723. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- 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: 地球初期の惑星化学的束縛条件. 神奈川県立博物館研究報告自然科学, 25: 27-55.
- 小森長生, 1992. 現代の惑星学. 186 pp. 東海大学出版会, 東京.
- 小森長生, 1995. 新版地学教育講座12 太陽系 惑星. 204pp. 東海大学出版会, 東京.
- 国立天文台編, 1990. 理科年表 平成3年版. 1049 pp. 丸善, 東京.
- Maruyama, S., 1994. Plume tectonics. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100: 24-49.
- McGill, G. E., J. L. Warner, M. C. Malin, R. E. Arvidson, E. Eliason, S. Nozette & R. D. Reasenberg, 1983. Topography, surface properties, and tectonic evolution.
- McKinnon, W. B. & S. Mueller, 1988. Isotopic composition of nitrogen: Implications for the past history of Mars's atmosphere. *Science*, 194: 70-72.
- 森山茂, 1979. 木星大気を探る. 自然. 1979年6月号: 36-48.
- 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.
- Murray, B. C., 1975. 水星, 日経サイエンス, 62: 48-59.
- 野田昌宏, 1994. *Odyssey 1967-1972*. 126 pp. アスキー, 東京.
- Oort, J. H., 1950. The structure of the cometary cloud surrounding the solar system and a hypothesis concerning its origin. *Bull. Astron. Inst. Netherlands*, 11: 91-110.
- Owen, T., 1982. 大気をもつタイタン. 日経サイエンス, 139: 22-33.
- Owen, T., G. E. Danielson, A. F. Cook, C. Hanscen, V. L. Hall & T. C. Duxbury, 1979. Jupiter's Rings. *Nature*, 281: 442-446.
- Phillips, R. J. & M. C. Malin, 1983. The interior of Venus and tectonic implications. In Hunter, D. M. *et al.*, *Venus*, pp. 159-214. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Pieri, D. C., 1980. Martian Valleys; Morphology, distribution, age, and origin. *Science*, 210: 895-897.
- Pollack, J. B., J. Veverka, K. Pang, D. Colbarm, A. L. Lane & J. M. Ajello, 1978. Multicolor observations of phobos with the Viking lander cameras: Evidence for a carbonaceous chondritic composition. *Science*, 199: 66-69.
- Ringwood, A. E. & S. P. Clark, 1971. Internal Constitution of Mars. *Nature*, 234: 89-92.
- 斉藤正徳, 1978. 惑星の内部と進化. 小沼直樹・水谷仁編, 岩波地球科学講座 13, pp. 151-210. 岩波書店, 東京.
- Sandwell, D. T. & G. Schubert, 1992. Flexural ridges, trenches, and outer arc rises around coronae on Venus. *Jour. Geophys. Res.*, 97: 16069-16084.
- Schultz, P. H. & D. E. Gault, 1975. Seismic effects from major basin formations on the Moon and Mercury. *The Moon*, 12: 159-177.
- Smoluchowski, R., 1983. The interiors of the giant planet. *The Moon and the Planets*, 28: 1422-1449.
- Snyder, C. W. & V. I. Moroz, 1992. Spacecraft exploration of Mars. In Kieffer, H. H. *et al.*, eds., *Mars*, pp. 71-119. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Solomon, S. C. & J. W. Head, 1990. Lithospheric flexure beneath the Freyja Montes foredeep, Venus: constraints on lithospheric thermal gradient and heat-flow. *Geophys. Res.*

- Lett., 17: 1393-1396.
- 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.
- Stevenson, D. J., 1978. The outer planets and their satellites. The Origin of the Solar System, pp. 395-431. John Wiley & Sons, New York.
- Stevenson, D. J. 1982. Interiors of the giant planets. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 10: 257-295.
- Stevenson, D. J., 1989. Looking Ahead to Neptune. Sky & Telescope, May 1989: 481-483.
- Stevenson, D. J. & E. E. Salpeter, 1976. Interior models of Jupiter. In Gehrels, T. eds., Jupiter, pp. 85-112. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Stofan, E. R., V. L. Sharpton, G. Schubert, G. Bear, D. L. Bindschadler, D. M. James & S. W. Squyers, 1992. Global distribution and characteristics of coronae and related features on Venus: implications for origin and relation to mantle processes. Jour. Geophys. Res., 97: 13347-13378.
- Surkov, Yu. A., 1983. Studies of Venus rocks by Veneras 8, 9, and 10. In Hunter, D. M. eds., Venus, pp. 154-158. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- 鈴木敬信, 1991. 天文学辞典. 830 pp. 地人書館, 東京.
- Taylor, S. R., 1992. Solar System Evolution. 307 pp. Cambridge Univ. Press, New York.
- 天文年鑑編集委員会, 1995. 天文年鑑 1996年版. 276 pp. 誠文堂新光社, 東京.
- Thomas, P., J. Veverka & T. Duxbury, 1978. Origin of the grooves on Phobos. Nature, 273: 282-284.
- Turcotte, D. L. & G. Schubert, 1982. Geodynamics. Applications of Continuum Physics to Geological Problems. 450 pp. John Wiley & Sons, New York.
- Veverka, J., P. Helfenstein, B. Hapke & J. D. Goguen, 1988. Photometry and polarimetry of Mercury, pp. 37-58. Univ. of Arizona Press, Tucson.
- Wilford, J. N., 1990. Mars Beckons. (日本語訳)火星に魅せられた人びと. 1992. 295 pp. 高橋早苗訳, 河出書房新社, 東京.
- Wilson, A., 1995. Jane's space directory, 1995-1996. 11th ed. 555 pp. Jane's Information Group, Surrey.

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)を参考にされている。

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	¹²⁹ Xe/ ¹³² Xe	~1
		CO ₂	0~2				
		(Sea H ₂ O : 3 · 10 ⁷ Pa)					
		(Limestone CO ₂ : 5~10 · 10 ⁶ Pa)		H ₂ , O ₃ , Xe, NO, H ₂ SO ₄			
				CO	0.07	D/H	(9 ± 4) · 10 ⁴
				H ₂ O	0~0.03	¹² C/ ¹³ C	90 ± 5
				Ne	2.5	¹⁴ N/ ¹⁵ N	170 ± 15
				Kr	0.3	¹⁸ O/ ¹⁶ O	490 ± 25
				Xe	0.08	³⁶ Ar/ ³⁸ Ar	5.5 ± 1.5
Mars	700	O ₂	0.13	O ₃	0.04~0.2	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	3000 ± 500
						¹²⁹ Xe/ ¹³² Xe	~2.5
				(Strat.) CO, NH ₃ , C ₂ H ₂ ,			
				C ₂ H ₆ , C ₂ H ₄ , C ₂ H ₆ , C ₂ H ₄			
				(Trop.) NH ₃ , H ₂ O, PH ₃ ,			
Jupiter	—			GeH ₄ , CO, HCN			
		H ₂	89.8 ± 2.0	(Strat.) CO, C ₂ H ₂ , C ₂ H ₆ ,			
		He	10.0 ± 2.0	C ₂ H ₄ , C ₂ H ₆ , C ₂ H ₄			
		CH ₄	0.196 ± 0.016	(Trop.) NH ₃ , PH ₃ , GeH ₄			
Saturn	—			GeH ₄ , CO, HCN			
		H ₂	96.3 ± 2.4	(Strat.) CO, C ₂ H ₂ , C ₂ H ₆ ,			
		He	3.3 ± 2.6	C ₂ H ₄ , C ₂ H ₆ , C ₂ H ₄			
Titan	1.496 · 10 ⁵	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		
		CH ₄	0.5~20	C ₂ H ₆	4		
Uranus	—	H ₂	0.5~1	C ₂ H ₂	2		
		He	85	(Strat.) C ₂ H ₂			
		He	15	(Trop.) NH ₃			
Neptune	—	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う離
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、手に入れら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 %が火成岩と變成岩で、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變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 (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 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

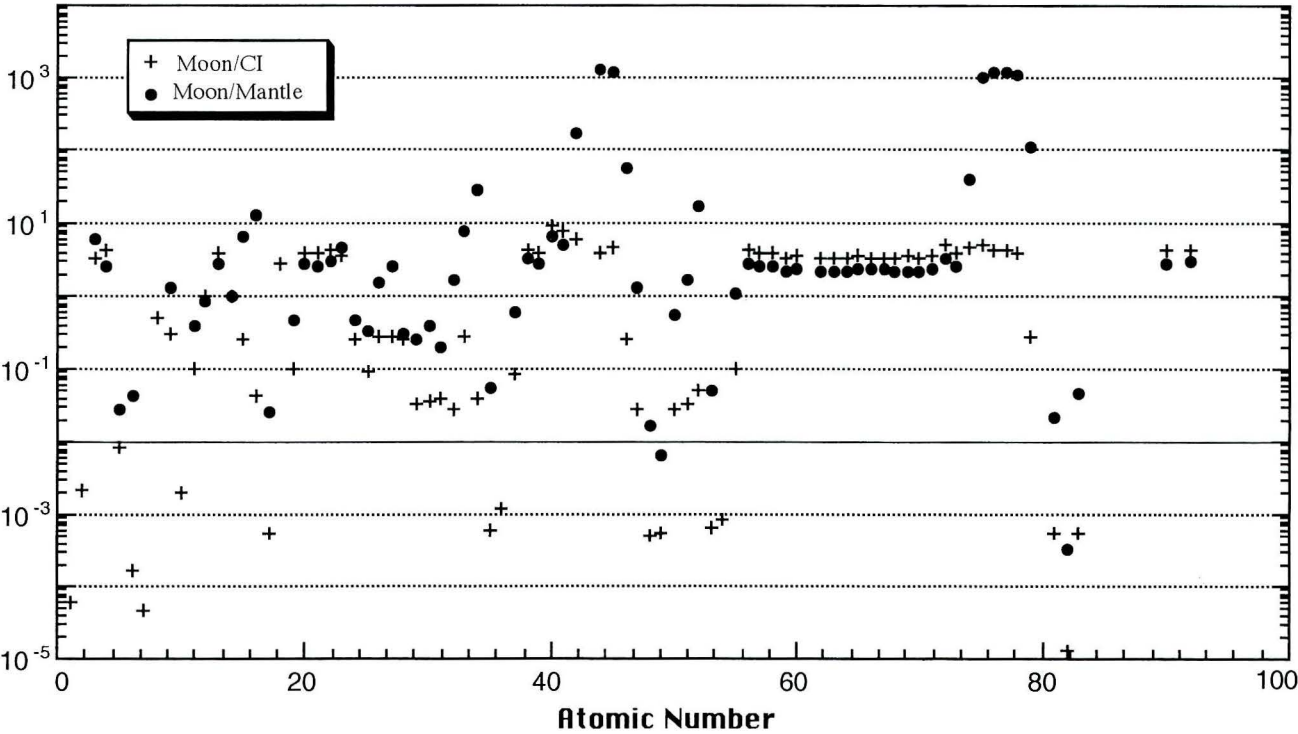


図 1. 月の化学組成とCIコンドライトと地球のマントルとの比較図。
月の化学組成をCI chondrite (Orgueil)と地球のMantleと比較したもの。データはGanapath and Anders (1974)、Ringwood (1991)による。

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

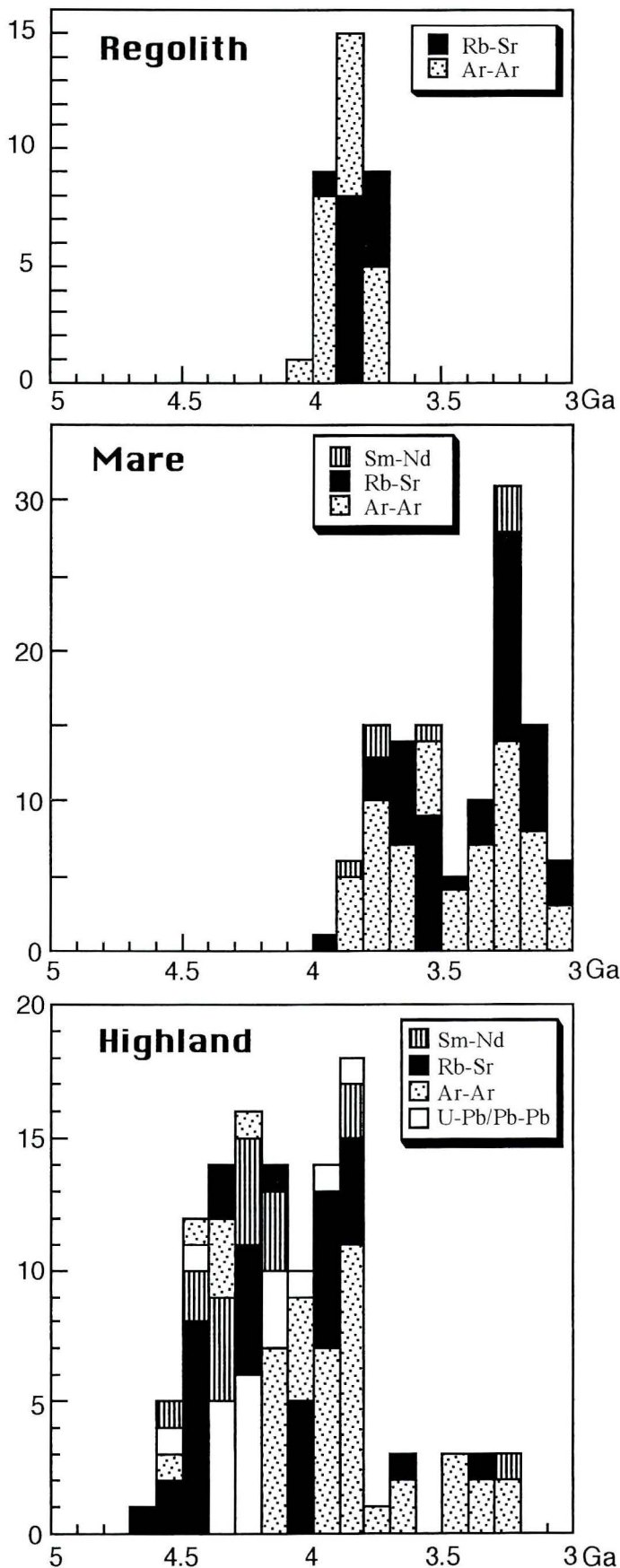


図 2. 月の岩石の形成年代の頻度図。

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、nakhilite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に特别多い。斜方輝石はEETA79001Aに認められるだけである。shergottiteは Al_2O_3 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。

nakhilite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。nakhilite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、 Al_2O_3 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、nakhilite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に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_2O_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_2O_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_2O	<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_2O_5	0.8
Sr	60 ± 30			100 ± 40							MnO	0.5
Y	70 ± 30			50 ± 30							Na_2O	1.3
Zr	<30			30 ± 20							Cr_2O_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 of 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H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ことができる。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	
Atomphere	-	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	-
Atomphere	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が熱の伝導性は良い。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.

箱根火山古期外輪山南東斜面の溶岩を切る碎屑岩脈

Clastic Dikes Intruded in Lavas in the Southeastern Slope of Hakone Volcano

今永 勇

神奈川県立博物館 (自然)

Isamu IMANAGA

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

Abstract. Clastic dikes intruded lavas and pyroclastic rocks in the southeastern slope of Hakone old somma. The clastic dikes are considered to be formed by the liquidization of water saturated pyroclastic rock. The earthquake shook water saturated pyroclastic rocks to become liquidised flow and it intruded the overlying lava and pyroclastic rocks.

Key words : Hakone old somma, Clastic dike, Liquidization

はじめに

地震発生時における液状化現象は、沖積平野でよく観察される。また考古学の発掘現場や土木工事現場で、液状化現象によりできた碎屑物の岩脈がしばしば観察され、歴史時代の地震の遺物として注目されることがある。しかし、陸上火山の火山岩分布地域で液状化現象が観察されたことはこれまでにあまり知られていないと思われる。今回箱根火山の南東山麓の岩石海岸で液状化現象により形成されたと思われる碎屑岩脈を発見した。この碎屑岩脈は、箱根古期外輪山の溶岩と碎屑岩の互層を切っており、火山碎屑岩と同質の碎屑物が岩脈となっている。この短報の調査にあたりご支援を頂いた内田智雄氏、田代友則君に謝意を表す。

碎屑岩脈

箱根火山は、第四紀更新世中期のおよそ 50 万年前から現世まで活動した陸上火山である。その南東山麓は相模湾に面し、箱根火山古期外輪山の輝石安山岩質溶岩流が早川から石橋、米神、根府川、真鶴にいたる南北 10 km にわたる海岸線を構成している (久野, 1966)。海岸線は、海崖をなし、崖の高さは、ところによって 40 m 以上に達する。海崖の下に海岸線に沿って国道が走っている。小田原市米神は、箱根火山の溶岩流斜面を刻んだ谷の谷口にできた漁港である。漁港からおよそ 200 m 北で国道から海岸に降りた地点に、海食溶岩台地が海側におよそ 100 m 張り出した所がある。この海へ張り出した海食溶岩台地は魚釣りの好ポイントにもなっている。この海食溶岩台地の国道寄りの部分に溶岩流を切る碎屑岩脈を見いだした (図 1)。

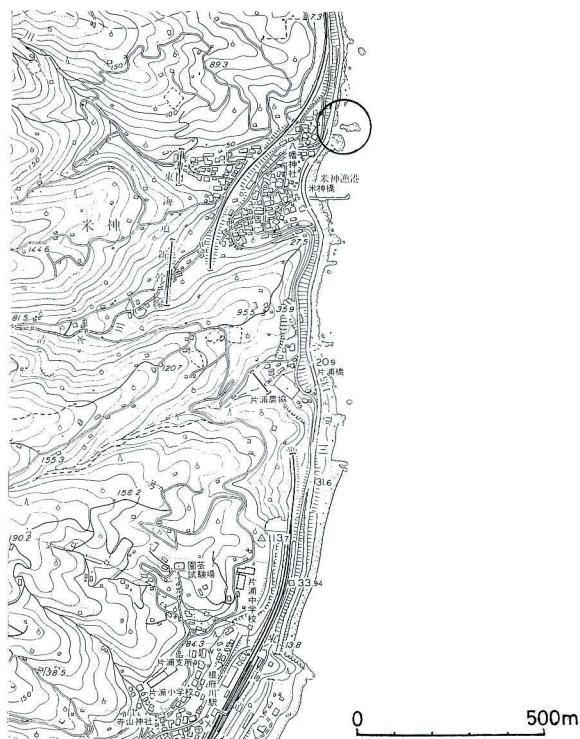


図 1. 小田原市米神, 岩石海岸の調査地点。

海へ張り出した海食溶岩台地は、厚さ 8 m 以上の溶岩流からなり、国道から東に向かって緩傾斜している。溶岩流の下に、火砕岩層があり、その下にクリンカーをとめた溶岩がある。溶岩流は、塊状で斑晶質の普通輝石紫蘇輝石安山岩からなる。溶岩流の下にくる火砕岩層は、厚

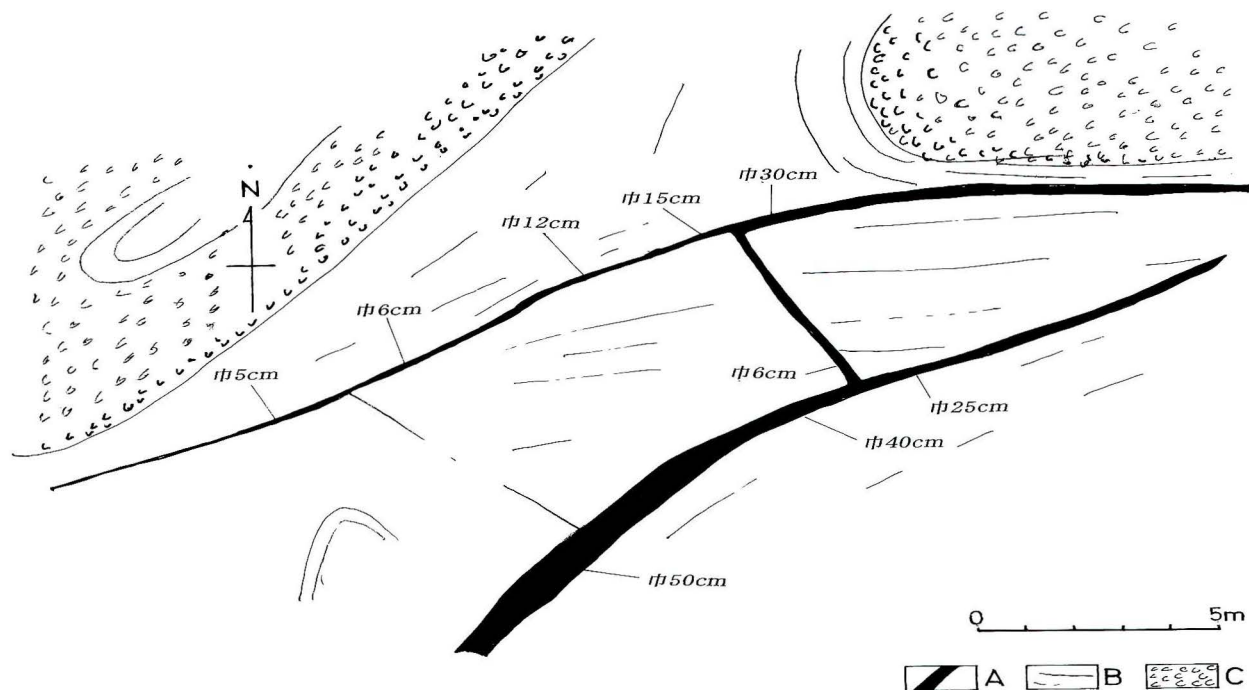


図2. 溶岩流を切る碎屑岩脈のスケッチ. A: 碎屑岩脈; B: 溶岩流表面; C: 火山碎屑岩.

さ2~3mで、その上部は、赤色の火山灰層で、下部は、溶岩のクリンカーである。火砕岩層の下にくる溶岩流は、厚さ2~3mでクリンカーをとめない、溶岩の流れた構造が認められる。

海食溶岩流台地は、海へ約100m張り出しているが、国道から約20mの間は、波の浸食を強く受けて低くなっている。低くなっているところは、上部の溶岩流とその下の火砕岩層を一部欠いている。碎屑岩脈は、この溶岩台地が低くなっているところから西側にあり、碎屑岩脈は、下部の溶岩流とその上のクリンカーからなる層を貫いている。

碎屑岩脈は、およそ3から5mの間隔を置いて、ほぼN40EからN60E方向に3本確認できた。また碎屑岩脈は、溶岩流を切って垂直に貫入している。碎屑岩脈の幅は、最大で50cmで、延長方向に薄くなり消滅する。碎屑岩脈の方向は、N40~60E方向に屈曲しながら延びている。最も長いものは、12mにわたる(図2)。また、観察した垂直方向の伸びは2m以上である。碎屑岩脈の構成物は、火山碎屑岩のcobble size角れきとgranule sizeの同質の碎屑物であり、固くしまっている。碎屑岩脈に取り込まれて

いる角れきは、火山碎屑岩のクリンカーれきと同種である。碎屑岩脈の一部は、溶岩流の上位のクリンカーからなる火山碎屑岩を切っている。碎屑岩脈は、海に突出している最上部の厚さ約8mの溶岩流は切っていない。

成因の推定

溶岩流を切る碎屑岩の岩脈は、海岸の岩礁のごく狭い範囲に観察されたものであるが、その成因は、溶岩流より下にある火砕岩層が液状化し、上位の比較的薄い溶岩流を貫いたものであると考えることができる。また平野部で見られる地震動により液状化して地表に噴出する現象が火山岩地域に起きたものであると推定される。地震動にゆすられて溶岩流に割れ目が生じ、溶岩流の間に挟まれていた水に富んだ火山碎屑物が、地震動により液状化して、溶岩流の裂け目を上昇し、碎屑岩脈を形成したものと推定される。碎屑岩脈の固結度が高いことから、最近の時代にできたものではないと推定される。

文 献

久野 久, 1966. 熱海図幅地質説明書, 141 pp. 地質調査所, 場所.



図3. 左上:小田原市米神の溶岩流台地。碎屑岩脈は、写真右側の低い部分に発達している;右上:碎屑岩脈、写真中での最大幅30 cm。枝分かれている部分;左下:碎屑岩脈、火山碎屑岩を貫いている部分;右下:碎屑岩脈、溶岩流を貫いている部分

東京都昭島市前期更新統平山層から産出した *Stegodon* sp. の肩甲骨と上腕骨について

Isolated Scapula and Humerus of *Stegodon* sp. from the Early Pleistocene of Hirayama Formation in Akishima City, Tokyo

樽 創

神奈川県立博物館(自然)

Hajime TARU

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

Abstract. A proboscidean scapula and humerus were found in the Early Pleistocene Hirayama Formation by the Tama river in Akishima City, Western Tokyo. The bones belong to two individuals of slightly different size. Species of *Stegodon* and *Palaeoloxodon* have been reported in the Early Pleistocene of Japan. This study explores the possibility of distinguishing *Stegodon* and *Palaeoloxodon* on an isolated scapula or humerus. The results suggest that the two specimens can be identified as *Stegodon* sp.

Key words: *Stegodon*, *Stegodon aurorae*, *Palaeoloxodon naumanni*, scapula, humerus

はじめに

東京都昭島市の多摩川河床から、保存の良い長鼻類の肩甲骨と上腕骨が産出した。上腕骨は1980年頃に、肩甲骨は1992年に発見された。産出地点はJR八高線の鉄橋付近である。両標本はほぼ同じ層準から産出したが、関節の大きさが合わないことから別個体のものである。

長鼻類の同定は、これまでおもに臼歯または頭骨によってなされてきた。そのため、臼歯または頭部以外の部位が産出した場合、産出した層準から同定を行うことが多かった。本報告では、わずかではあるが、*Stegodon* 属の体骨格の特徴を明らかにし、産出年代だけに左右されない同定、また生息年代のより正確な推定が行えるよう、合わせて検討した。

標本は産出層の形成年代から判断すると *Stegodon* 属に属すると推定された。そのため、国内で数多く産出している *Palaeoloxodon* 属 (*Palaeoloxodon naumanni*) の肩甲骨および上腕骨と比較検討をした。その結果、産出した標本はどちらの標本も *Stegodon* 属に属することが明らかになった。

なお、本標本は、東京都立高尾自然科学博物館に所蔵されている。

産出地付近の地質概説

肩甲骨は、東京都昭島市の多摩川にかかる JR 八高線の鉄橋より上流、上腕骨は下流の河床から産出した (Fig.1)。産出層は上総層群平山層で、岩相は細粒砂層である。またこの付近からは、これまでにヒゲクジラ類 (昭島市地学研究会, 1966)、歯クジラ類、シフゾウ (Otsuka and Hasegawa, 1976)、魚類などの脊椎動物、海棲の軟体動物化石、砂管などが発見されている。

上総層群は主に堆積相によって層区分されている。東京都西部では菊地 (1991) により、下位から大矢部層、平山層、連光寺層という層序がたてられている。これまで、化石の産出したあたりの上総層群の絶対年代は、約100万年前後のものと考えられていた。しかし、連光寺層下部に挟在する堀内タフの絶対年代が、フィッシュントラック法によると約150万年である (菊地, 1991)。このことから、この地域の上総層群の年代は、これまで考えられてきた年代よりも約50万年古いと推定される。

標本の記載

Order PROBOSCIDEA ILLIGER, 1811

Family Stegodontidae YONG-HOPWOOD, 1935

Genus *Stegodon* FALCONER & CAUTLEY, 1847*Stegodon* sp.

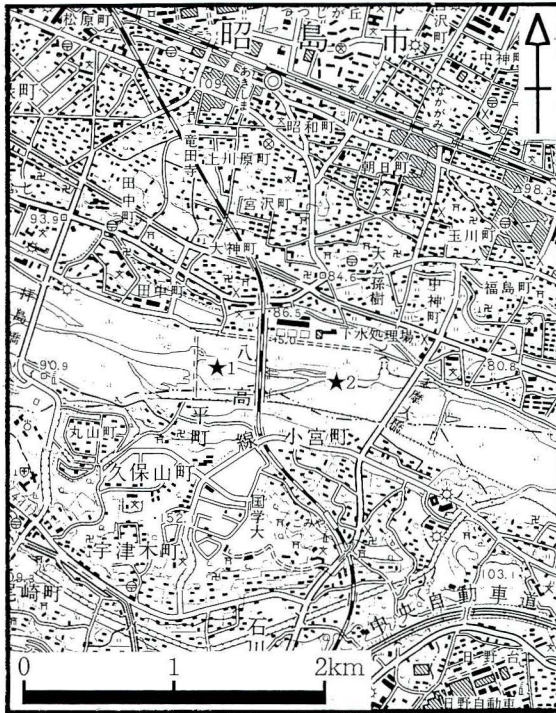


Fig. 1. Locality of the scapula(★1) and the humerus(★2).

1. 標本 左肩甲骨: T N M -100 (Plate 1)

T N M: 東京都立高尾自然科学博物館

本標本は、棘上窩と肩甲骨の一部のを欠損しているほかは、ほぼ完全である。

・背側面観

前縁は近心側が破損しており、関節窩から緩いS字状の曲線を描き近心へ伸びる。後縁は緩やかな円弧を描く。背縁は中央で直線状で、背角付近でくの字状に曲がり、また後角に近づくにつれ緩く腹側に曲がる。肩甲骨は中央部にわずかに破損が見られる。肩峰はよく発達する。また肩甲骨結節の発達が目立つ。棘上窩、棘下窩ともに発達するが、棘上窩については遠心側で、発達が悪い。

・肋骨面観

肩甲骨下窩は、浅く広い。鋸筋面は発達する。また、骨の表面にフジツボ類の付着痕が多数見られる。

・前方面観

前縁は薄い。肋骨面は背側に比較的山形に凸に反り、肩甲骨下窩を作る。肩甲骨は背角からなだらかに隆起した後、直線状に関節窩に向かって伸びる。棘下窩は中央が最も薄く、縁に近づくにつれ厚くなる。

・腹端面観

肩甲骨は遠心側または近心側から見るとほぼT字型を示す。肩甲骨と棘下窩のなす角度は約70°である。関節窩は前方の幅が狭い楕円形を示し、中央には靱帯の付着部が見られる。

2. 標本 右上腕骨: T N M -101 (Plate 2)

近心側に破損があり、その後の接着も正確ではないが、全体の形態に大きな影響はない。

・前方面観

内側縁は緩い背側に凸の曲線を描く。大結節は前面および外側を破損している。大結節稜の近心側を大きく欠如する。外側上顆および外側上顆稜は良く発達する。鈎突窩は遠心側内側を頂点とする三角形を示す。上腕骨滑車は前面をやや欠損している。上腕滑車は内側が外側よりも明らかに大きい。

・内側面観

全体に真直ぐで大きな反りは見られない。上腕骨頭は半円形を示し、後方に傾いている。前面は緩い曲線を描く。内側上顆の筋粗面は発達する。骨体中央よりやや近心側に筋粗面が見られる。

・後方面観

外側上顆稜が発達している。外側上顆稜から近心に、骨体の中心を通る稜が発達する。肘頭窩は深く内外方向に長い楕円形を示す。三角筋粗面が観察できる。

・外側面観

外側上顆稜は直線状で厚く、後方に倒れている。三角筋粗面は発達している。上腕筋溝は広い。

比較・考察

これまで長鼻類化石の体骨格の比較はあまり行なわれていないが、*P. naumanni*でその特徴がいくつか報告されている (Hasegawa, 1972; 長谷川・蟹江, 1971; 亀井, 1978; 小泉他, 1990; 古脊椎動物グループ, 1975; 間島, 1987; 日本橋ナウマンゾウ研究グループ, 1981; 野尻湖哺乳類グループ, 1980; 高橋・野苅家, 1980; 樽野, 1988b 等)。これらの報告では *P. naumanni* と *Elephas maximus*, *Loxodonta africana*, *P. antiquus* との比較が行なわれている。本研究では、肩甲骨、上腕骨を *Stegodon* 属内の数種と *P. naumanni* と比較し、その形態の違いを明らかにした。それぞれ報告された論文の図の複写、または図版からトレースし、比較した。そのため、TNM-100, 101と比較できる面が限られている。

1. 肩甲骨 (Fig. 2)

日本産の長鼻類の肩甲骨化石は保存状態がよいものが数少ない。特に棘下窩、棘上窩、肩甲骨がそれぞれ完全な標本は神奈川県横須賀市大木根標本、同県藤沢市天岳院下標本、東京都中央区日本橋浜町標本の報告があるだけである。これらはいずれも *P. naumanni* の標本である。肩甲骨の属または種における比較はこれまで余りされていなかったが、長谷川 (1972) では *P. naumanni* の肩甲骨が *P. antiquus* に似ている、としている。また野尻湖哺乳類グループ (1987) は、*P. naumanni* の肩甲骨の特徴をいくつかを挙げている。しかし、これらは *Palaeoloxodon* 属の亜種または種間の比較であって、他の属との比較はほとんど行なっていない。

Stegodon huanghoensis (黄河象研究小組, 1975): 右肩甲骨 (鮮新世後期)

S. huanghoensis は大型の *Stegodon* で、TNM-100 とはその大きさが異なる。肩甲骨がよく発達している。棘上窩はTNM-100では破損しているため正確な比較は

困難である。しかし、残存部から判断すると、T N M-100 と *S. huanghoensis* ではほぼ同程度の発達が予想される。肩甲骨全体の面積に対する棘下窩の占める割合は、T N M-100 がやや大きいようである。後縁は *S. huanghoensis*, T N M-100 とともに直線状であるが、外側縁はでは緩くカーブし、円弧状になっている。*S. huanghoensis* の肩甲棘は肩峰が破損している。しかし、T N M-100 も *S. huanghoensis* も肩甲棘結節は肩甲棘全体の比較的中心に位置する。肩甲棘の前縁は比較的直線的で肩甲棘の近心側と肩峰の先端を結んだ線よりも後方に凸とならない。この点は両標本で一致する。肩甲棘を遠位側から見ると T N M-100 ではほぼ T 字なのに対し、*S. huanghoensis* はやや Y 字を示す。肩甲棘と棘下窩のなす角度は両標本とも約 70° である。関節窩は *S. huanghoensis* で前方をわずかに破損しているが、両標本ともその形状は楕円形に近く、ほぼ中央で内外側方向にわずかにくびれており、非常に良く似ている。

Stegodon aurorae (坂本ほか, 1988): 左肩甲骨 (前期更新世)

埼玉県狭山市で発見された本標本は、肩甲棘、棘上窩、棘下窩を欠損しているが、臼歯と一緒に産出した数少ない *S. aurorae* の肩甲骨の一つである。

関節窩は *S. huanghoensis* 同様やや楕円で、中央がわずかにくびれており、T N M-100 と良く似ている。狭山標本では棘下窩がほとんど欠損しているため、全体の形態については比較できない。しかし、関節窩から比較的なめらかに外縁が伸びている点は、T N M-100 と似ている。また、前方から見ると緩く外側に反っているのが観察できる。この反りの状態や、反りの最も強い部分がほぼ中央にあることは、T N M-100 も同様である。

Palaeoloxodon naumanni (長谷川・蟹江, 1971): 左肩甲骨

神奈川県横須賀市大木根で発見された標本で、棘上窩の一部を破損しているが、ほとんど完全な標本である。

棘上窩は近心では大木根標本が発達するが、遠心では同程度の発達と思われる。肩甲骨全体の面積に対する棘下窩の占める割合は、T N M-100 の方が大きい。後縁は大木根標本では関節窩から強い角度で後方に曲がり、それから直線状に後角に伸びる。T N M-100 では緩い円弧状である。背縁は大木根標本は緩い S 字状のカーブを描くが、T N M-100 は直線状である。後角は T N M-100 よりも非常に遠心に位置している。肩甲棘の保存は良い。肩峰の先端が T N M-100 よりも前方を向き、曲がった形状を示す。また、肩甲棘結節がやや遠心に位置する。肩甲棘の前縁は T N M-100 よりも強く湾曲し、近心側と肩峰の先端を結んだ線よりも後方に凸となる。肩峰は明らかに T N M-100 が発達している。遠心側から見ると両標本とも T 字状だが、T N M-100 の方が肩峰が張り出している。T N M-100 よりも関節上結節が発達する。関節窩は長方形で中央のくびれも弱く、T N M-100 と大きく異なる。前後方向から観察できる腹側の反りは、T N M-100 に比べて弱く、山型ではなく緩い弧状である。

Palaeoloxodon naumanni (亀井, 1978): 右肩甲骨 (中期更新世)

北海道忠類村から産出した肩甲骨化石は左右両側がそろっている。そのうち変形、破損が少ない右肩甲骨で比較を行なった。

標本は背縁、後縁、肩甲棘が破損している。棘上窩は非常に狭く、T N M-100 よりも発達の程度は悪い。前縁は関節窩から肩甲頸で強くくびれたのち、ほとんど直線的に近心へ伸びている。緩く S 字を描く T N M-100 とは異なる形態をしている。関節窩は変形はしているもののほぼ長方形を示し、T N M-100 とは異なる。関節状結節は良く発達している。

Palaeoloxodon naumanni (高橋・野苺家, 1980): 右肩甲骨 (後期更新世)

神奈川県藤沢市渡内天岳院下から産出した標本で、内側が大きく破損し、肩甲棘結節にも破損が見られる。

棘上窩は近心側が破損しているが、発達の程度は他の *P. naumanni* の標本と同程度と思われる。棘下窩は残っているものの完全ではなく、その発達の程度ははっきりとは分らない。前縁は半分以上破損しているが、残存部を見ると関節窩からすぐに凹み、それから直線状に伸びている。T N M-100 では緩く S 字を描く。後縁は比較的なめらかな弧を描いている。しかし T N M-100 よりもその曲率は高い。肩甲棘は近心側と肩甲棘結節を破損している。肩峰の発達は明らかに T N M-100 が発達している。残存部では正確な比較は出来ないが、肩甲棘前縁は近心側と肩峰の先端を結んだ線よりも後方に凸である。T N M-100 よりも関節上結節が発達する。

Palaeoloxodon naumanni (日本橋ナウマンゾウ研究グループ, 1981): 左肩甲骨 (後期更新世)

東京都中央区日本橋浜町から産出した標本はいずれも状態がよく、その数も多い。この肩甲骨も同様で、前縁をやや破損しているものの、ほぼ完全といえる。

棘上窩は良く発達し、T N M-100 よりも全体の面積を占める割合は大きい。棘下窩の発達は T N M-100 と同程度と思われる。前縁は関節窩から一度強く曲がった後、直線的に背角に伸びる。後縁は関節窩から強く曲がった後、後方に直線的に伸びる。背縁は中央で遠心に凸、後方で背側に凸となり、全体に緩い S 字を描く。肩甲棘は前縁の湾曲が T N M-100 よりも強く、起点と終点を結んだ線よりも後方に凸となる。肩峰は欠損しているとあるが、Plate 上で見る限り、T N M-100 の方が発達している。関節上結節がよく発達している。

Palaeoloxodon naumanni (長谷川ほか, 1982): 左肩甲骨 (後期更新世)

高橋・野苺家 (1980) で報告された標本と同じ神奈川県藤沢市渡内天岳院から産出した。産出地点も近く、標本の大きさも同程度であり、同一個体と見られる。本標本は、棘上窩の近心と肩甲棘の遠心に破損が見られるが、ほぼ完全な標本である。

棘上窩は T N M-100 よりも発達しているようである。

棘下窩は良く発達していて、肩甲骨全体に対し占める割合はT N M -100と同程度である。前縁はT N M -100に比べ直線的である。特にT N M -100に見られる肩甲骨頂での湾曲は見られない。後縁はT N M -100よりもやや強く曲がり、それから直線的になる。大木根標本と似た形態である。背縁はわずかに遠心に凸である。肩甲骨前縁の湾曲はT N M -100よりも強く、近心と肩峰の先端を結んだ線よりも後方に凸となる。肩峰と肩甲骨結節の開きが大きいことが分かる。また大木根標本同様、肩峰が前方に開いた形態を示すが、肩峰そのものはT N M -100が発達している。T N M -100よりも関節上結節が発達する。

Palaeoloxodon naumanni (野尻湖哺乳類グループ, 1987): 右肩甲骨 (後期更新世)

長野県上水内郡信濃町野尻湖から産出した標本で、肩甲骨と棘上窩の一部を欠損するが、それ以外はほぼ完全な標本である。

棘下窩は関節窩との割合を見るとT N M -100が発達している。背側縁はほぼ直線状だが、わずかに背側に凸の形態を示し、T N M -100に似る。後縁は直線状で、T N M -100とは異なる。関節上結節が発達する。

2. 上腕骨 (Fig. 3)

日本産長鼻類の上腕骨化石も肩甲骨化石同様、完全な標本は数少ない (Hasegawa, 1972; 長谷川・蟹江, 1971; 亀井, 1978; 小泉, 1990)。とりわけ *Stegodon* 属についてはその報告例はわずかである (坂本他, 1988; 五日市ステゴドン調査団, 1980等)。

Stegodon huanghoensis (黄河象研究小組, 1975): 右上腕骨 (鮮新世後期)

輪郭は非常に似ている。*S. huanghoensis* で外側上顆稜がより発達しており、内側に傾いている。また、内側上顆が発達している。上腕滑車は、T N M -101は内側が大きい、*S. huanghoensis* では上腕滑車が内側外側でその大きさが大きく異ならない。また、上腕滑車の軸はT N M -101よりも内側に大きく傾く。近心側から見た上腕骨頭と大結節との位置関係は、ほぼ真横に位置する。

Stegodon trigonocephalus (Hooijer, 1955): 右上腕骨

S. huanghoensis 同様、一見よく似た形態をしている。しかし、上腕骨頭はT N M -101が発達している。また、外側上顆稜、内側上顆、上腕筋溝は *S. trigonocephalus* が発達している。

Stegodon cf. bombifrons (五日市ステゴドン調査団, 1980): 左上腕骨 (後期鮮新世)

東京都あきる野市 (発見当時は五日市町) から産出した標本で、産出層準は上総層群の基底部で、約200万年前と推定される。本標本はこれまで日本国内で産出している *Stegodon* 属の中で、最も大型の標本の一つである。上腕骨に関しては、左右両側が産出しているが、五日市ステゴドン調査団 (1980) の中では、左上腕骨の写真が掲載されている。

この標本とT N M -101を比較すると、大きさは大きく異なるものの、その輪郭はよく似ている。異なる点は、五日市産の標本の外側上顆稜がやや短く、内側上顆がやや発達している点である。

Stegodon aurorae (坂本他, 1988): 右上腕骨 (前期更新世)

埼玉県狭山市から産出した標本で、近位端が大きく欠損している。残存部を見ると、上腕滑車の内側が大きい点やその形態は非常によく似ていることがわかる。ただし、狭山市産の *S. aurorae* ではやや外側上顆稜が長い。

Palaeoloxodon naumanni (長谷川・蟹江, 1971): 左上腕骨 (中期更新世)

神奈川県横須賀市大木根から産出した標本で、変形が少なく、保存状態の良い標本である。T N M -101に比べ、全体に細長くスマートである。大結節が発達し、上腕骨頭は大結節よりも大きく後方に位置する。また、内側縁が強くカーブし、大結節稜が非常に発達する。そのため、上腕筋溝が発達する。さらに外側上顆稜、内側上顆も非常に発達する。上腕滑車は内側、外側とも、大きさの違いは小さい。近心側から見た上腕骨頭と大結節との位置関係は、大木根標本で前方に位置する。

Palaeoloxodon naumanni (亀井, 1978): 右上腕骨 (中期更新世)

北海道忠類村から産出した標本で、多少の変形は見られるものの、輪郭に大きな変化は見られないようである。左右両側が産出しているが、欠損部の少ない右上腕骨で比較を行った。

T N M -101との形態の違いは大木根標本と類似しているが、特に外側上顆稜と大結節が非常に発達している点の特徴的である。また、上腕骨体と上腕滑車の軸の成す角が大きく異なる。

Palaeoloxodon sp., cf. *naumanni* (小泉他, 1990): 左上腕骨 (中期更新世)

神奈川県横浜市緑区川和から産出した標本で、強い側方からの変形が見られるが、特徴は残している。左右両側が産出しているが、欠損部の少ない右上腕骨で比較を行った。

大結節、大結節稜、外側上顆稜などに発達が見られる点など、他の *P. naumanni* と非常に似ている。上腕滑車の内側と外側の大きさは変形のため明らかではない。

まとめ

T N M -100, 101 と *Stegodon* 属と *P. naumanni* との比較の結果、T N M -100, 101 とともに *Stegodon* 属に非常に近い形態を示し、*P. naumanni* との共通部分は見られない。以上の結果からT N M -100, 101 は *Stegodon* 属の肩甲骨と上腕骨と判断した。

また、T N M -100, 101 両標本の種同定は、上下の地層から *S. aurorae* と同定される標本が産出していること (Fig. 5), T N M -100 は、狭山市から産出した *S.*

*aurorae*と間接窩の形態が似ていること、間接上結節の発達が悪いこと、骨端の縫合が進んでいるなど幼齢の個体ではないのに小型であること、標本の産出した層準が更新世後期(約150万年前)であることなどから、*S. aurorae*と推定できる。

TNM-101の種同定については、内側上顆の発達が悪いこと、外側上顆稜が内側に傾かないこと、上腕滑車の内側が大きいこと、上腕滑車の軸と骨体の角度がそれほど開いていないことなど、*S. aurorae*と共通点が多い。また肩甲骨同様、小型であることと産出層準の年代から*S. aurorae*と推定できる。

さらに、これらの比較により、*S. aurorae*と*P. naumanni*、骨格の形態の違いがわずかではあるが、明らかになった。その結果をTable 1, 2にまとめた。

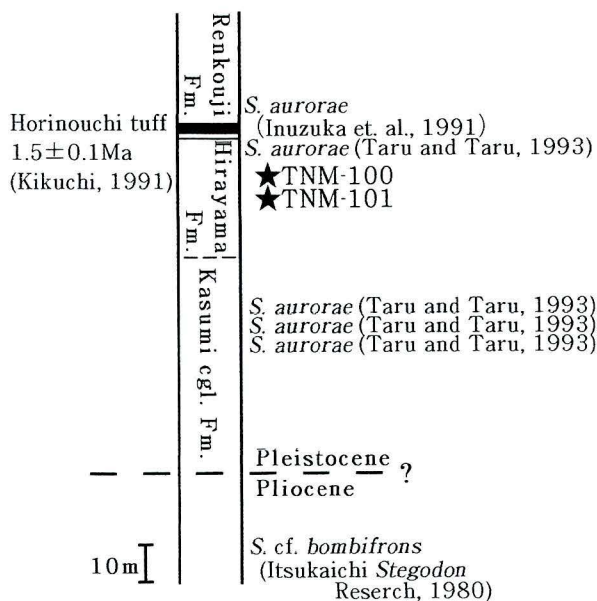


Fig. 5. Diagram plotting the stratigraphic occurrence of the described specimens and other species of *Stegodon* in Western Tokyo

おわりに

昭島市多摩川河床から産出した標本をもとに*S. huanghoensis*, *S. trigonocephalus*, *S. aurorae*, *P. naumanni*の肩甲骨、上腕骨について比較検討を行ったが、より安定した形質を検討するために、さらに数多くの標本を検討する必要がある。また、今後年齢における骨格の変化など、個体差や年齢差も現生鼻類の資料等からの検討が必要である。

謝辞

本稿は、筆者が横浜国立大学在学中に修士論文としてまとめたものに修正、加筆した。本稿を執筆するにあたり、横浜国立大学名誉教授の長谷川善和先生には終始多大なご指導と御助言をいただきました。神奈川県立博物館(自然)の中村一恵氏、国立科学博物館の真鍋 真博

士には有益な御助言をいただきました。樽 良平氏、東京都高尾自然科学博物館の新井二郎学芸員には標本提供の労をとっていただきました。これらの方々に記して厚くお礼申し上げます。

文 献

- 昭島市地学研究会編, 1966. アキシマクジラ調査概要. 昭島市教育委員会
- 長谷川善和・蟹江康光, 1971. 横須賀市大木根の宮田層産ナウマン象. 横須賀市博物館研, 18: 36-42.
- Hasegawa, Y. 1972. The Naumann's elephant, *Palaeoloxodon naumanni* (Makiyama) from the late Pleistocene of Shakagahana, Shodoshima Is. in Seto Inland Sea, Japan. Bull. Nat. Sci. Mus., 155: 513-581.
- 長谷川善和・松島義章・尾崎公彦, 1982. 藤沢市天岳院産の象化石と古環境. 横浜国立大学(教). 特別研究論集: 19-41.
- 五日市ステゴドン調査団, 1980. 東京都西多摩郡五日市町より出土したステゴドン象化石について. 文化財の保護, 12: 76-91.
- 亀井節夫, 1978. 忠類産のナウマンゾウ *Palaeoloxodon naumanni* (Makiyama). 地団研専報, 22: 345-355.
- 菊地隆男, 1991. 多摩川河床, アケボノゾウ切歯化石産出地の地質. 日野市ふるさと博物館紀要, 1: 25-42.
- 小泉明裕・松島義章・新井房夫, 1990. 横浜北部オン沼層下部層の長鼻類化石と古環境について. 神奈川県立博物館研究報告(自然科学), 19: 1-17.
- 黄河象研究小組, 1975. 黄河象. 科学出版社, 北京.
- 間島信男, 1987. ナウマン象の体幹・体肢骨関にする従来の研究について. 埼玉県立栗橋高等学校紀要, 1: 64-84.
- 日本橋ナウマンゾウ研究グループ, 1981. 日本橋浜町発見のナウマンゾウ化石について. 東京都埋蔵文化財調査報告, 8: 57-112. pls. 1-15.
- 野尻湖哺乳類グループ, 1980. 野尻湖層産のナウマンゾウ化石. 地質学論集, 19: 167-192.
- 野尻湖哺乳類グループ, 1987. 野尻湖層産の脊椎動物化石(1984-1986). 地団研専報, 32: 137-148.
- Otsuka H. and Hasegawa Y., 1976. On a New Species of *Elaphurus* (Cervid, Mammal) from Akishima City, Tokyo. Bull. Nat. Sci. Mus., 2 (3): 139-145.
- 坂本 治・町田瑞男・本間岳史・猪山 健・本名信一・島田賢舟, 1988. 埼玉県狭山市笹井産アケボノゾウ骨格化石の産出について. 埼玉県立自然史博物館研究報告, 6: 33-44.
- 高橋啓一・野村家宏, 1980. 藤沢市天岳院下より産出した脊椎動物化石(予報). 地質学雑誌, 86: 455-459.
- 樽野博幸, 1988b. 備讃瀬戸海底の脊椎動物化石—その1—長鼻類ほか. 備讃瀬戸海底産出の脊椎動物化石—山本コレクション調査報告—(倉敷市立自然史博物館編), 本文編: 11-61., 図録編: 1-148.
- 樽 創・樽 良平, 1933. 東京都西部の上総群大矢部泥岩層から産出した象化石について. 日本古生物学会 1993 年年会講演予稿集, 69
- 樽 創, 1993. 東京都西部から産出した古脊椎動物の古生物学的研究. 横浜国立大学教育学部修士論文.
- Taru, H. The comparison of scapula and humerus of *Stegodon aurorae* with *Palaeoloxodon naumanni*. Abstract of International Symposium on "Biogeography of Vertebrates in Indonesian Islands and Adjacent Area. Comparative Anatomy of Early Hominids and Other Mammals". (印刷中)

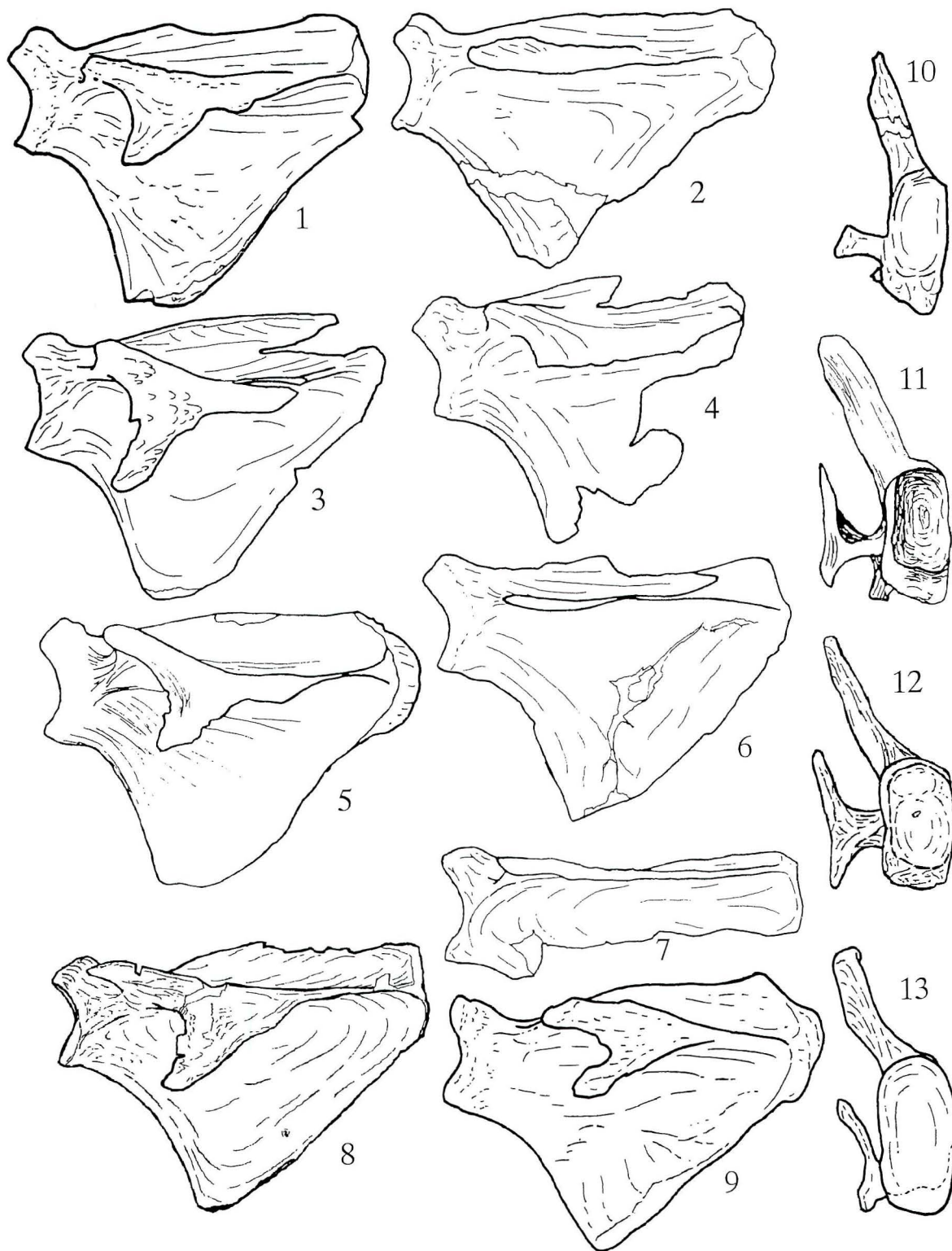


Fig. 2. Scapulae of *Stegodon* and *Palaeoloxodon naumanni*.

1: *P. naumanni* (Hamacho specimen); 2: *P. naumanni* (Churui specimen); 3: *P. naumanni* (Tengakuin specimen); 4: *P. naumanni* (Tengakuin specimen); 5: *P. naumanni* (Okine specimen); 6: *P. naumanni* (Nojiri-lake specimen); 7: *S. aurorae* (Sayama specimen); 8: *Stegodon* sp. (TNM-100); 9: *S. haunghoungensis*; 10: *P. naumanni* (Churui specimen); 11: *P. naumanni* (Okine specimen); 12: *S. sp.* (TNM-100); 13: *S. huanghoensis*. No. 2, 4, 6, 9, 10, 13 were reversed. All scaled to the size of TNM-100.

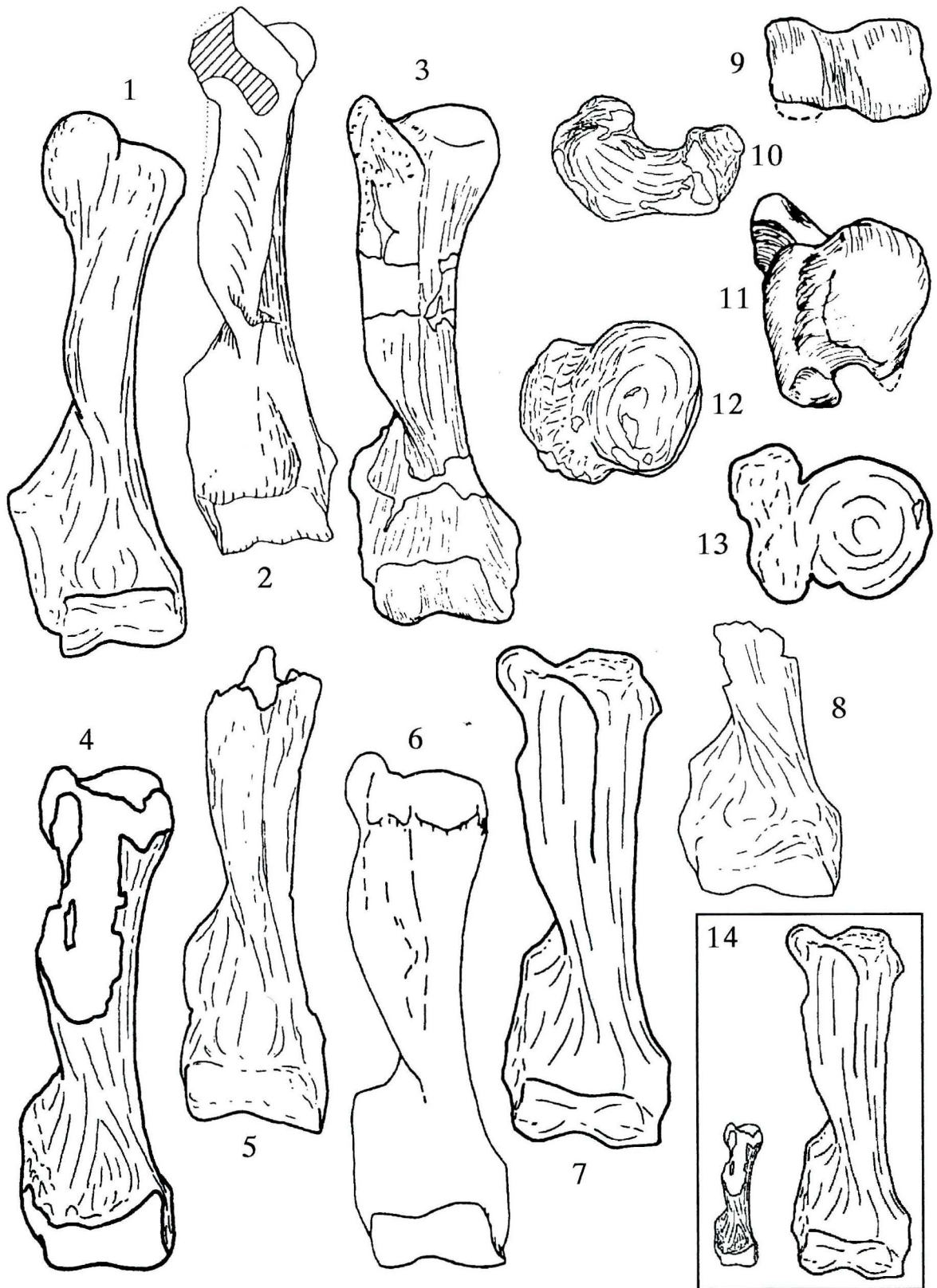


Fig. 3. Humeri of *Stegodon* and *Palaeoloxodon naumanni*.

1: *P. naumanni* (Churui specimen); 2: *P. cf. naumanni* (Kawawa specimen); 3: *P. naumanni* (Okine specimen); 4: *S. aurorae* (TNM-101); 5: *S. aurorae* (Sayama specimen); 6: *S. trigonocephalus*; 7: *S. huanghoensis*; 8: *S. cf. bombifrons* (Itsukaichi specimen); 9: *P. naumanni* (Okine specimen); 10: *S. sp.* (TNM-101); 11: *P. naumanni* (Okine specimen); 12: *Stegodon* sp. (TNM-101); 13: *S. huanghoensis*; 14, TNM-101(left) and *S. huanghoensis*(right). No. 2, 3, 8, 9, 11 were reversed. All scaled to the size of TNM-101, except for the two in the box (14): they are $\times 1/20$

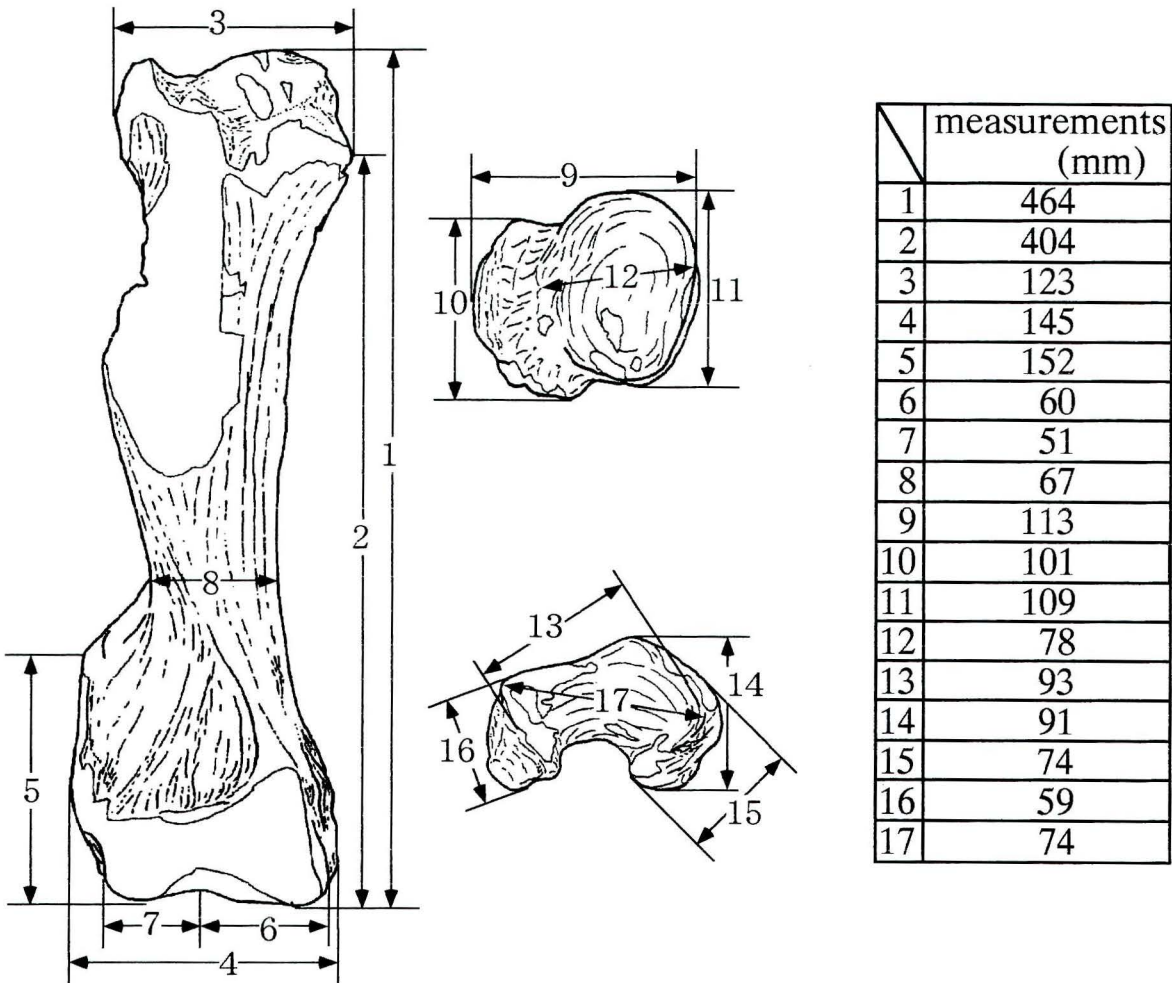
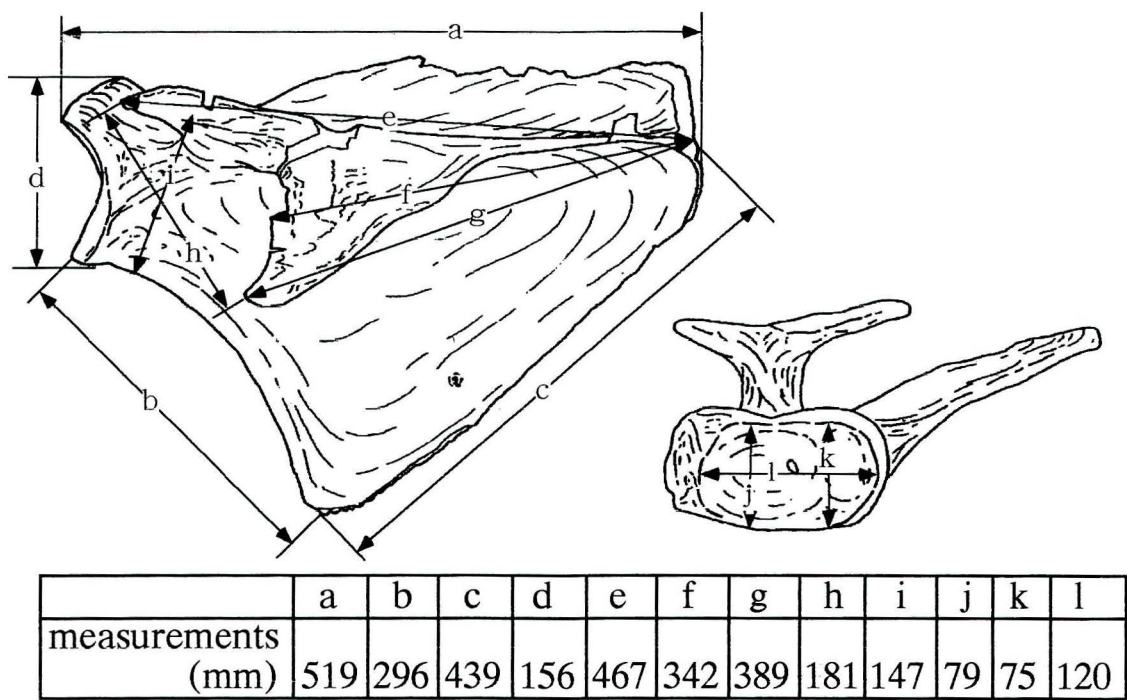
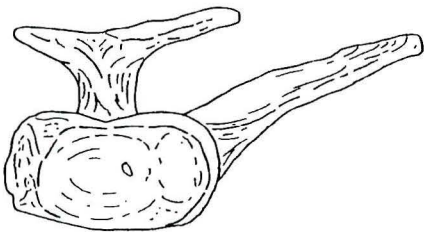
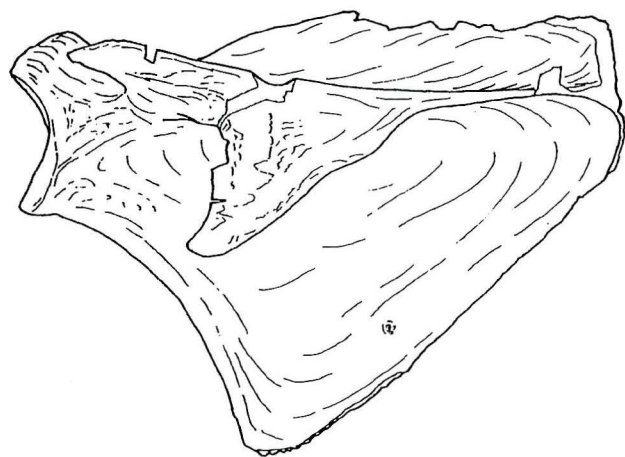


Fig. 4. Measurements(mm) of the scapula (TNM-100) and humerus (TNM-101).

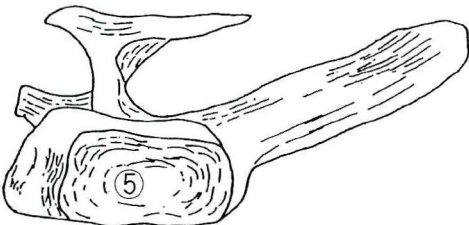
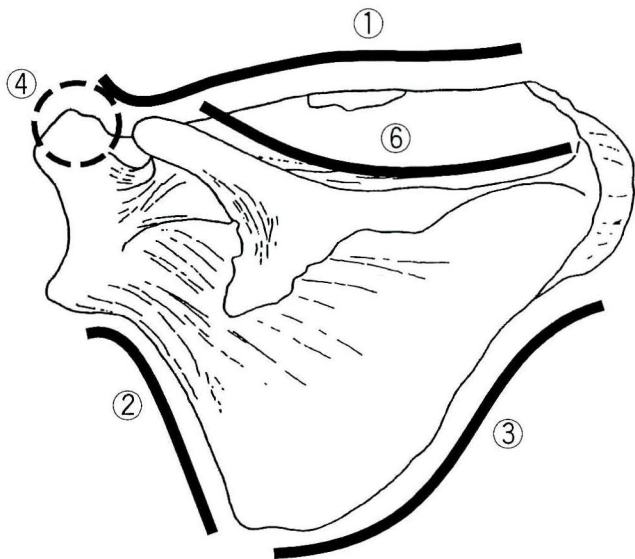
Table 1. Keys to distinguish *Stegodon* sp. from *Palaeoloxodon naumanni* on an isolated scapula.

scapula

		<i>Stegodon</i> sp.	<i>Palaeoloxodon naumanni</i>
cranial border	①	sigmoidal	straight
caudal border	②	straight	arched
vertebral border	③	straight	concave
supraglenoid tubercle	④	relatively less developed	well developed
glenoid cavity	⑤	elliptical	square
acromion process	⑥	straight	arched



Stegodon sp.
TNM-100

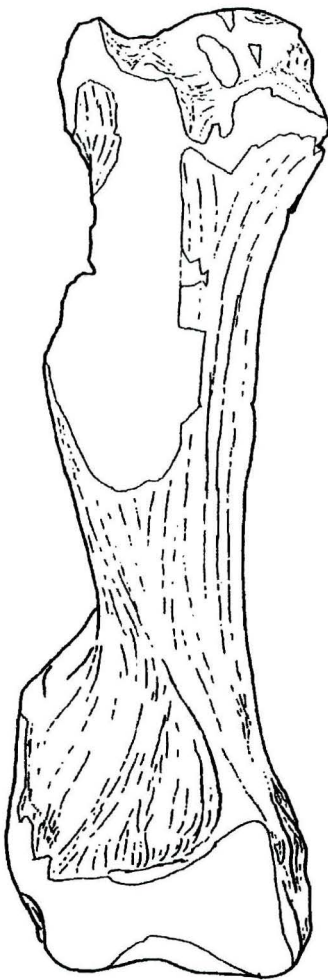


Palaeoloxodon naumanni
(by Hasegawa and Kanie; 1971)

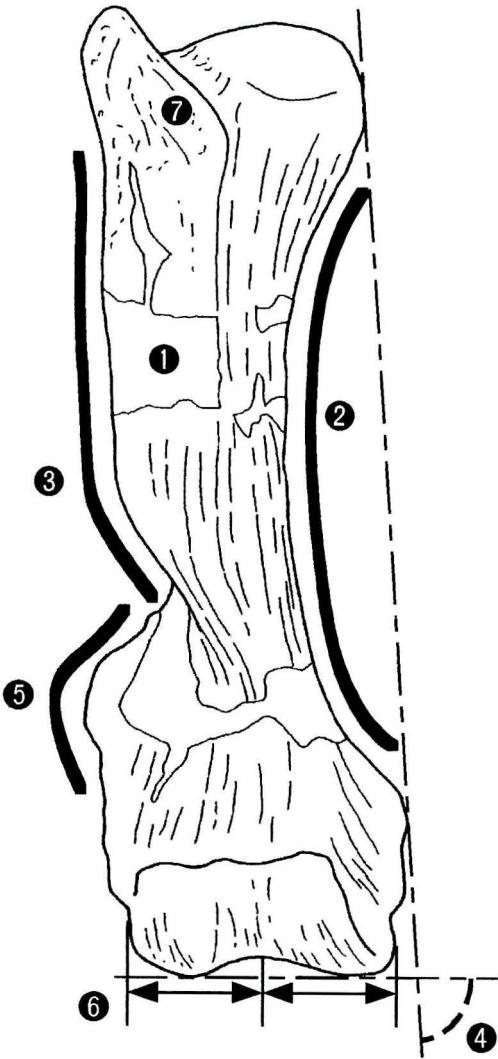
Table 2. Keys to distinguish *Stegodon* sp. from *Palaeoloxodon naumanni* (reversed) on an isolated humerus.

humerus

		<i>Stegodon</i> sp.	<i>Palaeoloxodon naumanni</i>
shaft	①	short, robust	long, slender
medial margin of shaft	②	straight	arched
deltoid crest	③	relatively less developed	developed
angle of trochle with shaft	④	$\geq 90^\circ$	$\leq 90^\circ$
lateral supracondyloid ridge	⑤	developed	well developed
epicondyle	⑥	medial lateral condyles in width	similarly-sized condyles
greater turbercle	⑦	relatively less developed	extended anteriorly to the humeral head



Stegodon sp.
TNM-101



Palaeoloxodon naumanni
(by Hasegawa and Kanie; 1971)

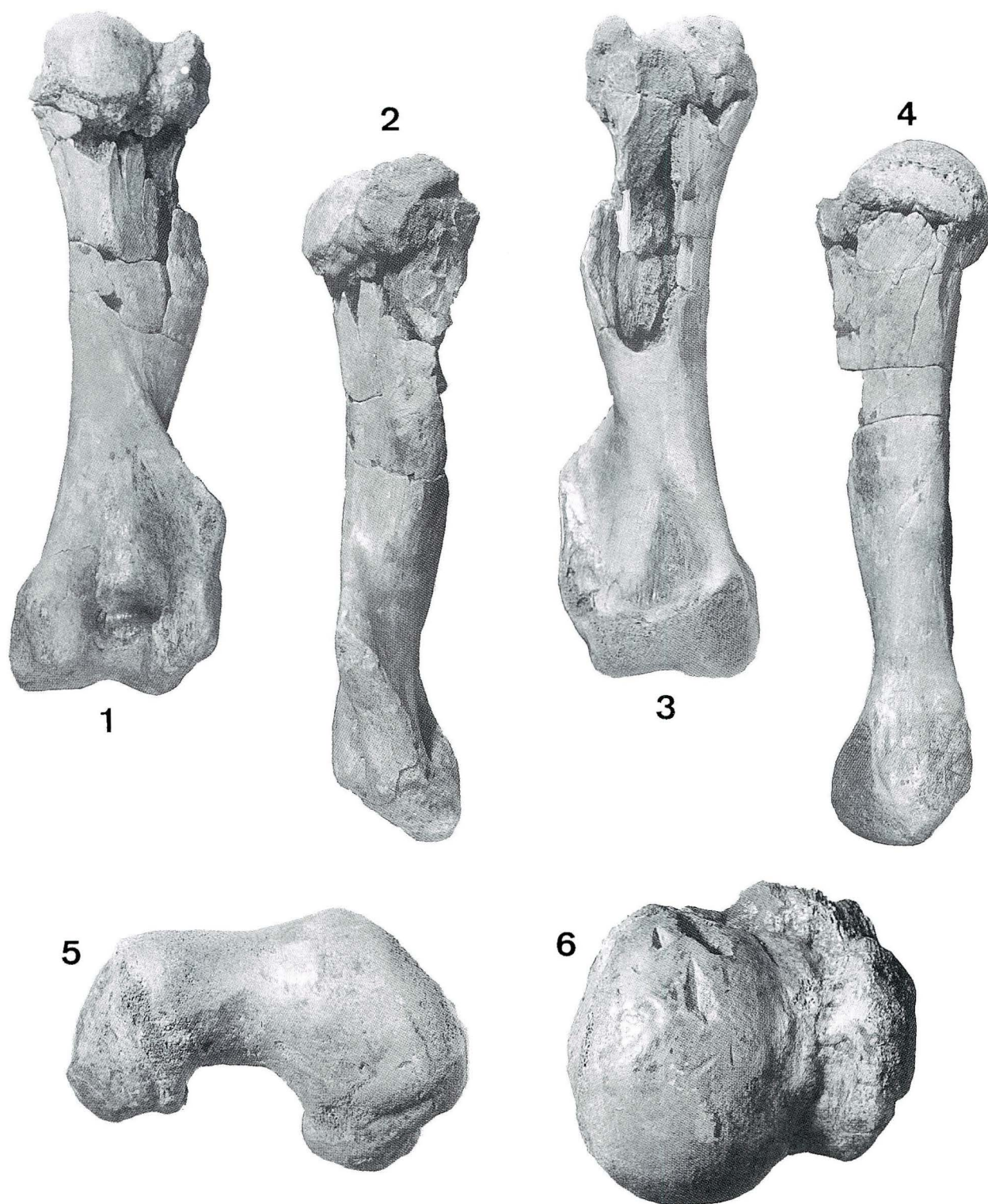


Plate 1. The scapula of *Stegodon* sp. (TNM-100). 1: lateral view ($\times 1/4$); 2: inner view ($\times 1/4$); 3: distal view ($\times 1/4$).

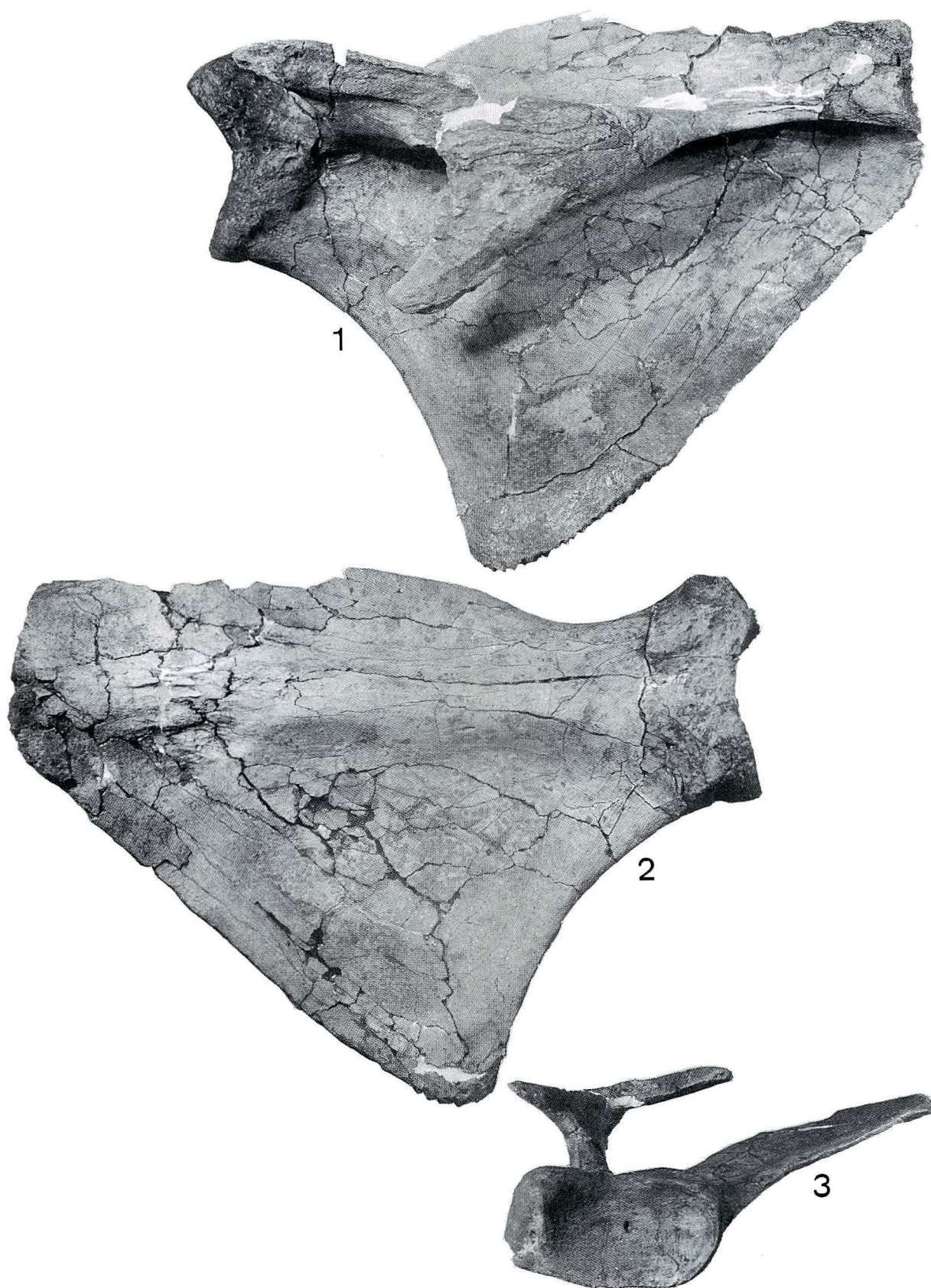


Plate 2. The humerus of *Stegodon* sp. (TNM-101). 1: caudolateral view ($\times 1/4$); 2: lateral view ($\times 1/4$); 3: dorsal view ($\times 1/4$); 4: medial view ($\times 1/4$); 5: distal view ($\times 1/2$); 6: proximal view ($\times 1/2$).

Chelon persicus, a New Species of Mullet (Perciformes: Mugilidae) from the Persian Gulf

ペルシャ湾から採集されたボラ科メナダ属の1新種

Hiroshi SENOU¹⁾, J. E. RANDALL²⁾ & Muneo OKIYAMA³⁾

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

2) Bernice P. Bishop Museum, P. O. Box 19000-A, Honolulu, HI 96817-0916, U. S. A.

3) Ocean Research Institute, University of Tokyo, 1-15-1 Minamidai, Nakano-ku, Tokyo 164, Japan

瀬能 宏¹⁾・J. E. RANDALL²⁾・沖山宗雄³⁾

1) 神奈川県立生命の星・地球博物館

2) Bernice P. Bishop Museum

3) 東京大学海洋研究所

ペルシャ湾から採集された7標本に基づき、新種 *Chelon persicus* を記載した。本種は以下の特徴により、容易に既知種から区別される。主上顎骨後方が鉤状に屈曲し、後端は閉口時に露出する。第2脊椎骨後方に1対の長い棘状神経間接突起がある。体は弱い櫛鱗に被われ、背鰭前方鱗の溝は不分岐である。胃の幽門部の筋肉はよく発達し、幽門垂は長短2葉に分離し、その数は3(短)+3(長)=6である。上唇前下縁に単尖頭の1次歯を備える。下唇は薄い縁状で前方へ向かう。脂鱗は痕跡的である。縦列鱗数は34~36(大部分が36)。鰓耙数は36~42+52~63=90~105。胸鰭には、基底部の銀色の半月形斑の他に特徴的な斑紋がない。

Abstract. *Chelon persicus* is described as a new species of mugilid fish from seven specimens collected in coastal waters of Qatar and Bahrain in the southwestern Persian Gulf. It is one of five species of the genus *Chelon* with both long and short unbranched pyloric caeca. It differs from all of these in having a pair of long, spine-like, neural postzygapophyses on the second vertebra. Other diagnostic characters: maxilla hooked downward at mouth corner; no adipose eyelid; scales weakly ctenoid, 34-36 in lateral series on body; predorsal scales with a single elongate groove; tiny monocuspid teeth on lower edge of upper lip; lower lip directed horizontally forward, the edge thin.

Key Words: *Chelon*, new species, Mugilidae, Persian Gulf

Chelon Röse, 1793 is the largest genus of the perciform fish family Mugilidae and the most difficult to classify. The species of this genus are found in European seas, along the western coast of Africa, and throughout the Indo-Pacific region.

Schultz (1946) revised the genera of the Mugilidae on worldwide base; he considered *Chelon* to be a valid genus on the basis of the morphology of the mouth including maxilla and teeth, and other characters such as the form of the adipose eyelid and scales. He regarded *Liza* Jordan et Swain, 1884, *Oedalechilus*

Fowler, 1904 and *Ellochelon* Whitley, 1930 as synonyms of the genus.

Thomson (1954) accepted Schultz' classification, in general, but stated that *Chelon* Röse is an unavailable name which is valid only from the time of Jordan and Evermann (1917). He regarded *Liza* as the valid name for the genus.

Trewavas and Ingham (1972) rejected Thomson's invalidation of *Chelon*. They pointed out that *Chelon* is an available name according to the International Code of Zoological Nomenclature of 1961, Art. 68d(i).

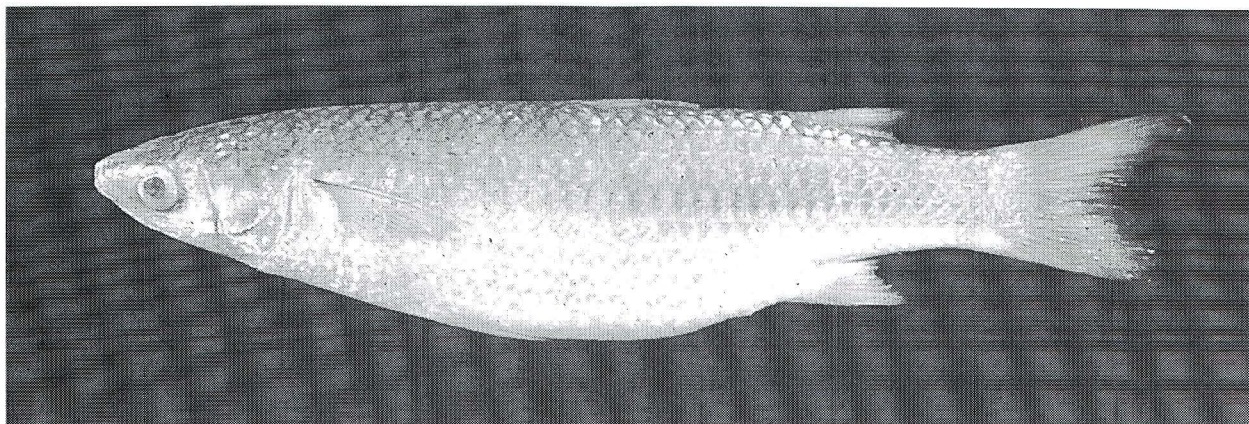


Fig. 1. *Chelon persicus*, KPM-NI0000380, holotype, 237.9 mm SL, Doha fish market.

Furthermore, they regarded both *Chelon* and *Liza* as valid. They characterized *Chelon* by having a thick upper lip bearing horny projections and/or ridges or papillae. They recognized the following four species in the genus: *C. labrosus* (Risso, 1826), *C. bispinosus* (Bowdich, 1825), *C. heterocheilos* (Bleeker, 1855) and *C. crenilabis* (Forsskal, 1775).

Senou (unpubl.) carried out a cladistic analysis of the interrelationships of this family regarding it as a perciform. He presented a new system of generic classification. *Chelon* is treated as a senior synonym of *Liza*. The first two of the four species of Trewavas and Ingham mentioned above were referred to *Chelon*, the last two to different genera.

In the present paper, we describe a distinct new species of *Chelon* (*sensu* Senou), which was recently collected from the coasts of Qatar and Bahrain, Persian Gulf.

Specimens of the new species are deposited in Bernice P. Bishop Museum, Honolulu (BPBM), Kanagawa Prefectural Museum of Natural History, Kanagawa (KPM-NI), and Department of Zoology, University Museum, University of Tokyo, Tokyo (ZUMT). Methods of counting and measuring follow Senou *et al.* (1987). The terminology of the jaw teeth follows Ebeling (1957). Osteological studies, including teeth, were made on one specimen (ZUMT 59485) stained in alizarin Red-S. Vertebrae and associated bones were examined with soft X-ray negatives. Lengths for specimens are given as standard length (SL).

Chelon persicus sp. nov.

(Figs. 1-4; Tables 1 and 2)

Holotype. KPM-NI0000380, ripe female, 237.9 mm, Doha fish market, Qatar, Persian Gulf, Dec. 24, 1989, coll. by S. Hara.

Paratypes. BPBM 21266-1 & -2, ripe female & ripe male, 248.8 & 247.3 mm, Bahrain fish market, Bahrain, Persian Gulf, Feb. 20, 1977, coll. by J. E. Randall, G. R. Allen and W. F. Smith-Vaniz; BPBM 29551, ripe male, 217.0 mm, Bahrain fish market, Bahrain, Persian Gulf, Nov. 19, 1983, coll. by J. E. Randall; ZUMT 59484, 200.6 mm, Doha fish market, Qatar, Persian Gulf, July 3, 1989, coll. by S. Hara; ZUMT 59485, 195.4 mm, July, 1989, coll. by S. Hara; ZUMT 59505, ripe female, 227.8 mm, same data as holotype.

Comparative materials.

C. saliens, 1 specimen, 144.0 mm. *C. richardsonii*, 5 specimens, 38.0-78.3 mm. *C. dumerili*, 3 specimens, 76.4-137.6 mm. *C. tricuspidens*, 2 specimens, 45.9 and 71.8 mm. *C. macrolepis*, 72 specimens, 129.7-281.7 mm.

Diagnosis.

Maxilla hooked downward at corner of mouth, its posterior tip reaching beyond corner of mouth and remaining exposed when mouth is closed; a pair of long, spine-like neural postzygapophyse on second vertebra; weak ctenoid scales on body; predorsal scales bearing a single elongate groove; stomach gizzard-like and biconical, bearing three short and three long, unbranched pyloric caeca; upper lip bearing monocuspid primary teeth on its inferior edge; lower lip forming a thin edge, directed horizontally forward; adipose eyelid little developed, present as thin membraneous tissue in posterior region of eye; lateral scale series 34-36 (mostly 36); gill rakers 36-42+52-63=90-105; pectoral-fin base silvery when fresh; no distinct dark marking on pectoral-fin base after preservation.

Description.

Counts and proportional measurements are shown

Table 1. Counts of type specimens of *Chelon persicus*

	Holotype	Paratypes					
	KPM-N10000380	ZUMT 59484	ZUMT 59485	ZUMT 59505	BPM 21266-1	BPM 21266-2	BPM 29551
Dorsal rays	IV-9	IV-9	IV-9	IV-9	IV-9	IV-9	IV-9
Pectoral rays	16	16	17	15	16	16	16
Pelvic rays	I, 5	I, 5	I, 5	I, 5	I, 5	I, 5	I, 5
Anal rays	III, 8	III, 9	III, 9	III, 9	III, 9	III, 9	III, 8
Branched caudal rays	6+6=12	6+6=12	6+6=12	6+6	6+6	6+6	6+6
Lateral scale series	36	36	36	36	36	34	35
Transverse scale rows	11	11	11	11	11	11	11
Cheek scale rows	4	4	4	4	4	4	4
Number of pyloric caeca	3(short)+3(long)	3(short)+3(long)	3(short)+3(long)	3(short)+3(long)	3(short)+3(long)	3(short)+3(long)	3(short)+3(long)
Vertebral counts	13+11=24	13+11=24	13+11=24	13+11=24	not examined	not examined	not examined
Number of gill rakers	38+52=90	37+53=90	36+56=92	38+55=93	42+63=105	broken	38+56=94

in Tables 1 and 2.

Body elongate, becoming strongly compressed toward tail. Back without a keel on midline.

Head small, moderately compressed. Interorbital space nearly flat or slightly convex in front view. Adipose eyelid rudimentary, existing as very thin membrane along posterior rim of eye. Maxilla hooked downward at corner of mouth, its posterior tip reaching beyond corner of mouth and remaining exposed when mouth closed. Connecting tissue between end of maxilla and corner of mouth scarcely visible when mouth closed.

Lachrymal serrate on lower and posterior edges, the serration of lower edge starting from anterior edge of

the corner of mouth. Lower edge of lachrymal emarginate at corner of mouth; posterior edge of lachrymal round or truncate, the upper end reaching anterior edge of eye.

Mouth terminal, with a prominent symphyseal knob at tip of lower jaw. Upper lip slightly thick, bearing a row of primary teeth on lower edge and some secondary teeth inside primary tooth row. Primary teeth minute and ciliform, invisible to the naked eye. Each tooth supported by well developed, bifurcate fibrous strands (Fig. 2). Lower lip without teeth forming thin edge, directed horizontally forward. Corner of mouth on a vertical through anterior nostril, or between nostrils.

Tongue with a longitudinal keel on the midline, the front view of tongue forming an obtuse angle. Tip of tongue free from mouth floor. Some small tooth patches present on the margin of tongue.

Ventral inner edges of right and left dentaries connected to each other by a relatively long midlongitudinal joint at symphysis. Free space formed by edges of both dentaries relatively wide just behind of symphysis, and width gradually narrowing toward posterior part of mandible. Angle of lower jaw 102.5 to 110.7 degrees.

Prevomer and pterygoids bearing some small teeth.

Gill opening extending to below center of pupil. Each gill raker with pointed tip, bearing two rows of minute cirri along edge. Longest raker at corner of gill arch, its length 2.3-2.6 in longest gill filament on lower arm.

Scales on body weakly ctenoid. Head covered with cycloid scales. Interorbital scales large anteriorly, reaching to or nearly to posterior nostrils. Lachrymal with small scales. Lateral surface of basal half of second and third dorsal spines with a row of minute scales. Outer surface of pectoral, inner surface of pelvic, 2nd According to Senou (unpubl.), only the following four species of *Chelon* have both long and short, unbranched

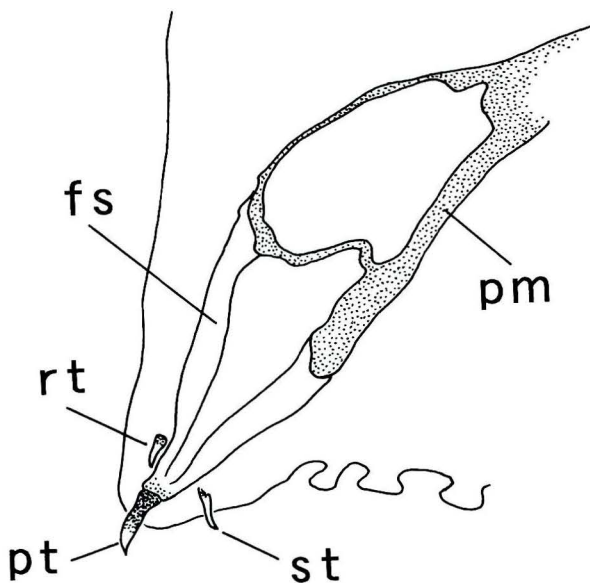


Fig. 2. A cross-section of upper lip of *Chelon persicus*, ZUMT59485, 195.4 mm SL. fs: fibrous strands; pm: premaxilla; pt: primary tooth; rt: replacement tooth to primary tooth; st: secondary tooth. Bar indicates 1 mm.

Table 2. Proportional measurements of type specimens of *Chelon persicus* expressed as percentages of the standard length

	Holotype		Paratypes				
	KPM-NI0000380	ZUMT 59484	ZUMT 59485	ZUMT 59505	BPBM 21266-1	BPBM 21266-2	BPBM 29551
Standard length (mm)	237.9	200.6	195.4	227.8	248.8	247.3	217.0
Total length	124.3	125.1	125.7	125.3	—	128.0	124.0
Fork length	114.9	116.0	116.0	115.0	114.9	116.5	115.4
Prefirst dorsal fin length	52.7	52.9	53.4	52.5	51.6	53.1	51.9
Presecond dorsal fin length	76.8	78.1	77.3	77.4	76.3	76.9	77.6
Prepelvic fin length	39.6	39.9	39.5	41.0	39.3	39.6	39.4
Preal anal fin length	76.9	75.6	75.9	79.5	76.0	73.6	76.8
Caudal peduncle length	19.0	17.0	18.6	16.9	18.3	19.0	19.2
Head length	23.2	24.2	23.8	23.4	23.0	23.2	23.1
Snout length	6.6	6.6	6.7	7.0	6.8	6.7	7.1
Postorbital length	12.0	12.7	12.3	12.1	12.0	12.0	11.4
Eye diameter	5.5	6.1	6.0	5.4	5.7	5.7	5.8
Postadipose eyelid length	2.5	2.7	2.1	2.7	4.8	2.2	2.4
Adipose eyelid gap	5.0	5.7	5.4	5.1	4.7	5.1	5.1
Interorbital width	8.2	8.1	8.3	8.4	8.8	9.0	8.5
Thickness at pectoral fins	15.3	15.0	15.4	15.3	15.0	14.4	15.4
Thickness at first dorsal fin	13.8	12.0	14.7	14.4	11.7	—	13.5
Thickness at second dorsal fin	9.3	8.4	10.0	9.7	8.7	9.6	8.7
Distance between anterior and posterior nostrils	0.9	0.9	1.1	1.0	0.8	1.2	0.7
Width of mouth	7.6	7.8	7.6	7.8	7.4	7.7	7.1
Thickness of upper lip	1.7	1.5	1.6	1.8	1.4	1.6	1.6
Lower jaw length	4.6	5.0	4.9	4.9	4.7	4.9	4.7
Depth at corner of mouth	5.7	6.2	5.7	6.4	6.4	6.8	6.5
Depth at eye	12.3	12.9	12.8	12.6	12.7	13.9	13.7
Depth at pectoral fin	19.7	19.0	19.1	19.4	20.9	—	21.8
Depth at first dorsal fin	26.6	23.9	23.9	25.6	27.0	—	27.9
Depth at anal fin	21.4	21.4	21.7	22.7	23.4	—	24.5
Caudal peduncle depth	11.1	11.0	11.5	11.9	11.4	11.9	12.0
Pectoral fin length	18.6	18.4	18.8	18.9	18.4	18.9	17.9
Axillary scale length	5.3	5.3	5.1	5.9	5.1	6.0	4.9
First dorsal spine length	14.7	14.2	15.0	14.3	—	13.7	12.1
Second dorsal spine length	13.9	13.3	15.1	13.9	12.5	12.9	11.5
Third dorsal spine length	11.6	11.4	13.5	12.5	11.3	10.7	10.6
Fourth dorsal spine length	4.7	5.1	7.6	5.4	6.4	6.1	4.6
Dorsal obbasal scale length	8.9	9.9	9.6	9.6	7.5	9.2	8.1
Second dorsal fin height	14.6	14.6	14.9	15.7	15.3	15.2	14.7
Second dorsal fin base length	7.7	8.4	8.0	7.9	8.0	8.7	7.6
Pelvic fin length	14.5	14.4	15.7	14.9	15.0	15.0	14.2
Pelvic obbasal scale length	8.0	8.8	8.4	8.5	6.3	8.4	6.4
Interpelvic flange length	8.7	9.7	9.4	9.5	8.0	9.3	8.5
Anal fin height	14.8	14.5	15.3	15.8	15.2	15.2	14.5
Anal fin base length	8.4	10.0	9.2	9.2	10.1	9.8	9.6

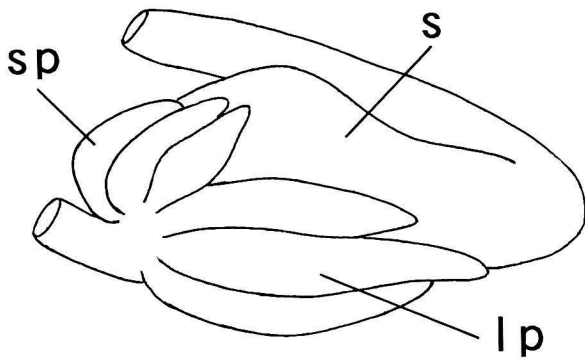


Fig. 3. Diagram showing stomach with long and short pyloric caeca of *Chelon persicus*. lp: long pyloric caeca; s: stomach; sp: short pyloric caeca.

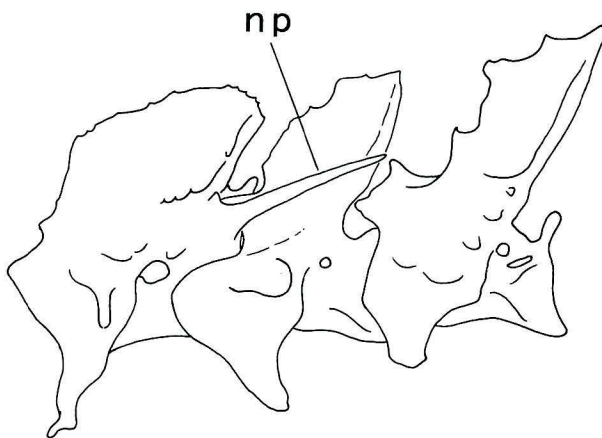


Fig. 4. Neural postzygapophyse (np) on second vertebra of *Chelon persicus*, ZUMT59485, 195.4 mm SL. Bar indicates 10 mm.

dorsal, anal and caudal fins covered with minute scales. Most of scales on body with a single elongate groove.

Stomach gizzard-like and biconical, bearing three short and three long, unbranched pyloric caeca (Fig. 3).

Three supraneural bones set between 2nd and 3rd, 4th and 5th, 6th and 7th vertebrae, respectively. First pterygiophore of spinous dorsal fin set between 7th and 8th vertebrae. A pair of long, spine-like neural postzygapophyse present on second vertebra (Fig. 4).

Color when fresh: Body dark greenish on back, silvery on side and ventrally. Predorsal scale with a dark edge. No dark stripes on body. Upper portion of iris orange. Spinous and soft dorsals gray, the latter with a dark margin. Pectoral fin somewhat darkish with a silvery half-moon mark on basal part. Caudal fin gray with a blackish posterior margin. Pelvic and anal fins whitish.

Distribution.

All specimens were collected from the coasts of Qatar and Bahrain, the south-western part of Persian Gulf. This species is the most abundant mullet in Qatar fish market; 0.5 to 1.5 tons per month are landed (Dr. Hara, pers. comm.). There is no record of the species from outside the Persian Gulf, and we know of no record from elsewhere in the Gulf.

Etymology.

The specific name "*persicus*" refers to the Persian Gulf where this species appears to be endemic.

Remarks.

According to Senou (unpubl.), only the following four species of *Chelon* have both long and short, unbranched pyloric caeca: *C. saliens* (Risso, 1810) from the Mediterranean; *C. dumerili* (Steindachner, 1870) from West Africa and South Africa; *C. richardsonii* (Smith, 1849) from South Africa; and *C. tricuspidens* (Smith, 1935) from South Africa.

C. persicus is fifth species bearing such pyloric caeca. However, this new species is different from the other four in having a pair of long, spine-like neural postzygapophyse on the second vertebra. In *C. saliens*, *C. dumerili* and *C. richardsonii*, the postzygapophyse is slightly compressed and hook-shaped. That of *C. tricuspidens* is short and spine-like.

C. saliens and *C. dumerili* are differentiated further by predorsal scales with multiple grooves (versus having single groove in *C. persicus*). *C. tricuspidens* and *C. richardsonii* have large incisor-like teeth arranging densely along the inferior edge of upper lip (versus minute, ciliiform teeth in *C. persicus*).

There are no differences among *C. persicus*, *C. dumerili* and *C. tricuspidens* in either the number or composition of short and long caeca. *C. saliens*, however, has 5 short caeca and 4 long caeca, and *C. richardsonii* has 4 short and 2 long caeca.

Trewavas and Ingham (1972) treated *Protomugil* Popov, 1930 as a subgenus of *Liza* (= *Chelon* in the present paper) on the basis of having both short and long pyloric caeca, and multiple grooves in the scales. They classified *L. saliens* and *L. dumerili* in this subgenus.

However, as mentioned above, *C. persicus*, *C. richardsonii* and *C. tricuspidens* also have short and long pyloric caeca, but there are no multiple grooves in their scales. Therefore, the subgenus *Protomugil* as diagnosed by Trewavas and Ingham is no tenable.

C. persicus is similar to *C. macrolepis* (Smith, 1849) from the Indo-Pacific in general external appearance when fresh. However, the following color character serves to distinguish the two: *C. persicus* has a silvery

half-moon marking on basal part of the pectoral fin whereas there is a golden transverse band on the basal part of the fin in *C. macrolepis*, this marking remaining as dark pigmentation after preservation; In addition, *C. persicus* has 34 to 36 scales in lateral series, mostly more than 34 (versus 30 to 34, mostly less than 34 for *C. macrolepis*); and interorbital scales reaching to posterior nostrils or not (versus reaching to anterior nostrils, often beyond them for *C. macrolepis*); The following measurements expressed as percentages of the SL are also differentiating (data for *C. persicus* given first): head length 23.0 to 24.2 % (versus 23.9 to 29.0); snout length 6.6 to 7.1 % (versus 7.1-8.6); eye diameter 5.4 to 6.1 % (versus 6.2 to 8.7); interorbital width 8.1 to 9.0 % (versus 9.6 to 11.9); thickness at pectoral fins 14.4 to 15.4 (versus 16.2 to 20.5); width of mouth 7.1 to 7.8 (versus 9.1 to 11.9).

Acknowledgments

We are grateful to Dr. Shiro Hara of Overseas Fishery Cooperation Foundation for providing many of the type specimens of the new mullet. This study was supported in part by a Grant-in-Aid for Encouragement of Young Scientists from the Ministry of Education, Science and Culture, Japan, No. 63790255 to the senior author.

Literature Cited

- Ebeling, A. W. 1957. The dentition of eastern Pacific mullets, with special reference to adaptation and taxonomy. *Copeia*, 1957(3): 173-185.
- Jordan, D. S. and B. W. Evermann. 1917. The genera of fishes from Linnaeus to Cuvier, 1758-1883, seventy-five years, with the accepted type of each. Stanford Univ. Publ., 1917: 1-161.
- Schultz, L. P. 1946. A revision of the genera of mullets, fishes of the family Mugilidae, with descriptions of three new species. *Proc. U. S. Nat. Mus.*, 96(3204): 377-395.
- Senou, H. Phylogenetic interrelationships of the mullets (Pisces: Mugilidae). Doctoral thesis, University of Tokyo, 172 pp, 10 pls.
- Senou, H., T. Yoshino and M. Okiyama. 1987. A review of the mullets with a keel on the back, *Liza carinata* complex (Pisces: Mugilidae). *Publ. Seto Mar. Biol. Lab.*, 32(4/6): 303-321.
- Thomson, J. M. 1954. The Mugilidae of Australia and adjacent seas. *Aust. J. Mar. Freshw. Res.*, 5(1): 70-131, pls. 1-2.
- Trewavas, E. and S. E. Ingham. 1972. A key to the species of Mugilidae (Pisces) in the northeastern Atlantic and Mediterranean, with explanatory notes. *J. Zool., Lond.*, 167: 15-29.

The Genus *Necydalis* (Coleoptera, Cerambycidae) from Northern Vietnam, with Descriptions of Two New Taxa

北ベトナム産ホソコバネカミキリ属について

Masatoshi TAKAKUWA¹⁾ & Tatsuya NIISATO²⁾

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

2) Bioindicator Co., Ltd., Takada 3-16-4, Toshima, Tokyo 171, Japan

高桑正敏¹⁾・新里達也²⁾

1) 神奈川県立博物館(自然)

2) (株)環境指標生物

インドシナからは、ホソコバネカミキリ属 *Necydalis* Linnaeus (カミキリムシ科甲虫)としては1種が記録されているにすぎなかったが、ここに北ベトナム産の5種を記録する。4種は基亜属に含められるものであり、このうち1種は新種で、台湾の *N. (Necydalis) nanshanensis* Kusama や屋久島に固有の *N. (N.) yakushimensis* Kusama の系統に含まれ、1種は台湾の *N. (N.) hirayamai* Ohbayashi の新亜種としてそれぞれ記載される。また、北ベトナムから既知であった *N. (N.) strnadi* Holzschuh, これまで中国四川省のみから知られていた *N. (N.) marginipennis* Gressitt については再記載を行う。残りの1種は中国广西壮族自治区から最近記載された *N. (Eonecydalis) bicolor* Pu で、本種についても再記載される。

Abstract. Five species of the longicorn genus *Necydalis* from northern Vietnam are recorded: *N. (Necydalis) hirayamai flemonia* subsp. nov., *N. (N.) marginipennis* Gressitt, *N. (N.) shinborii* sp. nov. which is surely related to *N. (N.) nanshanensis* Kusama from Taiwan and *N. (N.) yakushimensis* Kusama from N. Ryukyus, *N. (N.) strnadi* Holzschuh which is treated as a senior synonym of *N. nigra* Pu and *N. similis* Pu from Hainan, SE China, and *N. (Eonecydalis) bicolor* Pu from Guangxi, SE China. They are full-described and illustrated.

Key Words: *Necydalis*, Cerambycidae, new taxa, new synonyms, N. Vietnam

The genus *Necydalis* of brachelytrous cerambycid beetles are widespread in the Eurasian Continent and its neighboring islands and also along the West Coast of North America. The genus is usually split into four subgenera and has so far been known to include about thirty-five species. Although the most members of the genus distribute in Asia, only one species, *Necydalis strnadi* Holzschuh (1989, p.156, fig.13) from northern Vietnam, has hitherto been known from the Indochina Region. Recently, Pu (1992) described five species from the Chinese territory near Indochina; cf. *N. nigra* and *N. similis* from Hainan, *N. inermis* from Gansu and Qinghai, *N. bicolor* from Guangxi, and *N. maculipennis* from Xizang (Tibet). In any previous reports, the

faunal solution of *Necydalis* in Indochina may still be very poor. In the recent field investigation in northern Vietnam, we were able to obtain a rather lot of specimens of *Necydalis*. After careful examination, it was clear that these Vietnamese specimens contained distinct five species including two new taxa.

Three previously known species are *N. strnadi* Holzschuh, *N. marginipennis* Gressitt and *N. bicolor* Pu. *Necydalis strnadi* seems very peculiar in having the wholly blackish body, though it has close relationship with *N. moriyai* from the Ryukyus of Southwest Japan. *Necydalis marginipennis* was originally described from Sichuan and is first introduced to the Indochinese fauna. Though this

species has the lateral tubercles on pronotum, it is similar to *N. esakii* Miwa et Mitono and *N. mizunumai* Kusama from Taiwan in some other characters. Another species, *N. bicolor* belonging the subgenus *Eonecydalis*, has close relationship to *N. formosana* from Taiwan and may be regarded as a geographical race of the latter species.

Two new taxa are also very interesting in the zoogeographical viewpoint. They have more or less relationships to the Taiwanese fauna. *Necydalis shinborii* sp. nov. is actually the same group of *N. nanshanensis* Kusama from Taiwan and *N. yakushimensis* Kusama from Yakushima I. of the Ryukyus. They agree with such the basal characters as the broad and voluminous head and pronotum, the thickened antenna, and short and broad elytra. Another is a subspecies of *N. hirayamai* Ohbayashi occurring in central Taiwan. The faces of two populations are closely related to each other, however, clearly separable especially in the coloration of elytra, abdomen and legs and the conformation of head, pronotum and abdomen.

As was writing above, the *Necydalis* fauna of northern Vietnam is very similar to that of Taiwan and also to that of the Ryukyus of Southwest Japan. The members of three different areas are basically contained by common species groups. This fact suggests an example of faunal similarity between these areas.

Before going further details, we wish to express our hearty thanks to Drs. Masanobu Kubota and Akiko Saito, Messrs. Takao Arai, Kazuhiro Ishida, Masao Ito, Haruki Karube, Nobuhiko Katsura, Kunio Kume, Tetsuro Mizunuma, Masao Nakagome, Shin-Ichi Nakamura and Toyohiko Shinbori, and Mrs. Sachiyo Karube, for supplying with materials and helps in the field investigations. Thanks are also due to Prof. Dr. Masataka Sato and Dr. Shuhei Nomura for reexamining the type series of the Chinese *Necydalis* species deposited in the Smithsonian Institute, Washington DC, and the Academia Sinica, Beijing, respectively, and to Mr. Toru Shimomura for offering photographs of the holotype of *Necydalis strnadi*.

Necydalis (Necydalis) hirayamai flemonae subsp. nov.
(Figs. 1, 8-12)

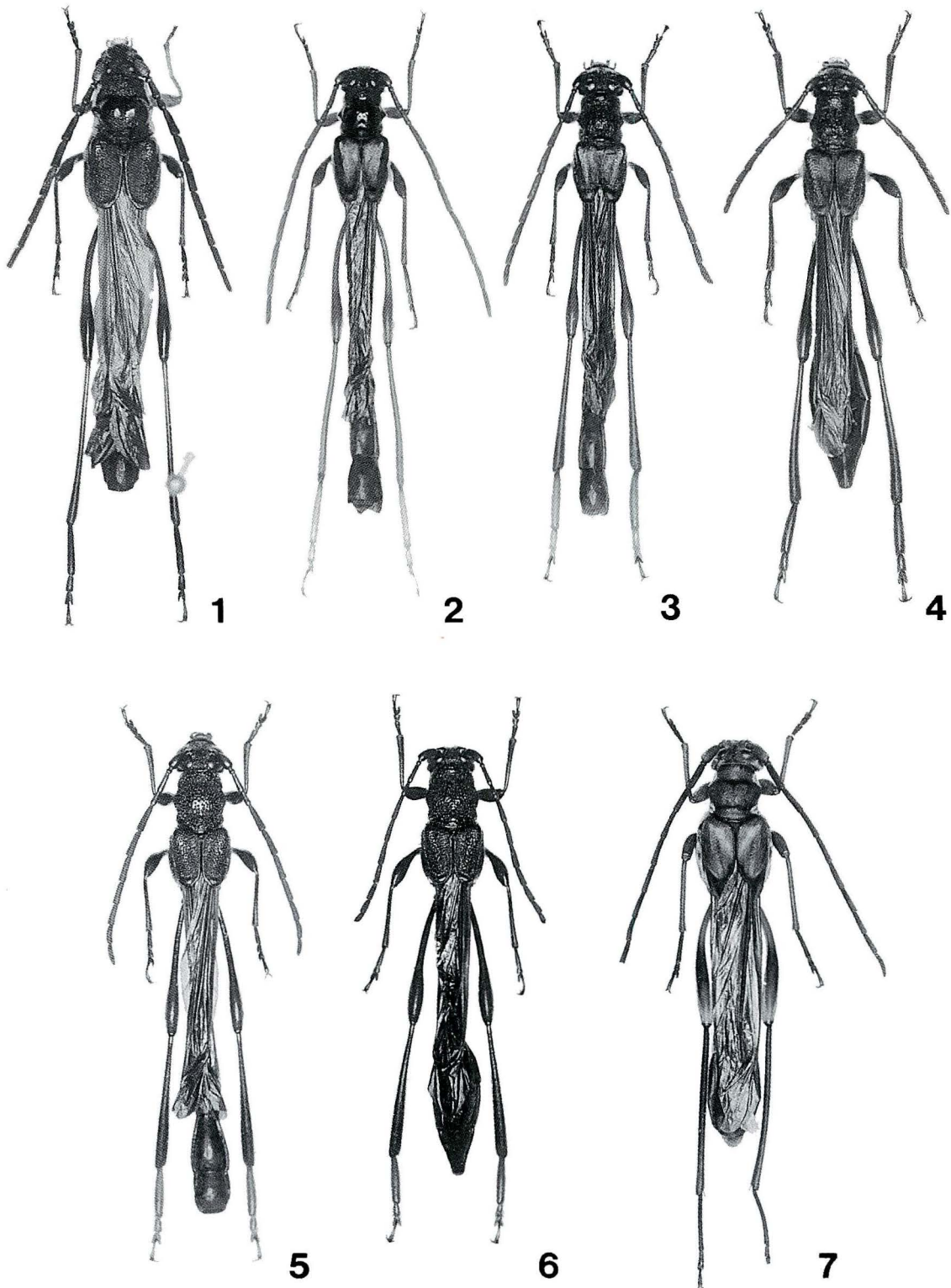
Male. Generally allied to the nominotypical subspecies from Taiwan, but apparently differs from that in the following characteristics:

Body reddish brown to red, densely clothed with deep golden yellow hairs or pubescence; antennal segments 1-4 largely yellowish red, often blackish at apices of 3rd and 4th, the remainder black; elytra without blackish area (apical parts blackish in the

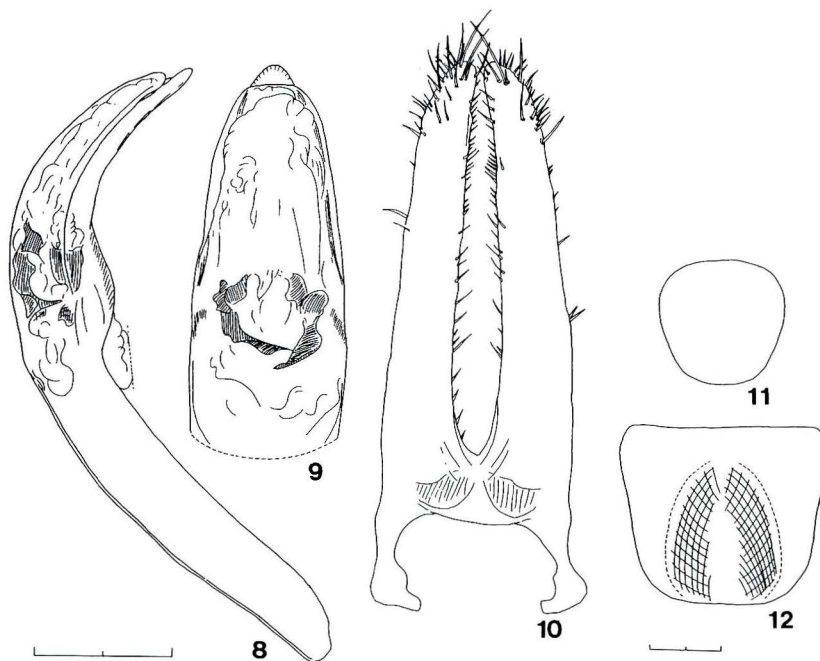
nominotypical subspecies); naked portions of hind wings transparently reddish yellow in basal 2/3, the remainder testaceous; legs with all tarsi, apices and external sides of mid tibiae, apical 3/4 of hind tibiae and clavate parts of hind femora blackish (almost blackish except for fore and mid femora and apices of all tibiae in the nominotypical subspecies); abdomen blackish, with segment 3 light testaceous to brown except for blackish apex (blackish except for basal half of 3rd light testaceous in the nominotypical subspecies).

Head relatively small, with a median deep and distinct groove running from frontoclypeal suture to occiput (indistinct at/near occiput in the nominotypical subspecies); frons as wide as long; eyes not so large; genae just before eyes medially excavate in profile; tempora narrow, surely narrower than gena just below eye. Antennae a little exceeding the apex of abdominal tergite 3. Pronotum as long as or faintly longer than wide, coarsely, densely and deeply punctate excepting median callosities (more finely, sparsely and shallowly so in the nominotypical subspecies); base narrower than apex (1:1.1-1.27); disc swollen, shallowly concave along midline, the swellings more distinct than in the nominotypical subspecies. Scutellum slenderly tongue-shaped with broadly rounded apex, distinctly reflexed laterally. Elytra slightly longer than pronotum (1.02-1.13:1), just as wide as long (about 0.9 times in the nominotypical subspecies), more coarsely and deeply punctate than in the nominotypical subspecies, a little swollen near each apex which is broadly rounded; sutures gradually and arcuately dehiscent in apical about 1/2 - 3/7, then rather rapidly so apicad; sides expanded towards basal 1/3, gradually attenuate posteriad in basal 1/3 - 2/3, then arcuately convergent apicad. Hind wings not reaching the apex of abdominal tergite 7 (a little exceeding that in the nominotypical subspecies). Abdomen slenderer than in the nominotypical subspecies; sternite 3 about 3.3 times as long as apical width (2.9 times in the nominotypical subspecies); 5th slightly wider than long, with a shallow concavity along midline, apparently arcuate at sides (slightly so in the nominotypical subspecies); 7th about 1.15 times as wide as long (1.3 times in the nominotypical subspecies), widely parabolically concave (more narrowly so in the nominotypical subspecies); last tergite short, about as wide as long, widely rounded at apex which is faintly excavated at the middle (bilobed in the nominotypical subspecies). Hind legs somewhat slenderer; femora more weakly clavate behind apical 2/5, with lateral aspects almost impunctate or sparsely punctate and shiny, especially at apical parts (densely punctate in the nominotypical subspecies); tibiae straight; tarsi not so inflated.

Genitalia stout, relatively small. Median lobe light



Figs.1-7. *Necydalis* spp. from N. Vietnam. 1: *N. (N.) hirayamai flemonea* subsp. nov., ♂(holotype); 2: *N. (N.) marginipennis* Gressitt, ♂; 3: *N. (N.) shinborii* sp. nov., ♂(holotype); 4: ditto, ♀ (paratype); 5: *N. (N.) strnadi* Holzschuh, ♂; 6: ditto, ♀; 7: *N. (Eonecydalis) bicolor* Pu, ♂.



Figs. 8-12. *Necydalis (Necydalis) hirayamai flemonaea* ssp. nov., male abdomen and genitalia. 8: median lobe, lateral view; 9: ditto, apical part in dorsal view; 10: paramere, dorsal view; 11: abdominal tergite 8, dorsal view; 12: abdominal sternite 7, ventral view. Scale 0.5 mm for Figs. 8-10 and 1 mm for Figs. 11-12.

amber in colour, with apical part short and fully bent ventrad; ventral plate parabolic with rounded apex. Tegmen deep amber in colour, longer than median lobe (4.3:4), fully bent ventrad; lateral lobes slender, slightly attenuate towards each apex which is narrowly rounded, with each basal ridge scarcely projected.

Body length: 25-30mm, width: 4.5-5.8mm.

Female. Unknown.

Type series. Holotype: ♂, Mt. Tam Dao, Vinh Phu Prov., N. Vietnam, 12. VII. 1990, T. Mizunuma leg. Paratypes: same locality as the holotype: 1 ♂, Mt. Tam Dao, 5. V. 1995, local col. leg.; 1 ♂, 20. V. 1995, same; 3 ♂♂, 1-18. VI. 1995, same; 1 ♂, 5. VII. 1995, same.

The holotype is preserved in the collection of the Kanagawa Prefectural Museum of Natural History, Odawara, and paratypes are in the private collection.

Distribution. N. Vietnam.

Notes. As was shown above, this new subspecies is apparently different from the nominotypical subspecies (Ohbayashi, 1948, p.13) distributed in the montane zone of central Taiwan especially in the coloration, distinct and deep median groove on vertex, longer elytra than pronotum, and slenderer abdomen.

Necydalis (Necydalis) marginipennis Gressitt
(Figs. 2, 13-17)

Necydalis marginipennis Gressitt, 1948, Lingnan Sci. J., 22, p.47; type locality: Suifu, Sichuan.—Hua,

1982, Check List Longic. Beetl. China, p.16.

Necydalis (s. str.) marginipennis: Gressitt, 1951, Longicornia, 2, p.125

Male. Slender and elongate species. Body black though appendages and abdomen reddish brown, moderately shiny, densely clothed with pale yellow or brown pubescence; head black, with mouth parts except for black mandibular tips and clypeal base and yellowish brown labrum and palpi dark reddish brown, with pale golden yellow pubescence on frons; antennae reddish brown, becoming paler distally; pronotum black, with pale golden yellow pubescence on sides and around discal callosity, and also with rather short pale hairs on sides; scutellum black, with pale yellow pubescence near apex; elytra dark reddish brown with broad black margins, pubescent along external margins; hind wings yellowish brown, iridescent, with dark brown veins; undersides of thoraces black, with dense pale golden yellow hairs near sides; abdomen reddish brown, infuscate on the middle of sternite 3 and bases of sternites 4-7, with dense pale yellow pubescence though the pubescence becomes dark brown on apical two sternites; legs reddish brown, infuscate on dorsal sides of tarsi and tibiae, coxae black, hind tarsi pale yellowish brown.

Head apparently wider than pronotal apex (5:4) and narrower than the widest point of pronotum across lateral swellings, coarsely and closely punctate; frons

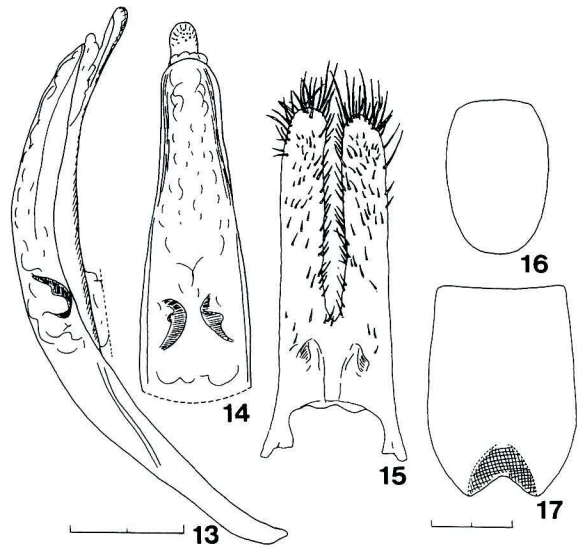
wider than long, provided with a very deep median groove extending to occiput, and frontoclypeal suture also deep; eyes weakly prominent, with lower lobes 2.3 times as deep as genae. Antennae long and somewhat stout, reaching the apex of abdominal tergite 4, relative lengths of segments as follows: 3.4:1.3:8:2.9:5.5:6.0:6.0:5.7:5.2:5.2:5.5. Pronotum relatively broad, provided with a pair of subtriangular swellings on middle, as long as wide, with base wider than apex (5:4); disc strongly convex and shiny near middle, subtriangularly raised on middle near base, scabrously punctate though finely so on basal half. Scutellum trapezi-formed, scabrously punctate, concave along midline, with weakly emarginate apex. Elytra about 1.33 times as long as pronotum, 1.2 times as long as the humeral width, coarsely and somewhat scabrously punctate, partly with large punctures along sides; sides with moderately prominent humeri, almost straightly narrowed to apical 1/7, then rounded with small sutural angles; sutures almost straightly dehiscent in apical half; disc convex though almost flattened above, strongly thickened in apical 1/7. Hind wings attained to the apical margin of abdominal tergite 6. Prosternum coarsely punctate though closely so near middle. Meso- and metathoraces scabrously punctate; metasterna strongly convex and expanded, closely and densely punctate near middle. Abdomen strongly elongate, with depressed sides of sternites; sternites 3-5 thickened at each apex, closely and shallowly punctate; sternite 5 as long as sternite 4, dilated apicad, punctate as on the preceding two sternites; sternite 6 moderately broad, weakly dilated apicad, finely and closely punctate, with a blunt projection at middle of apical margin; last sternite gently arcuate at sides, 1.75 times as long as basal width, subparallel-sided in basal 4/7 then narrowed to apex, semicircularly excavated in apical 2/7, with wide and subtriangular apical emargination; last tergite long and subquadrate. Legs long and slender; hind femora moderately compressed, clavate in apical 3/7; hind tibiae slightly sinuate and reaching the middle of last abdominal sternite.

Median lobe of male genitalia gently arcuate in profile; ventral plate bluntly pointed at apex, distinctly longer than dorsal plate; dorsal plate weakly sinuate at sides, with rounded apex. Tegmen with parameres elongate and subparallel-sided, rounded at each apex, provided with short setae along inner sides and also with irregular-sized ones at apices.

Body length: 24.5 mm, width: 3.2 mm.

Specimen examined. 1 ♂, Mt. Tam Dao, Vinh Phu Prov., N. Vietnam, V. 1995, local col. leg.

Distribution. W. China (Sichuan), N. Vietnam (new record).



Figs. 13-17. *Necydalis (Necydalis) marginipennis* Gressitt, male abdomen and genitalia. 13: median lobe, lateral view; 14: ditto, apical part in dorsal view; 15: paramere, dorsal view; 16: abdominal tergite 8, dorsal view; 17: abdominal sternite 7, ventral view. Scale 0.5 mm for Figs. 13-15 and 1 mm for Figs. 16-17.

Notes. *Necydalis marginipennis* is unique in the lateral tubercles of pronotum and does not seem to have any direct relationship with the other members of the subgenus. This species is similar in general appearance to *N. esakii* Miwa et Mitono (1937, p.161, pl.9) and *N. mizunumai* Kusama (1974, p.51, pl.1, fig.1), but two latter ones have no pronotal tubercles.

Necydalis (Necydalis) shinborii sp. nov.

(Figs. 3-4, 18-22)

Male. Body black, moderately shiny, sparsely clothed with pale yellow to whitish erect hairs on head and thorax, densely so in metathorax; mouth parts except for mandibles yellowish brown; antennae except for blackish scapes brownish, sometimes more or less darkened or blackish in segments 2-4 or 5; elytra reddish brown, usually blackish or darkened at apical, lateral and sutural portions, densely clothed with pale yellowish to whitish recumbent or semirecumbent pubescence near sutural areas, very sparsely with erect hairs in the remainder; abdomen reddish brown, densely clothed with semirecumbent golden yellow pubescence, with sternite 3 blackish at underside and 4 darkened at basal half of underside; legs brownish, except for yellowish hind tarsi and blackish basal portions of all femora (especially on beneath), more or less darkened in fore and mid tarsi.

Head apparently wider than the apex of pronotum, slightly so than the widest, densely and roughly

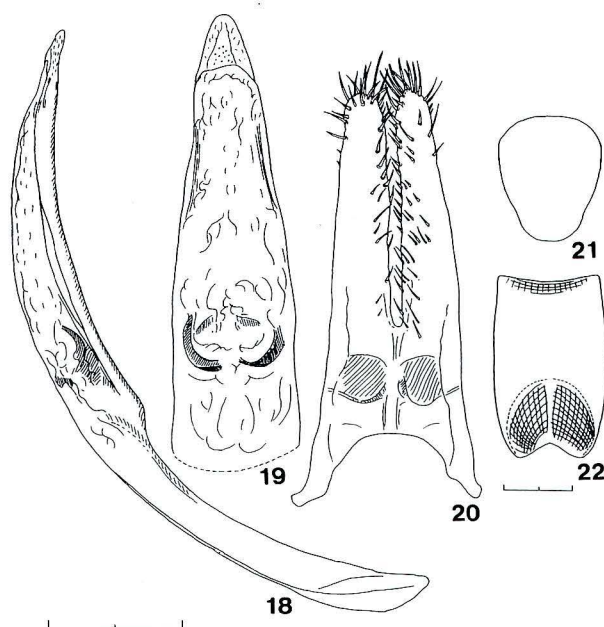
punctate; frons wider than long; eyes very large, distinctly prominent, with upper lobes fully broad, with lower ones almost circular, about 1.8-2.7 times as deep as genae below them. Antennae rather inflated, reaching the apex of abdominal tergite 3; relative lengths of segments of the holotype as follows: 3.7:1:3.3:2.3:4.8:4.9:4.9:4.4:3.9:3.7:4.3; terminal segments semisegmented at apical 1/4. Pronotum long, usually about 1.13-1.15 times as long as wide, coarsely and deeply punctate, constricted at apical 1/4 and before base, widest just the middle, with base about 1.05-1.1 times as wide as apex; discal raising moderate. Scutellum triangular with rounded apex, almost as long as wide. Elytra usually about 1.1-1.16 times as long as wide, strongly depressed at inner sides, obliquely reflexed upwardly before apices, densely clothed with moderate-sized punctures except for apical raisings which are clothed with minute dense punctures; sutures dehiscent in less than apical half or gradually separated posteriad; each apex rather narrowly rounded, often with inner angle obtusely angulate. Hind wings testaceous, reaching the base of abdominal tergite 6. Abdomen slender; each sternite gradually becoming broader and shorter posteriad; sternite 6 usually about twice longer than width, though about 2.5 times in small-sized individual; sternite 7 flat ventrally, nearly quadrate, about 1.6-1.7 times as long as wide, abruptly and semicircularly excavated in apical 2/5 - 1/3, deeply and triangularly or arcuately emarginate at apex; tergite 7 fully inflated, the vertical section of apex being circular; tergite 8 longer than wide (1.4:1), widely rounded at apex. Hind legs long though not so slender; femora clavate in apical about 2/5; tarsi fully inflated, with segment 1 about 1.6-1.8 times as long as the following two combined.

Genitalia fundamentally similar in shape to those of *N. nanshanensis*. Median lobe slender, longer than in *N. nanshanensis*, moderately arcuate in profile, with apical portion straightly convergent towards apex which is rather broadly rounded. Tegmen longer than median lobe (4.4:3.8), stouter than in *N. nanshanensis*; each basal ridge of lateral lobes distinctly projected anteriad.

Body length: 18.5-27mm, width: 2.5-3.6mm.

Female. Body above largely reddish; pronotum bloody red except for black apical and basal margins; antennae almost reddish brown; elytra reddish brown, except for sutural margins, a large quadrate maculation of posterior middle and a pair of lateral ones (often disappeared), both of which are darkened or blackish; abdominal segments almost black excepting apical and lateral areas of 3rd and 7th largely reddish brown; legs strongly with reddish tinge.

Head about as wide as the maximum width of



Figs. 18-22. *Necydalis (Necydalis) shinborii* sp. nov., male abdomen and genitalia. 18: median lobe, lateral view; 19: ditto, apical part in dorsal view; 20: paramere, dorsal view; 21: abdominal tergite 8, dorsal view; 22: abdominal sternite 7, ventral view. Scale 0.5 mm for Figs. 18-20 and 1 mm for Figs. 21-22.

pronotum; eyes smaller than in male, lower lobes about 1.3-1.5 times as deep as genae below them. Antennae scarcely reaching the middle of abdominal tergite 3. Pronotum and elytra more coarsely punctate than in male. Hind wings usually exceeding the apex of abdominal tergite 6. Abdomen distinctly shorter than in male, with sides sinuately broadened apicad, widest at apex of 5th or base of 6th; 5th and 6th wider than long; 7th flat in apical 3/4, longitudinally triangular with rounded apex in ventral view.

Length: 21.5-28mm, width: 3.3-4.4mm.

Type series. Holotype: ♂, Mt. Tam Dao, Vinh Phu Prov., N. Vietnam, 16-23. V. 1991, M. Takakuwa leg. Paratypes: 1 ♂, same data as the holotype; same locality as the holotype: 1 ♂, 14-17. V. 1992, M. Kubota leg.; 1 ♀, 23. V. 1993, H. Karube leg.; 3 ♂♂, 3. V. 1994, H. Karube leg.; 1 ♂, same, S. Nirasawa leg.; 3 ♂♂, 4. V. 1994, H. Karube leg.; 1 ♂, same, S. Nirasawa leg.; 1 ♂, 8. V. 1994, H. Karube leg.; 4 ♂♂, 2 ♀♀, 11. V. 1995, local col. leg.; 4 ♂♂, 1 ♀, 19. V. 1995, local col. leg.; 1 ♂, 21. V. 1995, A. Saito leg.; 1 ♂, V. 1995, local col. leg.; Cao Bang, N. Vietnam: 1 ♂, 17. V. 1995, K. Kume leg.; 1 ♀, 30. V. 1995, M. Ito leg.

The holotype is preserved in the collection of the Kanagawa Prefectural Museum of Natural History, Odawara, and paratypes are largely in the collectors' private collection.

Distribution. N. Vietnam.

Notes. This new species is closely related to *N. (N.) nanshanensis* Kusama (1974, p.52, pl.2, figs.6-9) from Taiwan, but distinctly differs from that in the following points: pronotum coarsely and densely punctate (finely and sparsely so in *N. nanshanensis*); elytra apparently longer than wide (wider than long in *N. nanshanensis*), very densely and coarsely punctate (more sparsely and finely so in *N. nanshanensis*); abdominal sternite 7 of male deeply emarginate at apex (shallowly so in *N. nanshanensis*), with apical concavity larger and more abruptly depressed; male legs stouter, with 1st hind tarsi less than twice length of the following two combined (about twice in *N. nanshanensis*); male genitalia with slenderer median lobe and shorter lateral lobes.

The specific name is dedicated with sincere gratitude to Mr. Toyohiko Shinbori, the president of the Kanagawa Nature Conservancy, Yokohama, from whom many entomologists including the present authors have received various supports for studying insects a great deal.

Necydalis (Necydalis) strnadi Holzschuh

(Figs. 5-6, 23-29)

Necydalis strnadi Holzschuh, 1989, KOLEOPT. RDSCH., 59, p.156, fig.13.

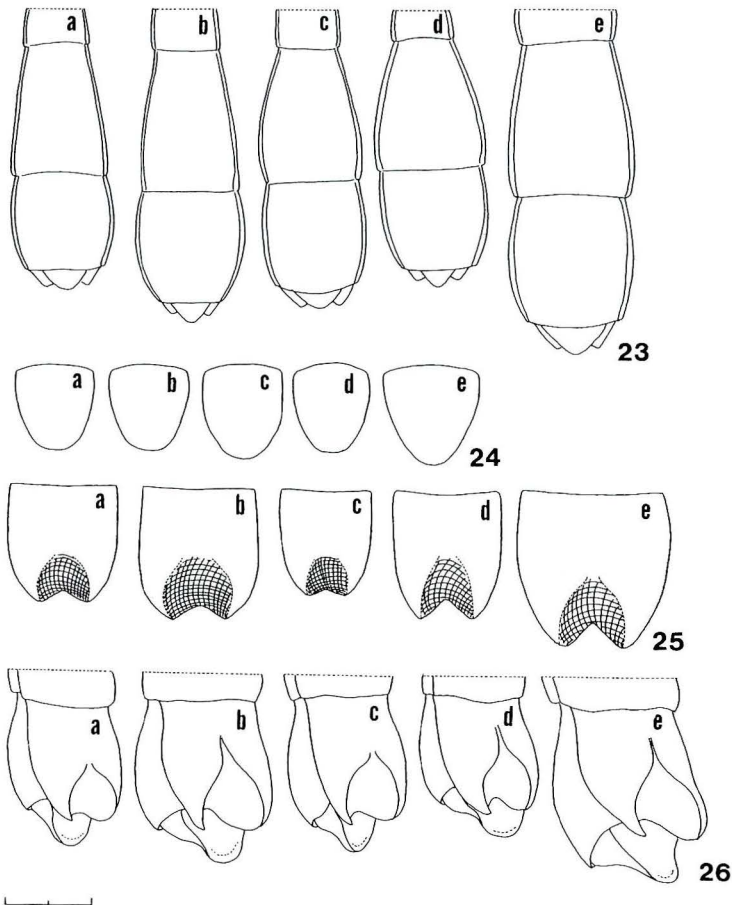
Necydalis nigra Pu, 1992, Acta ent. sin., 35, pp.217-218, fig. 1; type locality: Jiangfengling, Hainan. **Syn. nov.**

Necydalis similis Pu, 1992, Acta ent. sin., 35, p.218, fig. 2; type locality: Jiangfengling, Hainan. **Syn. nov.**

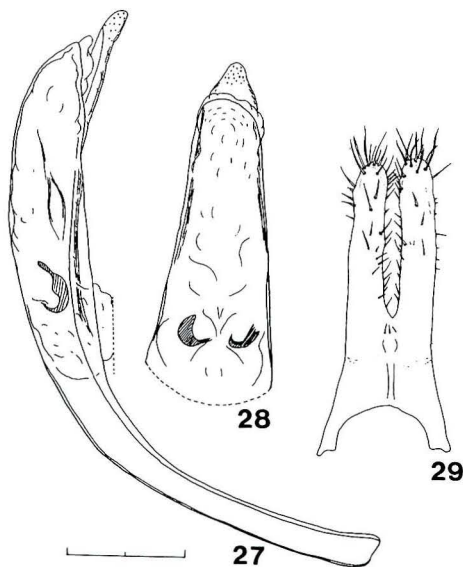
Male. Body black, shiny, with brownish abdomen and legs, densely clothed with erect pale brown hairs; head black, with mouth parts except for mandibles yellowish brown to dark yellowish brown, clypeus with brownish apical margin and with recumbent silver pubescence at base, and also with erect brownish hairs on posterior part and underside; antennae blackish brown, usually reddish on basal two segments, basal four segments shiny and the remainder dull; pronotum black, rather densely with brownish erect hairs and partly with silver pubescence on sides near basal margin; scutellum black, thinly pubescent; elytra black, with silver pubescence along sutures, sparsely with erect brownish hairs on sides; hind wings translucent blackish brown, infusate on apical half, with dark yellowish brown veins; undersides of thoraces black, rather densely with erect blackish brown hairs on sides, and partly with silver pubescence at mesoepimera, on posterior part of metasternum and apices of metaepisterna; abdomen dark reddish brown though sometimes blackish according to individuals, densely with minute golden yellow pubescence on sterna and dense blackish brown pubescence on tergites 6-7; legs

dark reddish brown with black coxae and trochanters, usually blackish on the peduncle parts of hind femora, tibiae dark reddish brown excepting middle parts of hind ones, hind tarsi always yellowish brown.

Head wider than the apical width of pronotum (11:9) and almost as wide as or slightly narrower than the widest point of pronotum, coarsely and somewhat scabrously punctate; frons a little wider than long, provided with a median groove not so deep, frontoclypeal suture deep; clypeus provided with a few punctures; eyes moderately prominent, with lower lobes 2.3 times as deep as genae. Antennae stout and fairly short, almost reaching the apex of abdominal tergite 3, with segments 5-10 slightly dilated externally at each apex, relative lengths of segments as follows: 5.3:1.4:9:3.3:6.7:6.7:6.4:5.7:5.5:4.6:5.3. Pronotum relatively broad, slightly longer than wide (8:7), with base wider than apex (6:5), widest at middle; disc strongly convex, transversely and moderately impressed near base and apex, scabrously and closely punctate throughout, though sometimes provided with 2-3 impunctured small areas near centre of disc. Scutellum trapeziformed, scabrously punctate, strongly raised at sides. Elytra a little longer than pronotum, almost as long as wide, coarsely and somewhat closely punctate, each with distinctly marginate throughout; sides with moderately expanded humeri, almost straightly narrowed to apices which are rounded and provided with indistinct sutural angles; sutures arcuately dehiscent in apical half; disc convex, distinctly depressed along sutures and at apical 7/9, and also with distinct swellings at apices. Hind wings slightly extending the base of abdominal tergite 6. Prosternum strongly and transversely ridged near apical margin, and with a small callosity near apex of prosternal process. Meso- and metathoraces closely and scabrously punctate, though the punctures are rather weak on metasternum. Abdomen not so long, strongly expanded towards apical segment, hardly punctate; sternites 3-4 elongate and thickened at each apex, the former sternite nearly 1.5 times as long as the latter; sternite 5 arcuately dilated apicad, a little more than twice of the apical width; tergite 6 strongly expanded apicad though the shape is usually varied according to individuals; tergite 7 broad barrel-shaped; tergite 8 tongue-shaped, strongly convex and bluntly produced in profile; sternite 7 as long as or slightly longer than wide, gradually and arcuately narrowed apicad, deeply concave and arcuately excavated in apical half or rather deeply concave and triangularly excavated in apical 2/5. Legs stout and moderate in length; hind femora rather distinctly clavate in apical 9/16; hind tibiae straight, thickened apically, barely extending the apex of abdominal sternite 6.



Figs. 23-26. *Necydalis (Necydalis) strnadi* Holzchuh, variation of male abdomen, each alphabet a-e shows same individual. 23: apical segments, dorsal view; 24: tergite 8, dorsal view; 25: sternite 7, ventral view; 26: last segments, ventro-lateral view. Scale 0.5 mm.



Figs. 27-29. *Necydalis (Necydalis) strnadi* Holzchuh, male genitalia. 27: median lobe, lateral view; 28: ditto, apical part in dorsal view; 29: paramere, dorsal view. Scale 0.5 mm.

Median lobe of male genitalia moderately arcuate in profile; dorsal plate well convex near apex, with sides rather straightly narrowed apicad; ventral plate distinctly longer than dorsal plate, with blunt extremity. Tegmen with lateral lobes moderately elongate, nearly parallel-sided, rounded at apices, provided with rather long setae near apices and also short ones along inner sides.

Body length: 19.5-30.5 mm, width: 2.5-4.5 mm.

Female. Body broad with fairly short and thick appendages. Colour almost as in male, though abdomen is dark reddish brown excepting black apical three segments. Antennae barely reaching the middle of abdominal tergite 3, distinctly reduced in apical four segments. Pronotum voluminous, a little longer than wide, with base almost as wide as apex. Elytral humeri hardly produced. Hind wings reaching the base of abdominal tergite 7. Abdomen with strongly ample apical three segments; sternite 5 remarkably and arcuately dilated apically, about 1.3 times as long as the basal width which is a little more than 2/3 of the apical width; sternite 6 about 1.08 times as long as the basal width, arcuate at sides; terminal

sternite triangularly pointed with narrow subtruncate apex. Hind tibiae nearly reaching the abdominal apex.

Body length: 21-24 mm, width: 3.1-3.6 mm.

Specimens examined. Mt. Tam Dao, Vinh Phu Prov., N. Vietnam: 3 ♂♂, 16-23. V. 1991, M. Takakuwa leg.; 1 ♂, same, S. Nakamura leg.; 1 ♂, 14-17. V. 1992, M. Kubota leg.; 1 ♂, same, S. Nakamura leg.; 1 ♂, 21. V. 1993, H. Karube leg.; 1 ♂, 2. VI. 1993, H. Karube leg.; 2 ♂♂, 3. V. 1994, H. Karube leg.; 4 ♂♂, 2 ♀♀, V. 1994, local col. leg. 18 ♂♂, 4 ♀♀, V. 1995, local col. leg.

Distribution. Hainan, N. Vietnam.

Notes. Though considerably differing in body colouration, this species doubtlessly bears a close relationship with *N. moriyai* Kusama (1970, p.73, pl.7, figs.1-6) from Amami-ohshima Island of the Ryukyus, Southwest Japan, as is indicated by the similarities in the robust and short body with stout appendages and the strongly expanded apical segments of male abdomen. These two species seem to form a species group within the subgenus *Necydalis*, and stand by the group of *N. nanshanensis* and its allies.

Necydalis strnadi shows distinct variation in the

shape of male abdomen. In some individuals, the abdominal segment 6 is expanded and strongly dilated posteriad, and the sternite 7 is strongly excavated apicad and triangularly emarginate at apical margin, while in the other ones have the weakly dilated abdominal segment 6 and rather shallow apical emargination in sternite 7. This is, of course, infraspecific variation, since the shape of male abdomen shows slight morphological cline, and also we can not find no other external and genitalic differentiations. As was already shows in above lines, this species has two junior synonyms, *N. nigra* and *N. similis*, both of which were described by Pu (1992) from Hainan. According to the examination of photographs of all the type series, two Pu's species are determined as the individual variations of the Vietnamese species. By this reason, *N. nigra* and *N. similis* should be treated as junior synonyms of *N. strnadi*, since the last-named one has priority over the others.

Necydalis (Eonecydalis) bicolor Pu

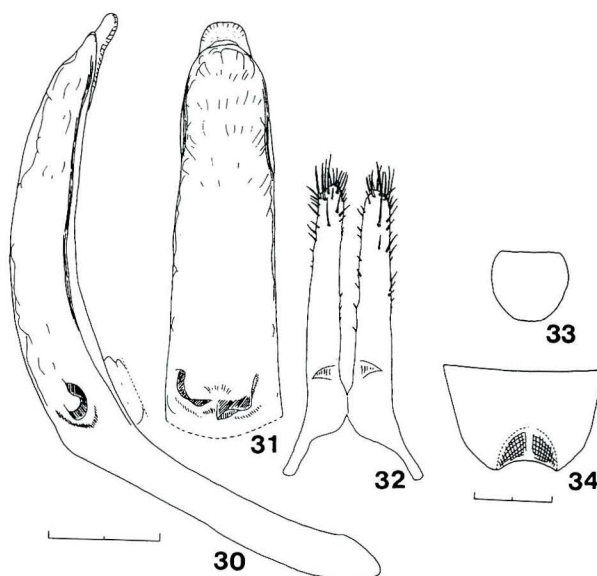
(Figs. 7, 30-34)

Necydalis bicolor Pu, 1994, Acta ent. sin., 35, p.219, fig.3; type locality: Longsheng, Gungxi.

Male. Externally distinguished from *N. formosana* and its local populations by the stout body form with voluminous head and the extremely long hind legs.

Body dark yellowish brown, not so lustrous, clothed with dense pale golden pubescence; head dark yellowish brown, with black mandibular apices, densely clothed with pale golden pubescence on anterior part; antennae dark brown except for reddish basal two segments, densely with minute dark brown pubescence; pronotum dark yellowish brown, black at apical and basal margins and around discal callosity, densely with recumbent brown pubescence and also with pale golden one near apical and basal margins; elytra yellowish brown, brownish along lateral and basal margins, at apices and midlines, densely with recumbent pale golden pubescence; hind wing yellowish brown with infusate veins; undersides yellowish brown, more infusate on the sides of abdominal sternites 3-4 and most of 5-7, with golden yellow pubescence; middle parts of hind femora, hind tibiae and all tarsi infusate.

Head voluminous, strongly produced laterally just behind eyes, distinctly wider than the apex of pronotum (6:4), as wide as the maximum width of pronotum, scabrously and shallowly punctate; frons wider than long, with thick lateral carinae; eyes moderately prominent, with lower lobes about twice depths of genae. Antennae stout and moderate in length, reaching the apex of abdominal tergite 4; relative lengths of segments as follows: 4.3:1.5:3.5:5.8:5.5:5.5:5.5:5.0:4.5:4.0:4.5. Pronotum large, voluminous, as long



Figs. 30-34. *Necydalis (Eonecydalis) bicolor* Pu, male abdomen and genitalia. 30: median lobe, lateral view; 31: ditto, apical part in dorsal view; 32: paramere, dorsal view; 33: abdominal tergite 8, dorsal view; 34: abdominal sternite 7, ventral view. Scale 0.5 mm for Figs. 30-32 and 1 mm for Figs. 33-34.

as wide, closely punctate, with base wider than apex (4:3), widest just before middle; disc strongly convex, distinctly and transversely depressed near apex and base, with a transverse median callosity which is inconspicuously divided along midline. Scutellum large, subtriangular, with narrowly truncate apex. Elytra about 1.5 times as long as pronotum, 1.2 times as long as the humeral width, shagreened and sparsely provided with shallow punctures; sides arcuately and gently narrowed to apices; sutures sinuately dehiscent in apical 3/5, with bluntly hooked apices; disc convex, longitudinally depressed at each midline, weakly concave near sutures just behind scutellum, and strongly turned up near apices. Undersides of thoraces shagreened in most parts. Abdomen relatively broad, rudimentally punctate, with sides subparallel in basal segment, gently dilated apicad in sternite 4, and strongly dilated in the following two; terminal sternite transverse, 0.67 times as long as basal width, broadly arcuate in apical 1/4 of sides, with moderate apical emargination, with disc strongly and semicircularly excavated near apex; terminal tergite trapezi-formed. Legs long and rather stout; each hind leg especially long, reaching the abdominal apex at apical 1/3 of tibia, with 1st tarsal segment 2.6 times as long as the following two combined.

Male genitalia basically similar to *N. formosana* but more slenderer and lightly sclerotized. Median lobe moderately arcuate in profile, not so convex in apical

lobe; ventral plate roundly truncate at apex. Tegmen with parameres elongate and weakly narrowed apicad, parallel-sided, with pointed each apex which is provided with numerous irregular-sized setae and also with a few short ones on sides.

Body length: 22-23 mm, width: 4.0-4.1 mm.

Specimens examined. 2 ♂♂, Mt. Tam Dao, Vinh Phu Prov., N. Vietnam, V. 1995, local col. leg.

Distribution. SE China (Guangxi Zhuangzu Zizhiqu), N. Vietnam (new record).

Notes. *Necydalis bicolor* was described as a full species based on a single female specimen collected from Longsheng of Guangxi Zhuangzu Zizhiqu, Southeast China. In spite of such external difference as the robust body with the exceedingly long hind legs, this species may be regarded as a geographical race of *N. formosana* Kano (1933, p.270). *Necydalis formosana* is known as a variable species both geographically and individually, and has three subspecies, *N. f. formosana* of Taiwan, *N. f. matsudai* of Kyushu, and *N. f. niimurai* of Honshu and Shikoku.

References

- Gressitt, J. L., 1948. New longicorn beetles from China, XII (Col.: Ceramb.). Lingnan Sci. J., 22: 43-52, pl.1.
- Gressitt, J. L., 1951. Longicorn beetles of China. In Lepesme, P.(ed.), Longicornia, 2:i-ii+1-667, 22pls. Paul Lechevalier, Paris.
- Hayashi, M., 1950. A new species and a new subspecies of *Necydalis* from Japan (Col.: Ceramb.). Trans. Kansai ent. Soc., 14: 14-16.
- Holzschuh, von C., 1989. Beschreibung neuer Bockkafer aus Europa und Asien (Cerambycidae, Col.). Koleopt. Rdsch., 59: 153-183.
- Hua, L., 1982. Check List Longic. Beetl. China. v+1-159pp. Zhongshan Univ., Guangzhou.
- Kano, T., 1933. New and unrecorded longicorn-beetles from Japan and its adjacent territories. Kontyu, Tokyo, 6: 259-291, pl.4.
- Kusama, K., 1970. A new species of *Necydalis* from Amami-Oshima Island. Ent. Rev. Japan, 22: 73-74, pl.7.
- Kusama, K., 1974. Two new species and a new subspecies of *Necydalis* from Formosa and Japan (Coleoptera: Cerambycidae). Rep. Fac. Sci. Shizuoka Univ., 9: 51-56.
- Kusama, K., 1975. Notes on the longicorn genus *Necydalis*, homonym and synonym. Elytra, Tokyo, 2: 22.
- Miwa, Y., & T. Mitono, 1937. On a new *Necydalis* from Formosa (Coleoptera, Cerambycidae). Annotnes zool. jap., 16: 161-164, pl.9.
- Ohbayashi, K., 1948. Studies of longicornia. Ent. Rev. Japan, 1: 12-14. (In Japanese.)
- Pu, F.-J., 1992. Five new species and one new records of the genus *Necydalis* from China (Coleoptera: Cerambycidae, Lepturinae). Acta ent. sin., 35: 217-221, pl.1. (Chinese & English.)
- Yokoyama, H., 1971. The Cerambycidae from Ryukyu and Satsunan Islands, 2 (Coleoptera). Ent. Rev. Japan, 23: 93-101, pl.6.

お知らせ:

神奈川県立博物館の自然部門は1995年1月1日をもって小田原市入生田に移転し、条例上の名称は神奈川県立生命の星・地球博物館になりました。ただし、旧神奈川県立博物館からの継続性を尊重し、慣例的な名称として神奈川県立博物館(自然)を用いることがあります。

Announcement:

As of Jan. 1, 1995, Natural History Department of Kanagawa Prefectural Museum moved to 499 Iryuda, Odawara, Kanagawa and its new official name is Kanagawa Prefectural Museum of Natural Histroy.

神奈川県立博物館研究報告 (自然科学) 25 号

平成8年3月15日印 刷

平成8年3月20日発 行

発行者 神奈川県立生命の星・地球博物館

館 長 濱田 隆士

〒250 神奈川県小田原市入生田499

電話(0465) 21-1515

FAX(0465) 23-8846

印刷所 あしがら印刷

編集担当: 佐藤武宏

**BULLETIN OF
THE KANAGAWA
PREFECT. MUSEUM
Natural Science No.25**

Kanagawa Prefectural Museum of Natural History

Odawara Kanagawa JAPAN

Mar. 1996