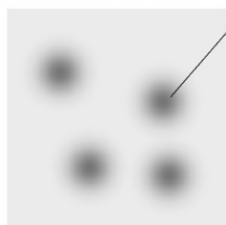


初期地球：地球の形成

星の形成

1. 星間ガスの収縮



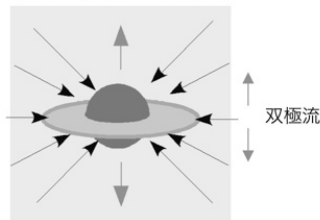
“密度のゆらぎ”
周囲より密度高、低温
…分子雲
…分子雲コア

“重力不安定”
↓
重力収縮

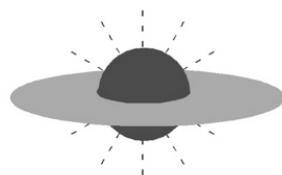
星間ガス

- ・ 気体（揮発性成分： H_2 , He …）
- ・ 塵（高温ガスからの凝縮物）

2. 原始星と円盤の形成



3. 円盤を持った星



- ・ 原始星
収縮→中心部の温度上昇
水素燃焼 ($H \rightarrow He$)
- ・ 原始惑星系円盤の形成

(Shu et al., 1987; 岩波講座地球惑星科学1, 1996)

太陽系形成の標準モデル

1. 原始太陽系円盤の形成

原始太陽系円盤・ガス+ダスト（質量約1%）

ダスト（ μm サイズ）の主成分：

“雪線”の内側：岩石・金属、外側：氷

2. 微惑星の形成（ 10^6 年）

円盤の中心面にダスト層の形成

ダスト層から微惑星の形成（直径1~10km程度）

（この程度までは電磁気力により固まる。それ以上では重力による）

3. 原始惑星の形成（ $10^6 - 10^7$ 年）

- ・ 微惑星の衝突合体（集積）

- ・ 暴走的成長により原始惑星の形成

大きな微惑星の独占的成長（ $10^{23} - 10^{26}$ kg）

ある程度大きくなると成長が鈍り、重力による相互作用によって一定の間隔を保ちながら成長

地球型惑星領域・火星程度（地球質量の1/10）

木星軌道付近・地球質量の数倍程度

天王星/海王星軌道付近・地球質量の10倍程度

4. 惑星の形成（ $10^7 - 10^9$ 年）

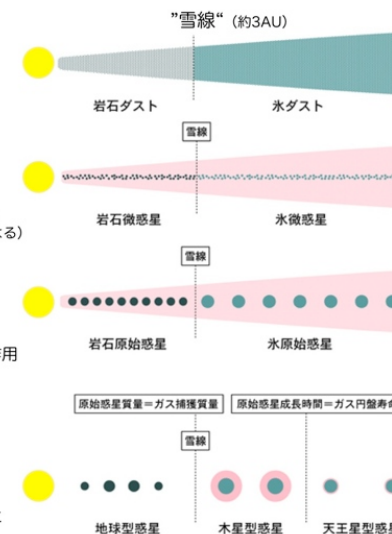
- ・ 地球型惑星領域：原始惑星の衝突

円盤ガスの消失により、原始惑星の公転軌道が楕円になり衝突

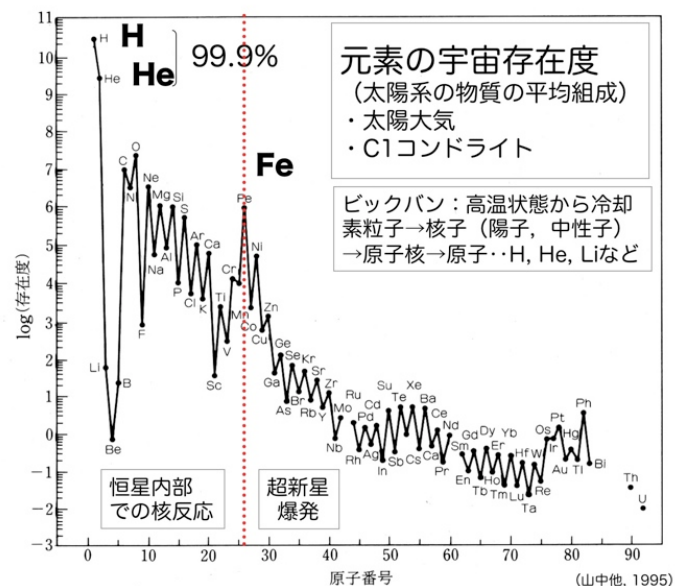
- ・ 地球質量の数倍~10倍：円盤ガスの流入

木星/土星・巨大ガス惑星

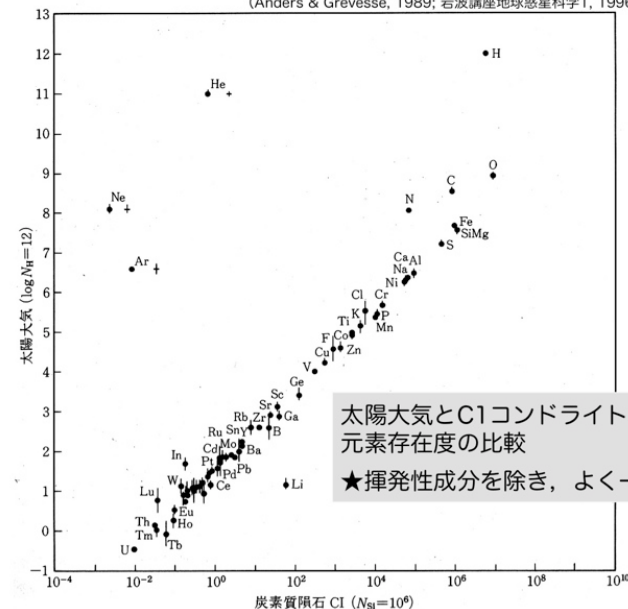
天王星/海王星・惑星成長までに円盤ガスの消失



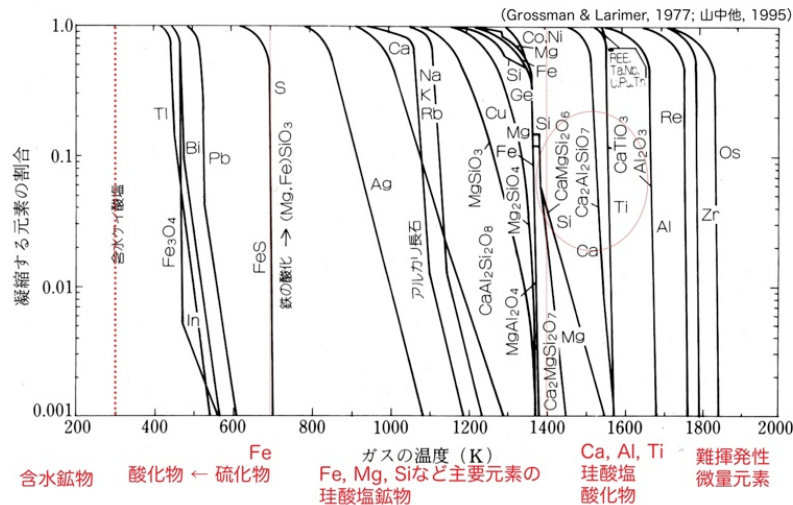
理科年表オフィシャルサイト
惑星系形成論：最新“太陽系の作り方”（小久保, 2007）
[<http://www.rikanenpyo.jp/top/tokusyuu/toku2/>]



(Anders & Grevesse, 1989; 岩波講座地球惑星科学1, 1996)



高温ガスの冷却：凝縮物→微粒子（塵）→微惑星



太陽 (H, He: 98%) : 太陽系の質量の99.87%

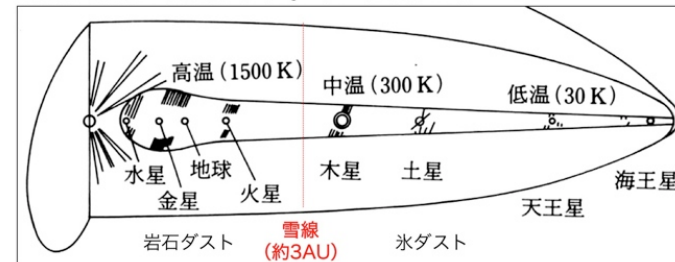
惑星の組成の見積 (%) (山中他, 1995)

	石鉄質	氷	ガス	
地球型惑星	100	< 1	0	“岩石惑星”
木星	6	～13	～81	“ガス惑星”
土星	21	～45	～34	
天王星	～28	～62	～10	“氷惑星”
海王星	～28	～62	～10	
彗星	～31	～69	～ 0	

惑星の原材料 (山中他, 1995)

	元素/化合物	融点
石鉄質	Si, Mg, Fe, Sなど プラス O	< ~2000K
氷	C, N, O, H	< 273K
ガス	H, He	< 14K

原始太陽系の温度分布 (Hughes, 1988; 山中他, 1995)



*星間ガス・凝縮 → 微粒子 → 隕石：どれくらいの時間で？

大気中より高いXe同位体比 ($^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$) $\rightarrow$ ^{129}Xe の濃集

- ・ 隕石
- ・ 地球深部からの物質
 - ハワイ火山岩中の捕獲岩
 - キンバーライト中のカンラン石、ダイヤモンド

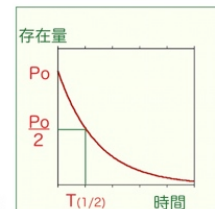
放射性元素 ^{129}I (ヨウ素) の放射壊変 $\rightarrow$ ^{129}Xe (キセノン)

消滅核種

半減期が短く、昔は天然に存在していたが、現在は消滅してしまった（検出限界以下）放射性元素

消滅核種 ^{129}I : 1.57×10^7 年
 ^{244}Pu : 8×10^7 年

天然に存在	$^{235}\text{U} : 7.04 \times 10^8 \text{ 年}$
-------	---



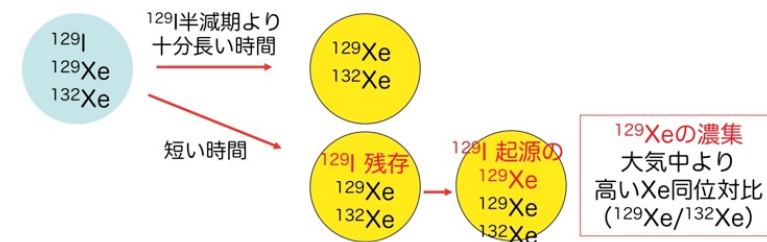
~T(1/2)×10
∴ P消滅

大気中より高いXe同位対比 ($^{129}\text{Xe}/^{132}\text{Xe}$) $\rightarrow$ ^{129}Xe の濃集

- ・ 隕石
- ・ 地球深部からの物質
 - ハワイ火山岩中の捕獲岩
 - キンバーライト中のカンラン石，ダイヤモンド

消滅核種 ^{129}I $\rightarrow$ ^{129}Xe (半減期: 1.57×10^7 年)

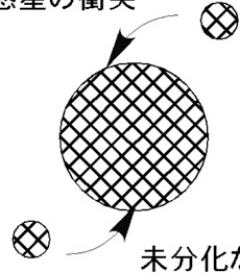
星間ガス・凝縮 → 微粒子 → 隕石



* 星間ガスの凝縮－隕石形成： ^{129}I の半減期程度

地球の形成

微惑星の衝突



未分化な原始惑星の成長

微惑星の衝突により

- ・衝突加熱
- ・衝突侵食

[加熱作用]

原始地球→大につれて、
衝突速度→大（加熱作用・大）

- ・脱ガス [衝突脱ガス]
1/100程度の大きさ（月）
- ・融解 [マグマポンド]
1/10程度の大きさ（火星）
- ・蒸発

原始地球→大：重力→大

・・・衝突脱ガス大気の保持

[地球軌道]

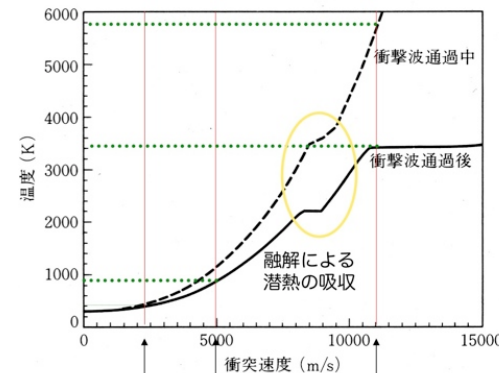
月程度：大気保持可能

火星程度：地質学的時間スケールで保持可能

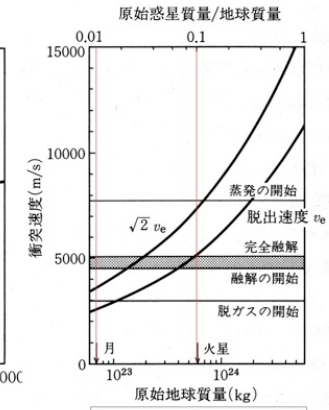
(岩波講座地球惑星科学1, 1996)

微惑星の衝突・集積／原始地球の成長

◆加熱作用



脱出速度：月 火星 地球



* 月サイズ：脱ガス
* 火星サイズ：融解

◆脱ガス大気の保持：惑星の重力エネルギー>気体の熱運動エネルギー

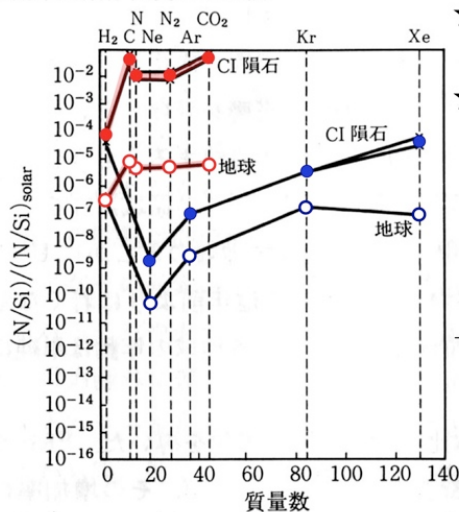
地球軌道 月サイズ：大気保持可能

火星サイズ：地質学的時間スケールで保持可能

(Abe, 1996; 岩波講座地球惑星科学1, 1996; 岩波講座地球惑星科学13, 1998)

脱ガス大気

地球大気, C1コンドライトの希ガス, C, Nの存在度と
太陽系元素存在度との比較



★ 地球大気

= CIコンドライト

★ 元素による減少度の違い

(太陽系元素存在度に対する)

Ne, Ar (不活性ガス)

・ 減少度合-大

H, C, N, O

・ 減少度合-小

(同程度の質量数なのに・・・)

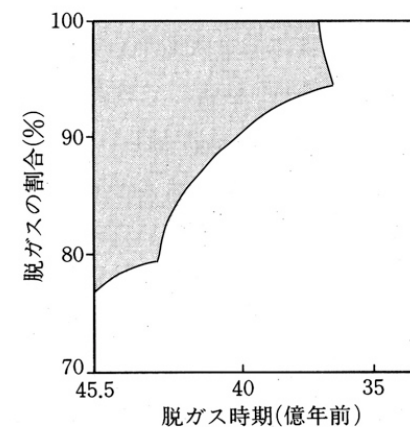
→ H, C, N, O・・・反応性大
岩石 (微惑星) 内
に取り込まれていた

脱ガス

(岩波講座地球惑星科学13, 1998)

脱ガス大気

Ar同位体比から示される脱ガスの時期



(Hamano & Ozima, 1978; 岩波講座地球惑星科学13, 1998)

Ar同位体対比

現在： $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 295.5$

^{40}Ar ： ^{40}K の放射壊変により生成
(^{40}K の半減期： 1.25×10^9 年)

岩石中で ^{40}K の放射壊変

→ ^{40}Ar の蓄積

地球形成後、

時間が経って脱ガスするほど、

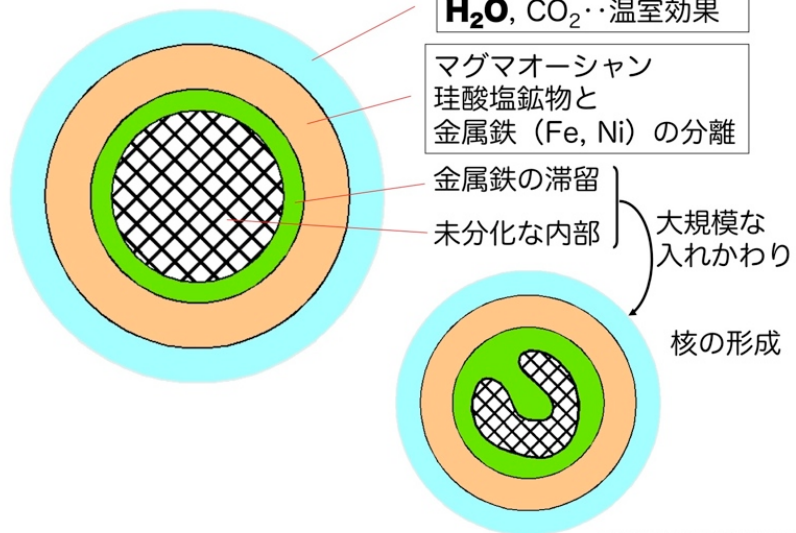
^{40}Ar 量は多くなる

・・・ $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ は高くなる

現在のマントル, 大気中の
 $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ を満足する脱ガス史
を推定

↓
地球形成から数億年間で、
大部分が脱ガス (灰色部分)
“初期大規模脱ガス”

地球の形成

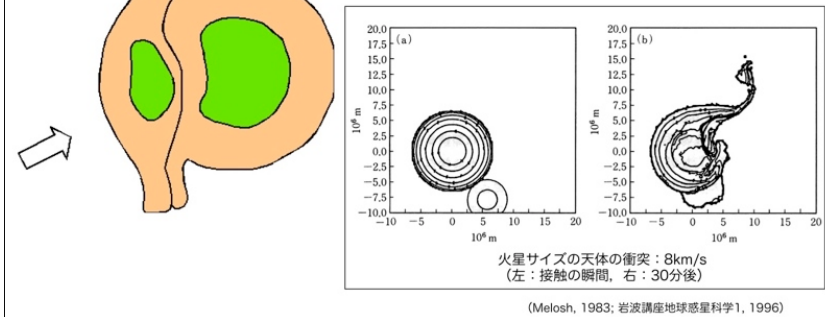


地球の形成

ジャイアント・インパクト

火星サイズの微惑星の衝突

- ・金属核の融合
 - ・マンツルの吹き飛ばし
- 月の形成



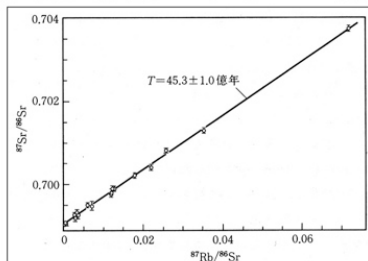
月の年代



白: 月の高地
・斜長岩
4.4-4.5 Ga

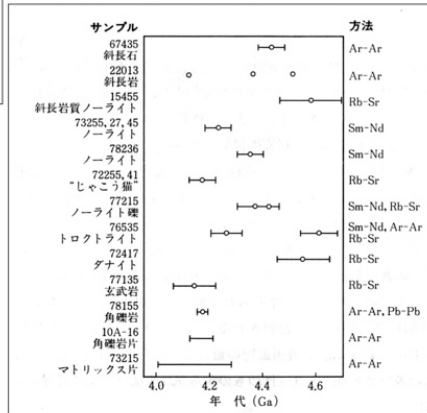
黒: 月の海
・玄武岩
4.0-3.2Ga
(古: 4.2 Ga)
(新: 2.5 Ga)

月の高地: 斜長岩, はんれい岩のRb-Sr年代



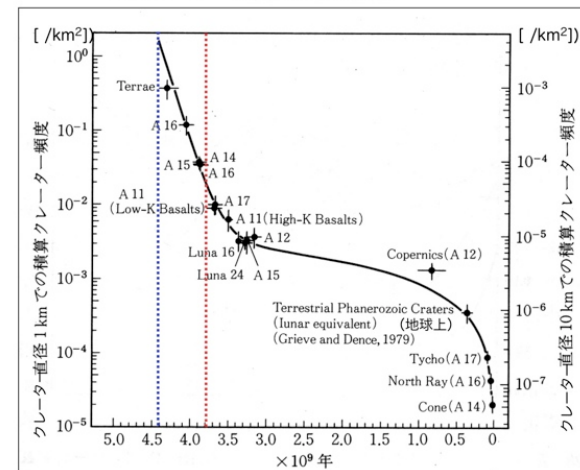
マグマオーシャンの形成
斜長石の上部濃集→斜長岩地殻
激しい隕石爆撃→内部部分溶融: 玄武岩噴出

月の高地の岩石の年代 (>4.1 Ga)



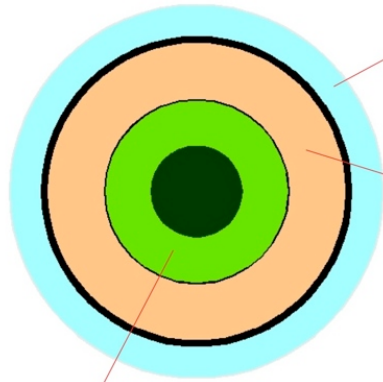
微惑星の衝突頻度の変化

月クレーター密度の時間的変化



地球の形成

・微惑星の衝突頻度の減少・
(重力エネルギーフラックスの減少)



核の分化
固体核（内核）の形成

大気・海洋の分化
水蒸気の凝結 → 海の形成
CO₂を主体する大気

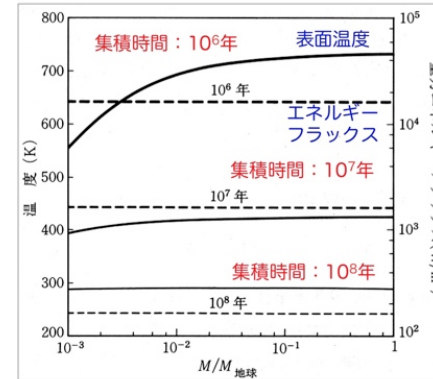
マグマオーシャン
マントルの分化
表面固化 →
プレート(初期地殻)の形成
(激しいマントル対流：更新盛ん)

プレートテクトニクスの駆動

(岩波講座地球惑星科学1, 1996)

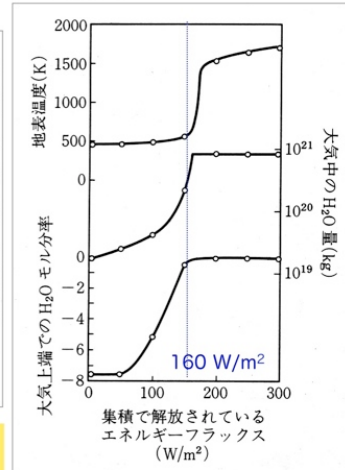
脱ガス大気・温室効果

惑星集積で解放されるエネルギーと
表面温度（大気なし）



160 W/m²以上：水蒸気の温室効果, 1500K 以上
・10⁸年程度の集積時間 (10¹⁹kg以下の微惑星)
160 W/m²以下：水蒸気の凝結, CO₂の温室効果,

衝突脱ガス大気の温室効果
H₂O+CO₂：200気圧
太陽放射：70%



(Abe & Matsui, 1988; 岩波講座地球惑星科学13, 1998)

地球の表層環境：現在と初期地球

◆地球の表層環境（田近, 1997）

(岩波講座地球惑星科学13, 1998)

	地球	初期地球
大気組成（体積％）		
N ₂	78.1	1.0
O ₂	20.9	
Ar	0.9	0.01
CO ₂	0.035	99.0
大気圧	1 気圧	～80気圧
惑星アルベド	0.3	>0.3
入射太陽放射 S	1370 W/m ²	1370 W/m ²
有効放射温度 T _e	-18℃	-18℃
全球平均表面温度	15℃	～200℃
水の存在量	270気圧相当	270気圧相当
水の存在形態	海洋	海洋、水蒸気

地殻

◆ 1 次地殻

地球形成初期、マグマオーシャンの冷却した被膜
隕石衝突（～30億年前）、プレート運動により消滅

◆ 2 次地殻

玄武岩質地殻・【海洋地殻】

マントルかんらん岩の部分融解により形成
プレート運動により更新

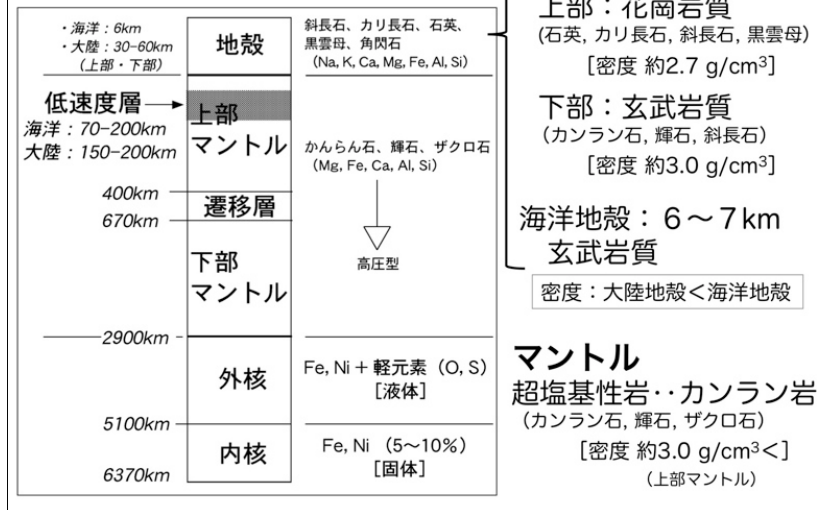
◆ 3 次地殻

花崗岩質地殻（安山岩質地殻）・【大陸地殻】

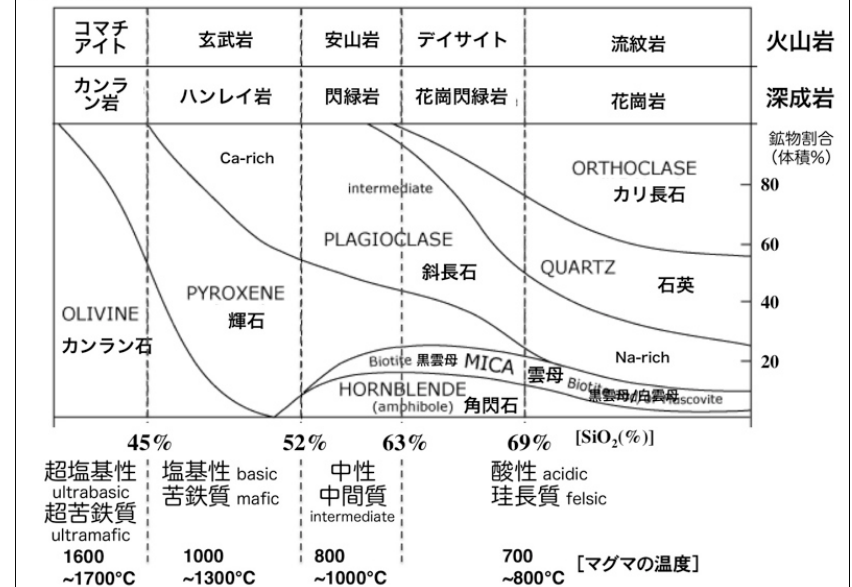
加水した海洋地殻の沈み込みによる火成活動
(含水マントル, 海洋地殻の部分融解)
プレート運動により集積・付加・大陸の形成

(Taylor & McLennan, 1996)

地球の層構造



火成岩の分類

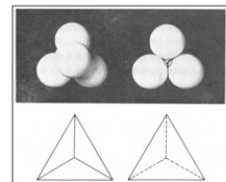


主要造岩鉱物: 珧酸塩鉱物・・・SiO₄正四面体構造

◆無色鉱物

石英・4角共有, 立体構造
($\rho = 2.6 \text{ g/cm}^3$)

長石・4角共有, 立体構造
($\rho = 2.6$)



(杉村, 1987)

◆有色鉱物

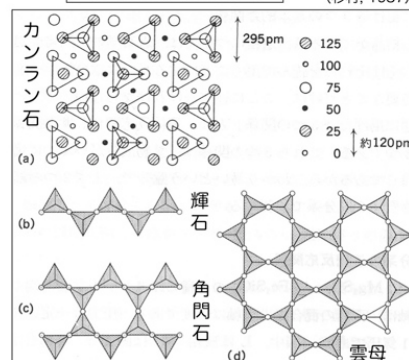
雲母・3角共有, 層状構造
($\rho = 2.8\sim3.4$)

角閃石・2角共有, 2重鎖状構造
($\rho = 2.9\sim3.5$)

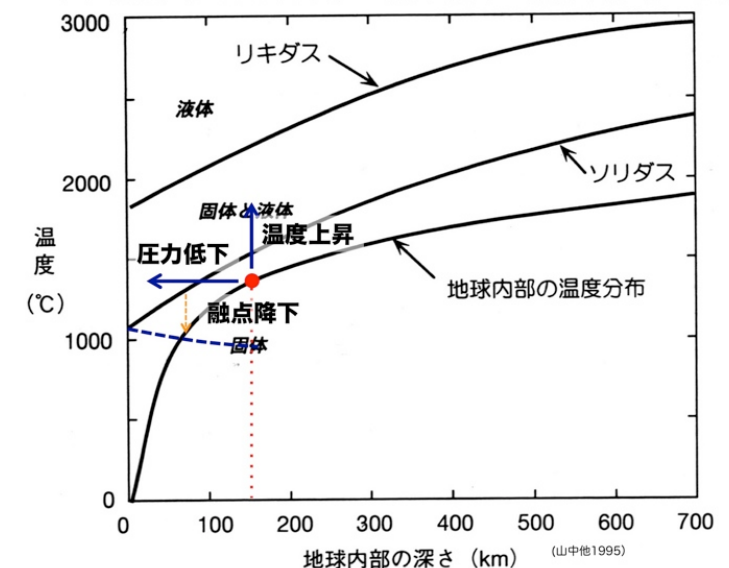
輝石・2角共有, 鎖状構造
($\rho = 3.2\sim3.9$)

カンラン石・共有なし
($\rho = 3.3\sim3.4$)

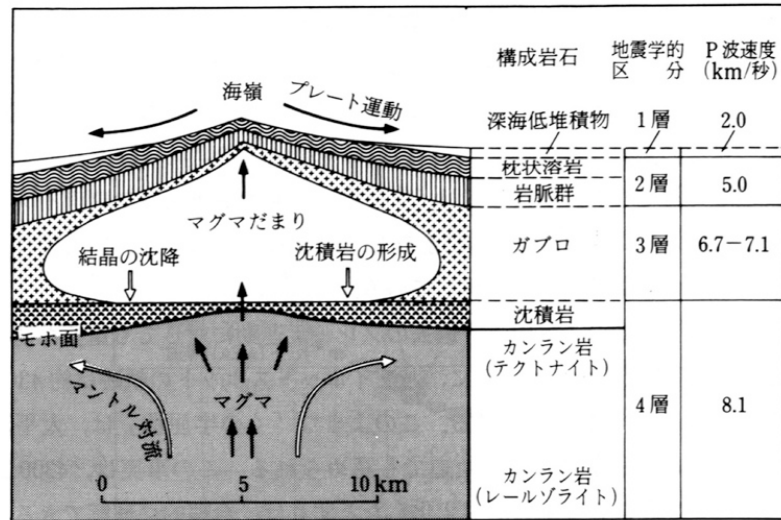
ザクロ石・共有なし
($\rho = 3.3\sim4.3$)



マントル物質 (かんらん岩) の融け始めと融け終わりの温度



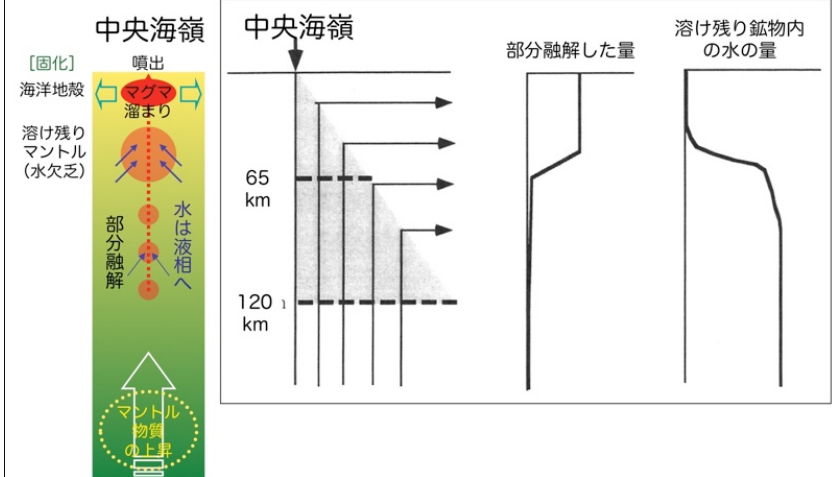
プレート発散境界・中央海嶺：火山活動 → 海洋地殻の形成



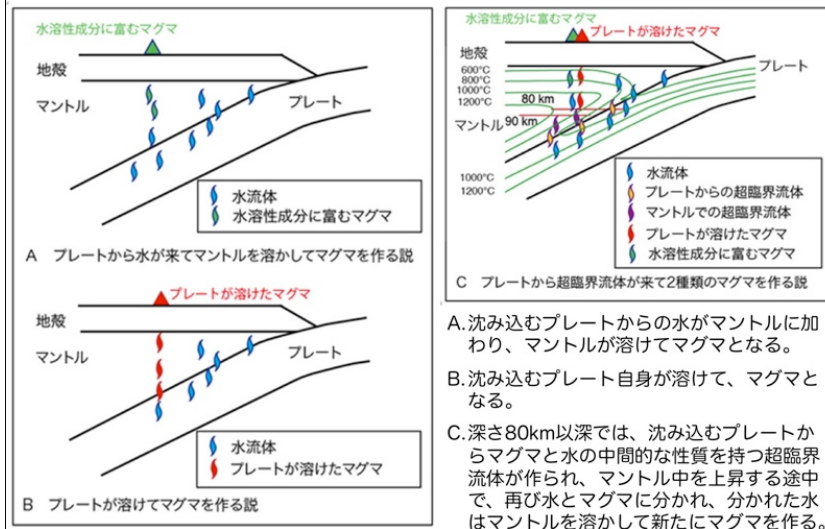
模式的な中央海嶺の構造 (山中他, 1995)

中央海嶺：火山活動 → 海洋地殻の形成

中央海嶺での部分融解と水の再分配 (唐戸, 2000)



プレート収束境界・沈み込み帯でのマグマの発生：水の寄与

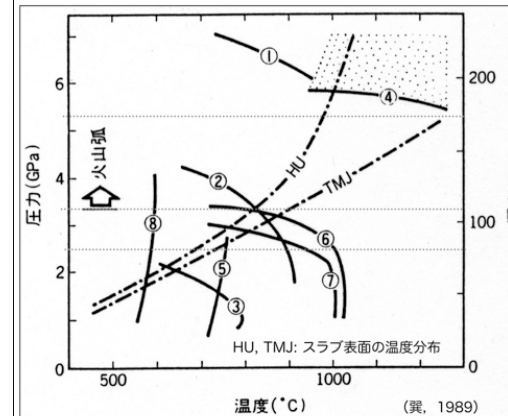


[http://www.kyoto-u.ac.jp/static/ja/news_data/h/h1/news6/2012/121030_1.htm]

沈み込む海洋プレート（スラブ）内の含水鉱物

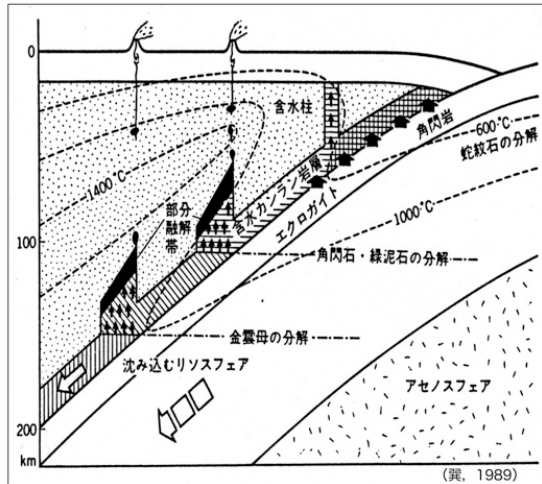
堆積岩層・緑泥石、黒雲母、金雲母
玄武岩質層・角閃石
カンラン岩質層・蛇紋石、緑泥石、金雲母

含水鉱物の脱水反応



- ① 緑泥石
- ② カンラン岩中の緑泥石
- ③ 堆積岩中の緑泥石
- ④ カンラン岩中の金雲母
- ⑤ 堆積岩中の金雲母
- ⑥ カンラン岩中の角閃石
- ⑦ 玄武岩中の角閃石
- ⑧ 蛇紋石

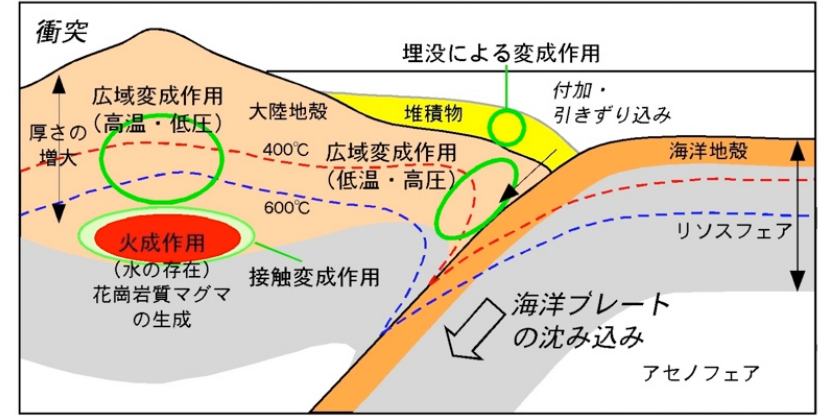
沈み込み帯でのマグマの発生 含水鉱物の脱水→水による融点低下



- 海洋リソスフェアの沈み込み
- A. 海洋リソスフェア内の含水鉱物の脱水
海洋地殻内の蛇紋石 (~600°C)
堆積岩中の緑泥石・金雲母 (<800°C, ~80km深)
- B. マントルウェッジ内に含水鉱物の形成 [含水カンラン岩層]
含水カンラン岩層の引きずり込み
- C. カンラン岩中の含水鉱物の脱水 (圧力依存)
(1) 角閃石, 緑泥石 (~110km深)
(2) 金雲母 (~170km深)
- 1000°C<の領域での部分融解 (水による融点低下)
↓
マグマの発生

プレート収束境界：付加作用，変成作用，火成作用

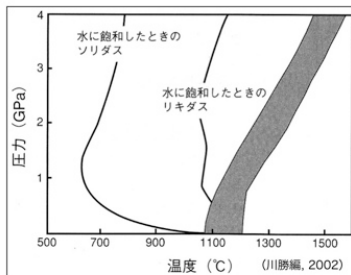
- ◆ 海洋プレートの沈み込み・・・付加作用，引きずり込み
- ◆ 地塊の衝突・・・地殻の厚さの増大
→ 岩石をより高温・高圧条件へ 「変成作用」
→ [水の存在] → 地殻下部の融解 (花崗岩質マグマの形成：火成作用)



(Skinner et al., The Blue Planet, 1999)

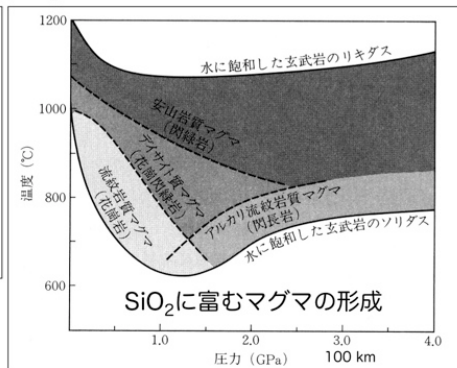
地殻下部（玄武岩質）の融解 — 花崗岩質マグマの形成：水の寄与

玄武岩の融解温度

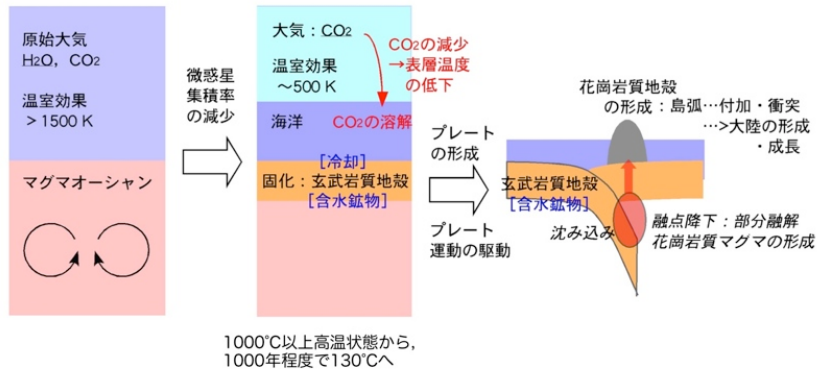


水 (H₂O) の存在
↓
融解温度の低下

H₂Oに飽和した玄武岩の部分融解



(岩波講座地球惑星科学1, 1996)



1000°C以上高温状態から,
1000年程度で130°Cへ

★原始海洋の形成

- ・ CO₂の溶解 → 表層温度の低下
- ・ プレートの形成・プレート運動の駆動
- ・ 加水海洋地殻 (含水鉱物の形成) → 大陸地殻の形成

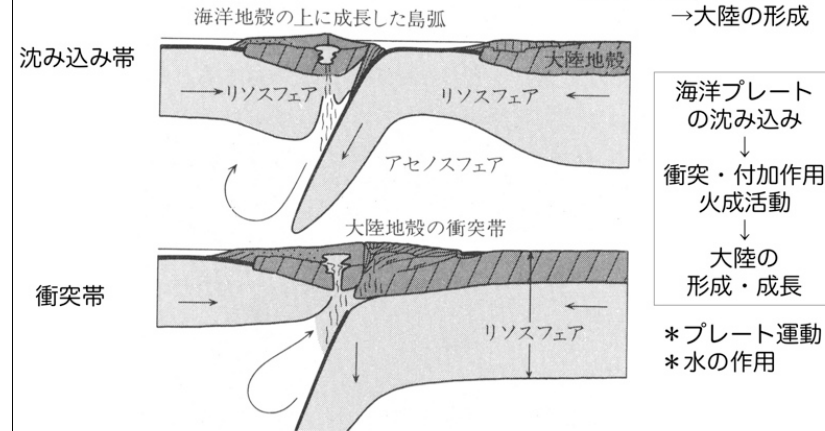
海洋の形成

マグマオーシャンの固化 → 海洋地殻・プレートの形成 → プレート運動の駆動
海洋との反応・含水鉱物の形成

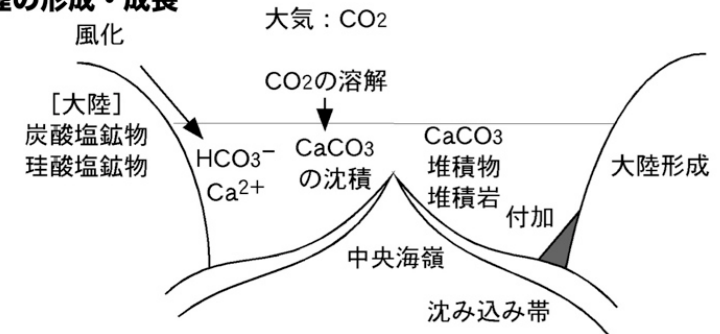
→ 沈み込み帯・衝突帯 → 火山活動・火成作用 → 島弧の形成

含水鉱物からの脱水・融点降下

↓ プレート運動
衝突・付加, 火成活動
→ 大陸の形成



大陸の形成・成長

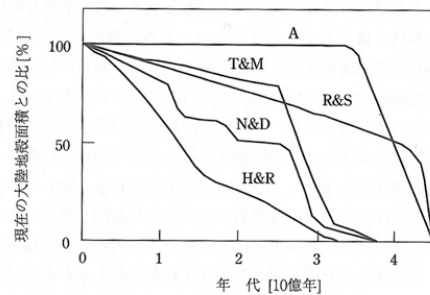


珪酸塩鉱物の風化: $\text{CaSiO}_3 + \text{CO}_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2$

プレート運動・大陸の形成・成長

- 大陸 (珪酸塩鉱物) の化学的風化作用
 - 大気のCO₂の消費 (HCO₃⁻として海洋へ)
 - 陽イオンの海洋への供給
- 海洋: CaCO₃の沈殿・CO₂の固定
- 沈み込み帯での付加作用・大陸の形成・成長 → CO₂の貯蔵
- ★ 大気のCO₂量の減少・温室効果ガスの減少・地表温度の低下

大陸成長モデル



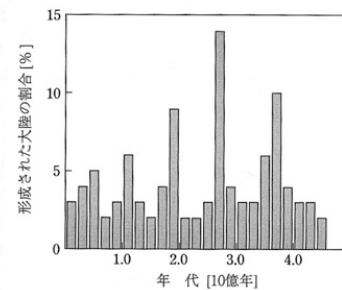
- 時間とともに成長
- 一定、間欠的 (段階的)
- 地球史初期から現在と同規模の大陸が存在

推定方法

- マントル起源岩石のNd同位体比
- 大陸地殻構成岩石の年代分布
- 堆積岩・古い地殻物質の混入程度

[地球化学講座 3, 2003]

大陸地殻の形成年代分布



北米大陸、オーストラリア、
スカンジナビア地域

Sm-Ndモデル年代

ジルコンのU-Pb年代

[MacLulloch and Bennett, 1994]
[地球化学講座 3, 2003]