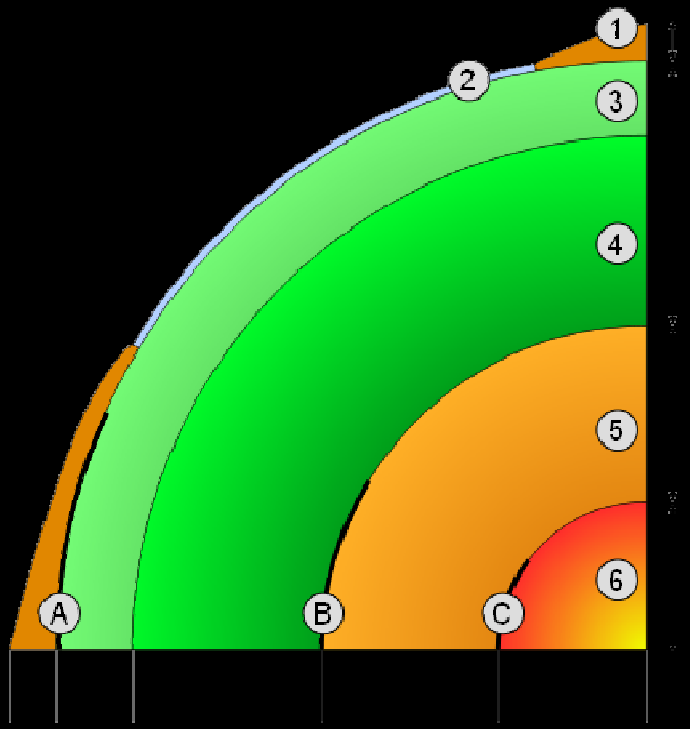
M2R module de planétologie

Cours 2:

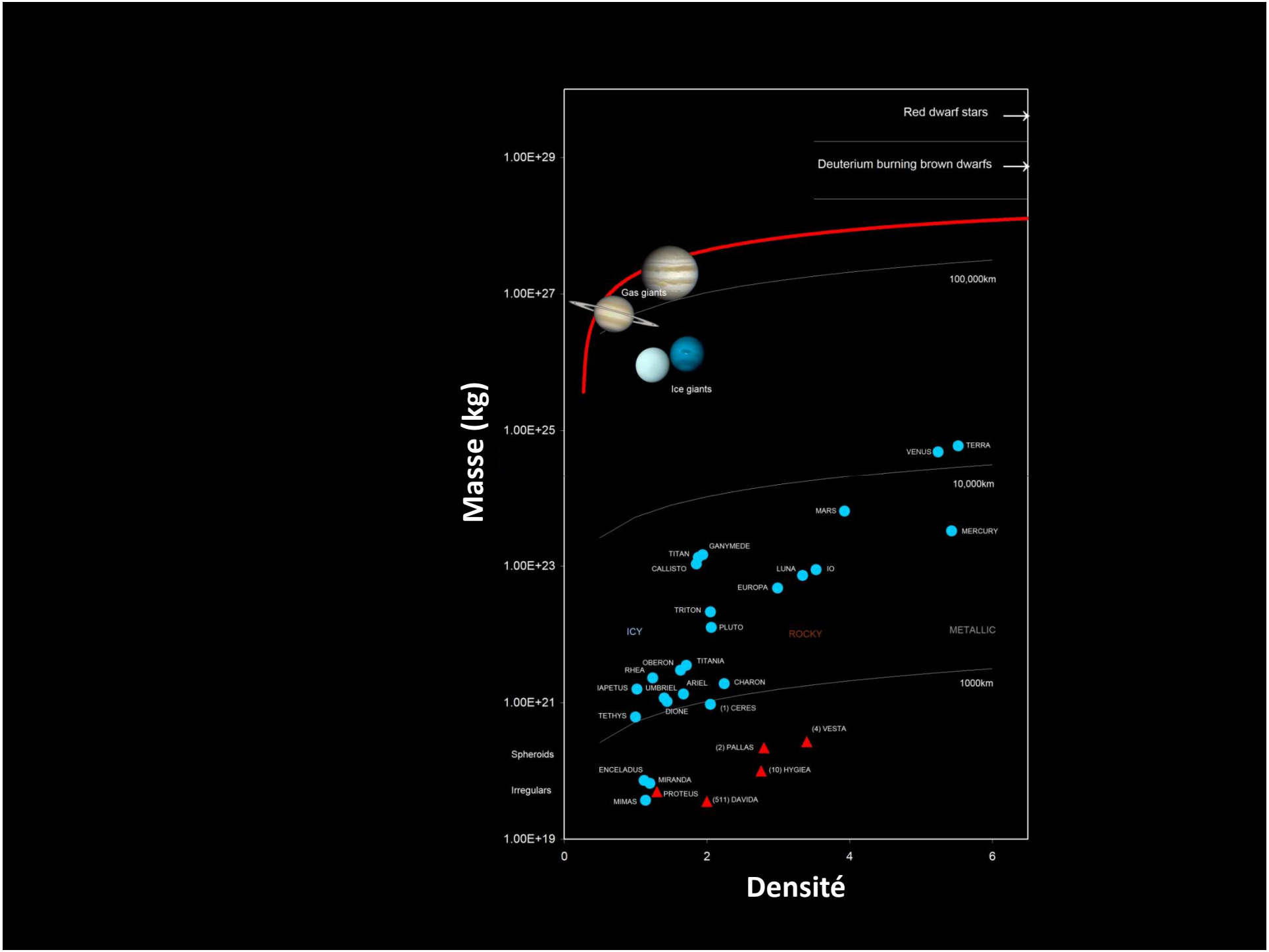
La différentiation planétaire

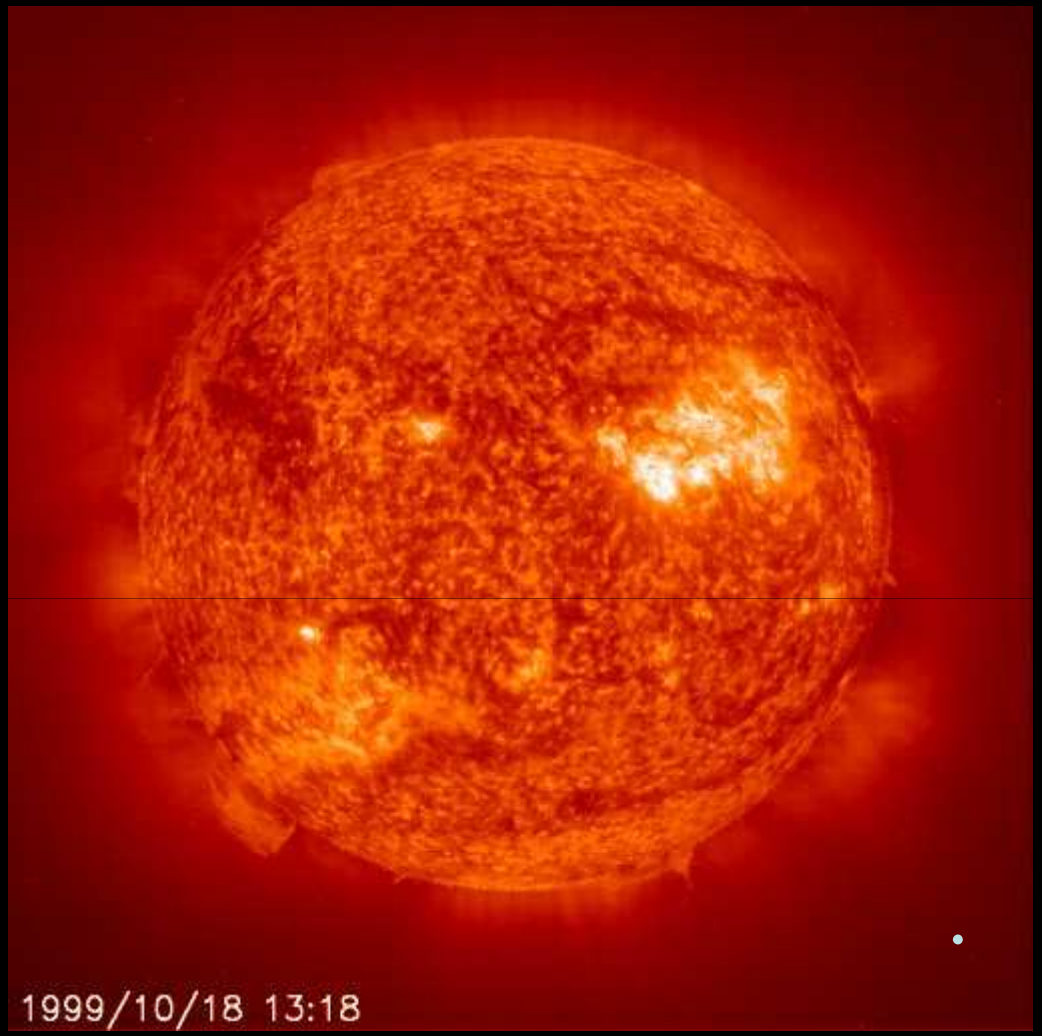


Pierre Beck
Laboratoire de Planétologie de Grenoble

pierre.beck@obs.ujf-grenoble.fr

Un panorama du Système Solaire: Zonation héliocentrique


Red dwarf stars
Deuterium burning brown dwarfs
Gas giants
Ice giants
100,000km
10,000km
1000km
1.00E+29
1.00E+27
1.00E+25
1.00E+23
1.00E+21
1.00E+19
Masse (kg)
0
2
4
6
Densité
VENUS
TERRA
MARS
MERCURY
TITAN
GANYMEDE
CALLISTO
LUNA
IO
EUROPA
TRITON
PLUTO
ICY
ROCKY
METALLIC
OBERON
TITANIA
RHEA
IAPETUS
UMBRIEL
ARIEL
CHARON
(1) CERES
DIONE
TETHYS
(4) VESTA
(2) PALLAS
(10) HYGIEA
ENCELADUS
MIRANDA
PROTEUS
MIMAS
(511) DAVIDA
Spheroids
Irregulars



Le Soleil

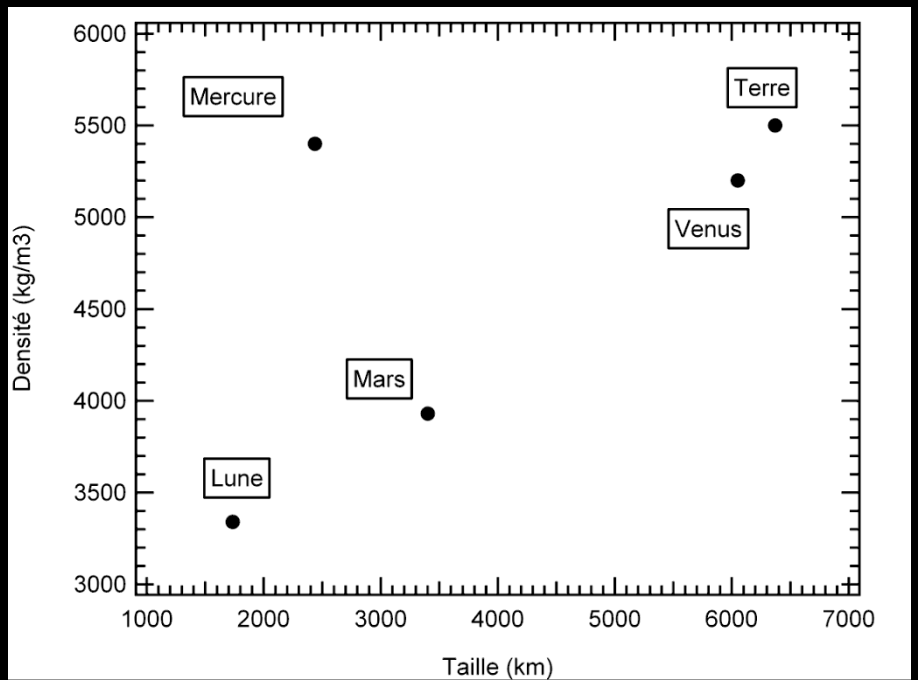
Diamètre = 1 392 000 km
100 plus que la terre

Masse= 2^{e}30 kg
300 000 plus que la Terre

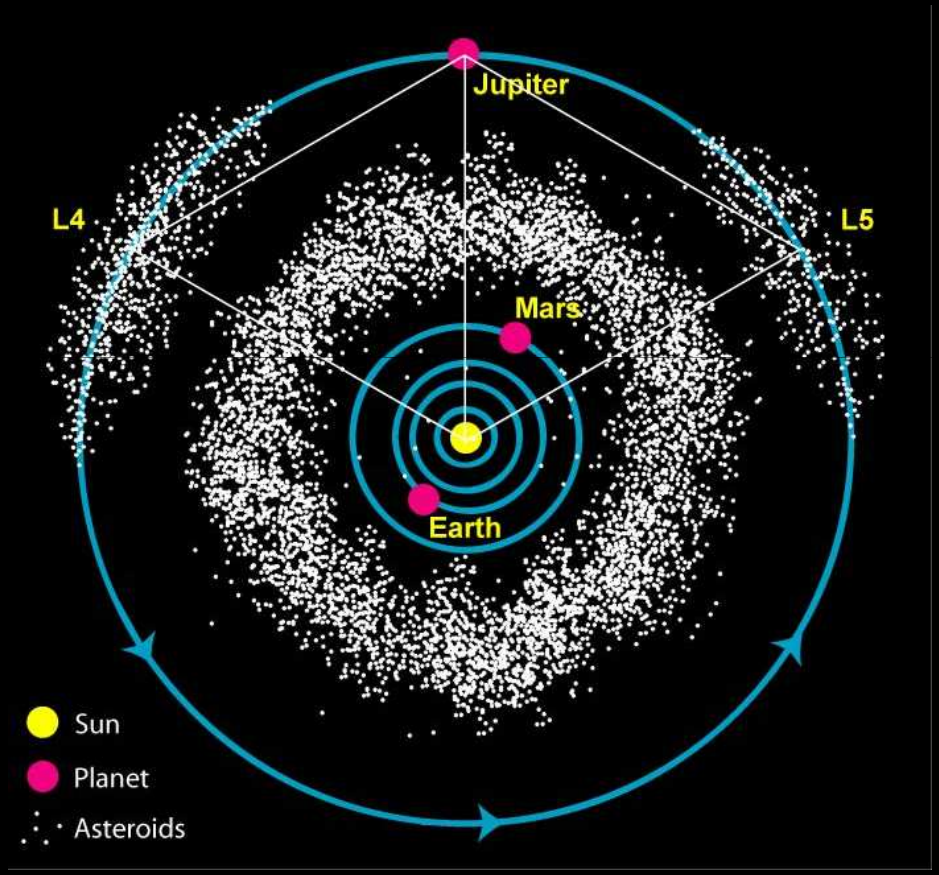
Température de surface= 5700°C

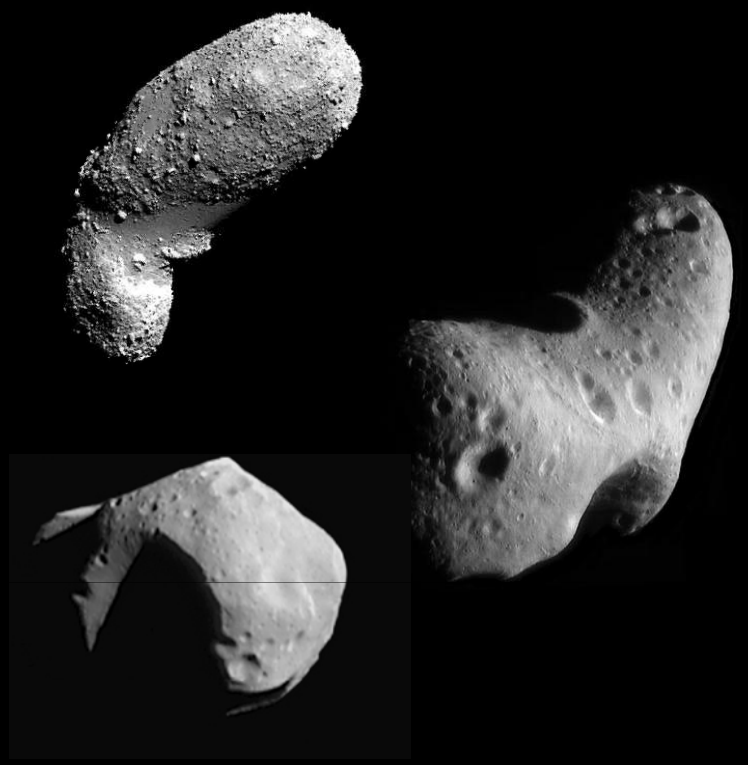
Les Planétes telluriques

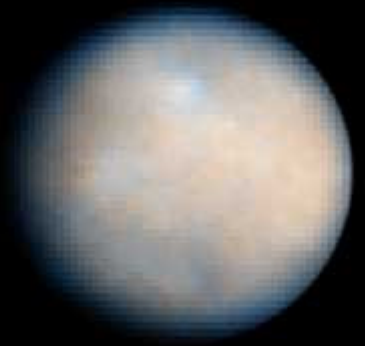




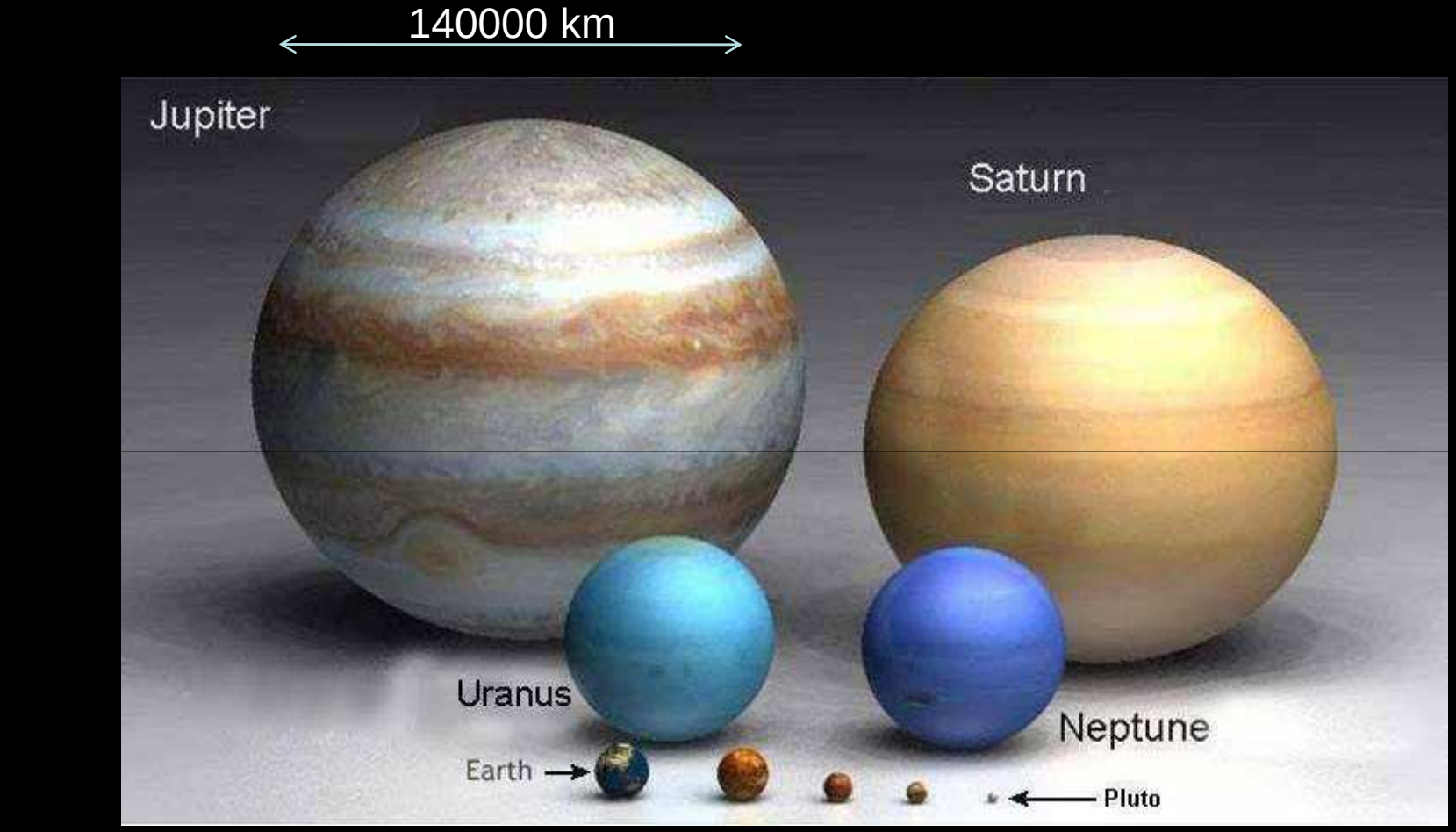
Les astéroïdes







Les Géantes gazeuses



Les Lunes de Jupiter



3.35 kg/m^3

Io

3.53 kg/m^3

Europa

3.01 kg/m^3

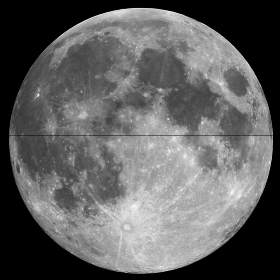
Ganymède

1.94 kg/m^3

Callisto

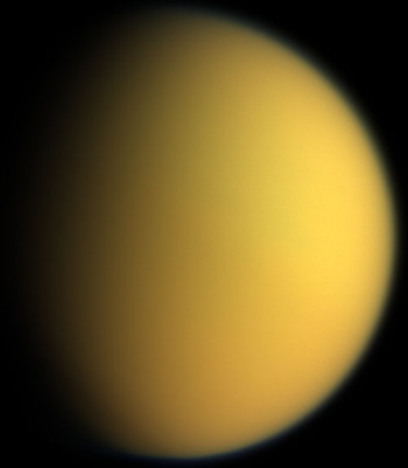
1.83 kg/m^3

Les Lunes de Saturne



3.35 kg/m^3

Titan



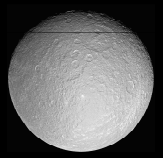
1.88 kg/m^3

Japet



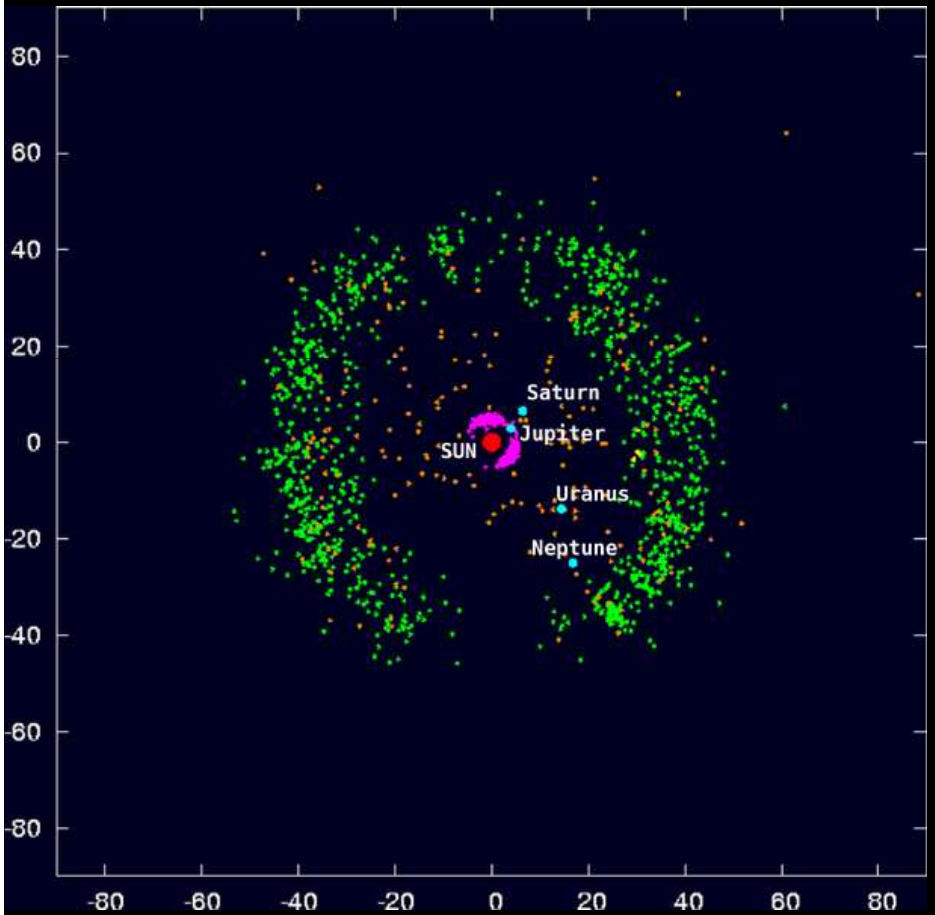
1.08 kg/m^3

Rhéa



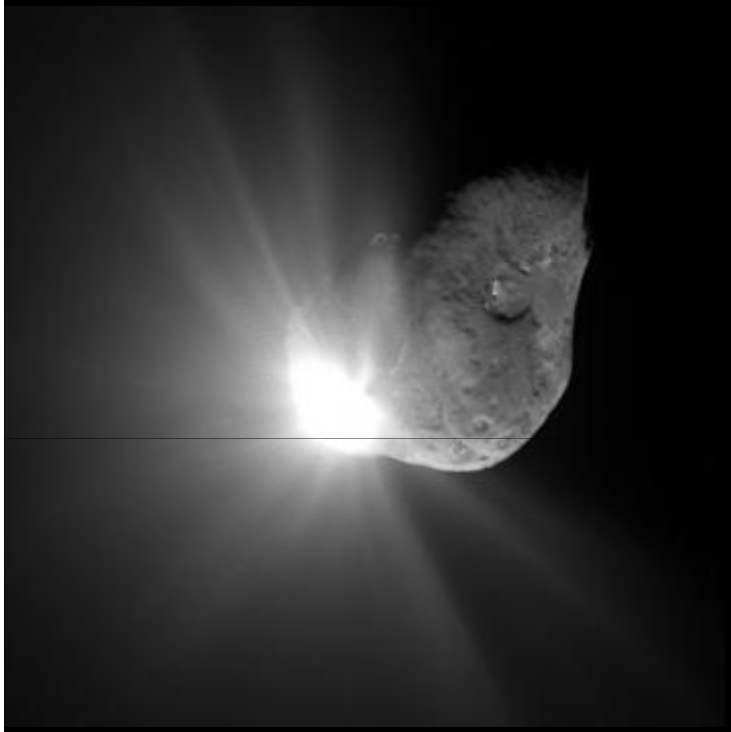
1.23 kg/m^3

La ceinture de Kuiper



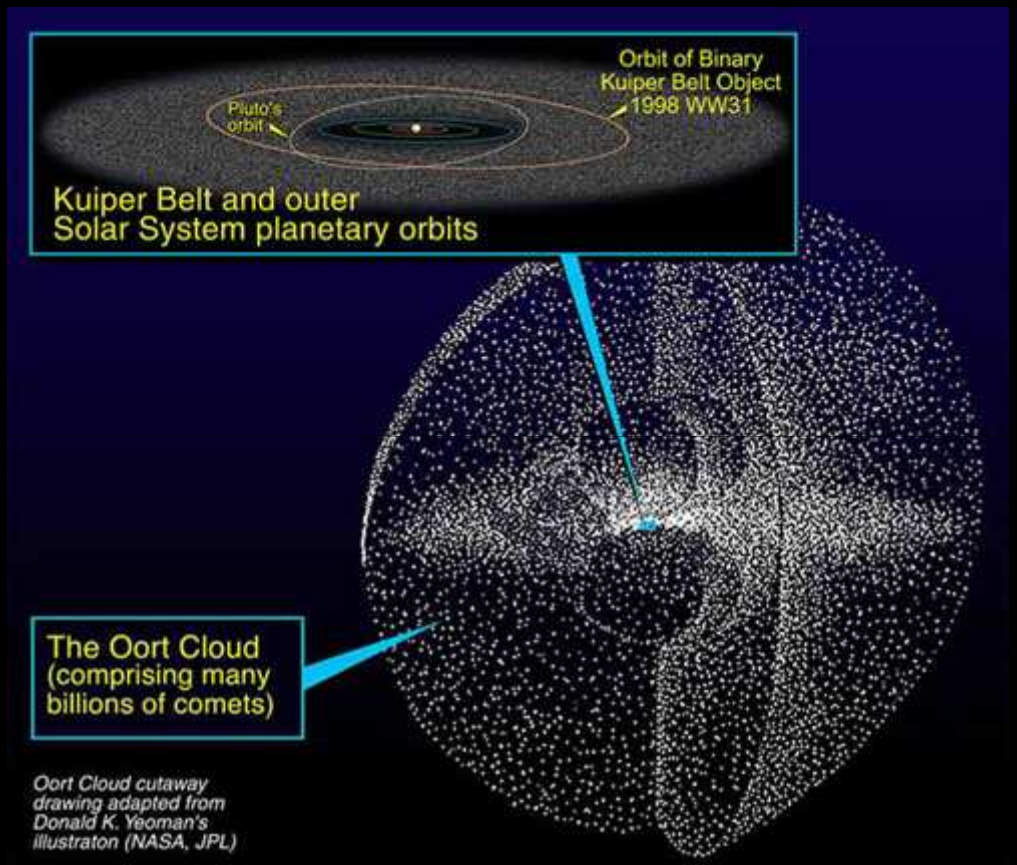
Un peu comme la ceinture d'astéroide.
Mais objets très riches en volatiles (glace d'eau, CO2 ou NH4).
Planètes naines (Pluton, Triton, …)

Les Comètes



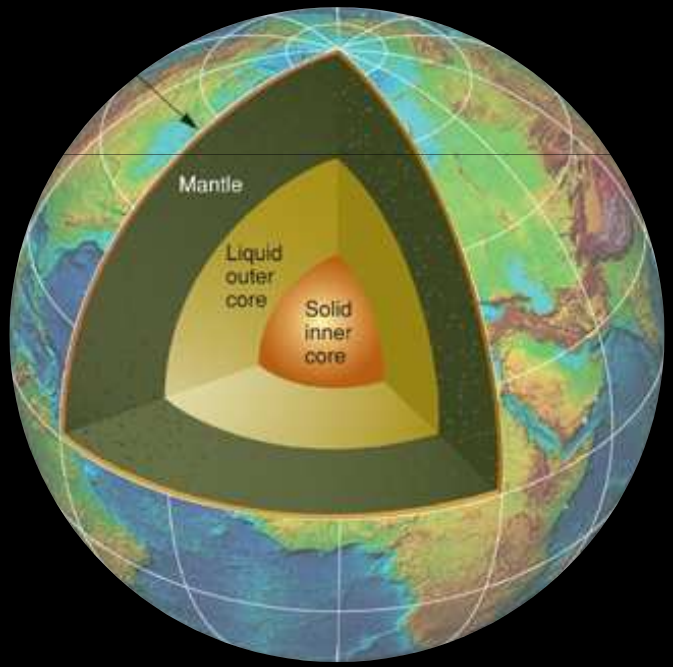


1/3 cailloux, 1/3 organiques, 1/3 glace

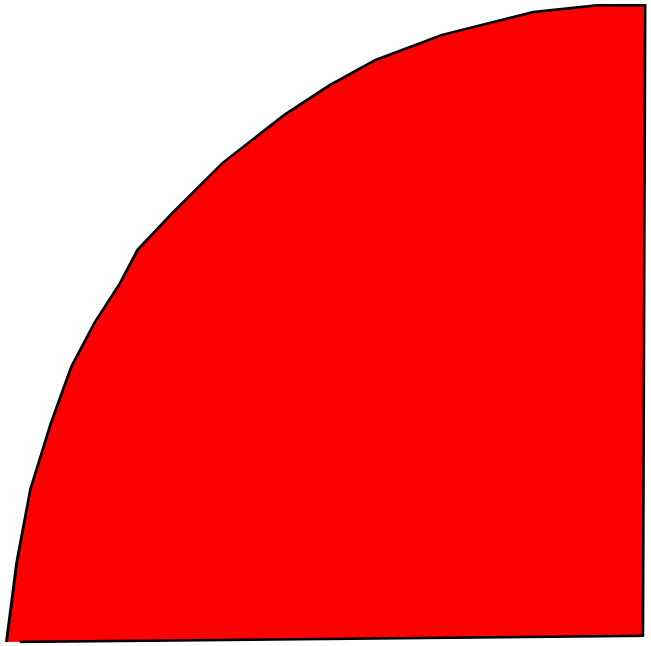


Oort Cloud cutaway drawing adapted from Donald K. Yeoman's illustraton (NASA, JPL)

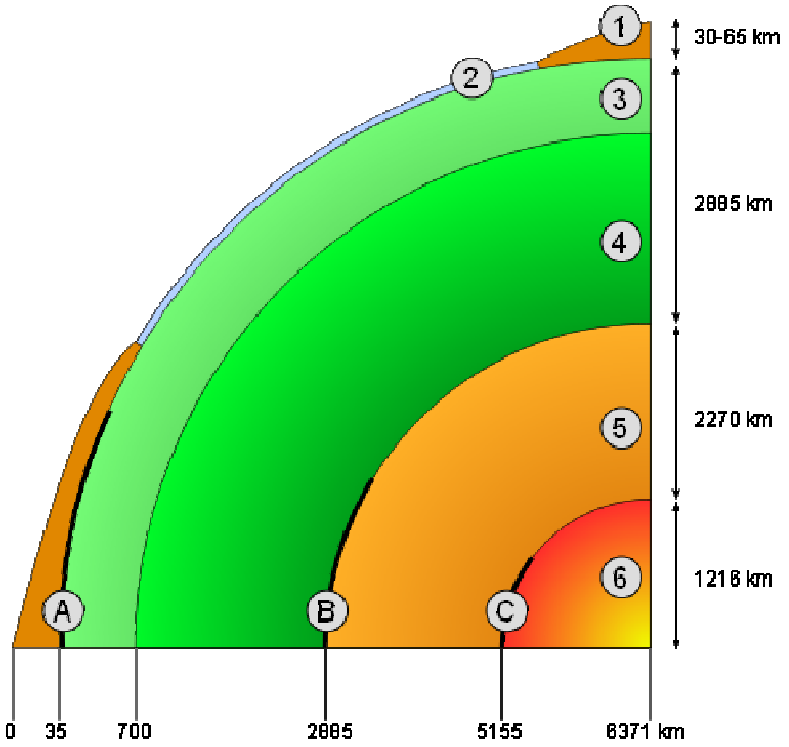
La différentiation des enveloppes solides



La différentiation planétaire: Définitions



Non-différencié
Ex: Astéroïde

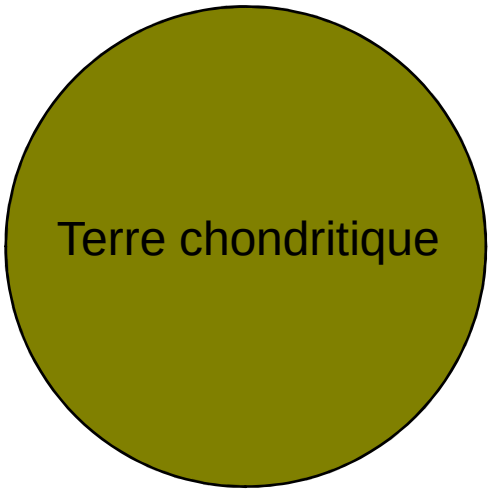


Différencié:
Ex: Terre, Mars,

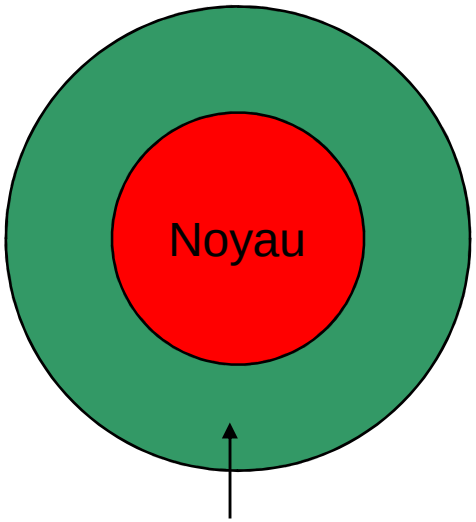
Différentiation= séparation en enveloppes chimiques de composition différentes.

La différentiation planétaire: Définitions

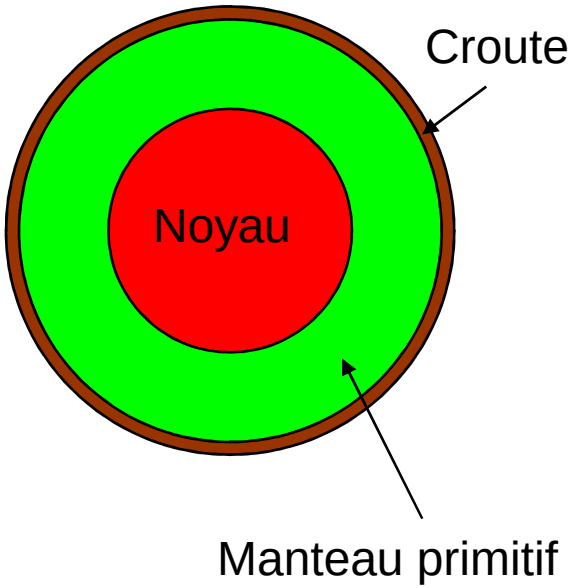
Chondrites=Terre Globale



Terre primitive



Terre différentiée



Différentiation= séparation en enveloppes chimiques de composition différentes.

Les énergies impliquées

Pour différencier une planète, le mieux c'est de la faire fondre.

$$E_P = \frac{3GM^2}{5R}$$

Energie potentielle d'acrétion
Terre=2,2.10^{32} J

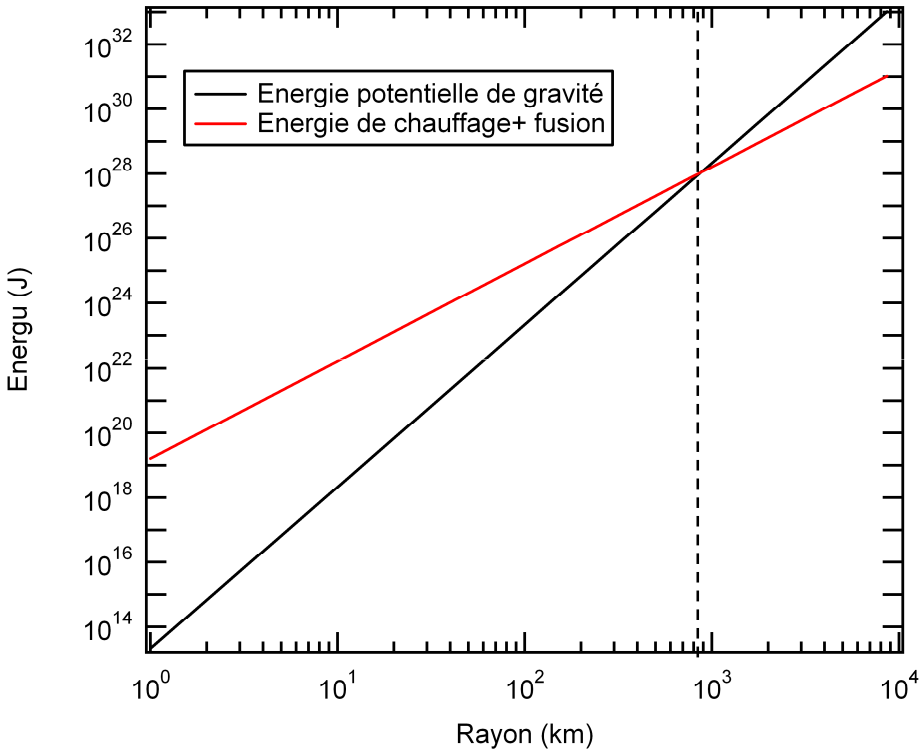
$$E_M = \frac{M}{L}$$

Energie nécessaire à fondre
Terre, L~1^{e}5 J/kg

$$E_C = \frac{M}{\rho c_p \Delta T}$$

Energie pour chauffer
Terre, c_p~1000 J/(K.kg), DT=2000, r=5500 kg/m3

Les énergies impliquées



On n’arrive pas à faire fondre les corps plus petits que 800 km…

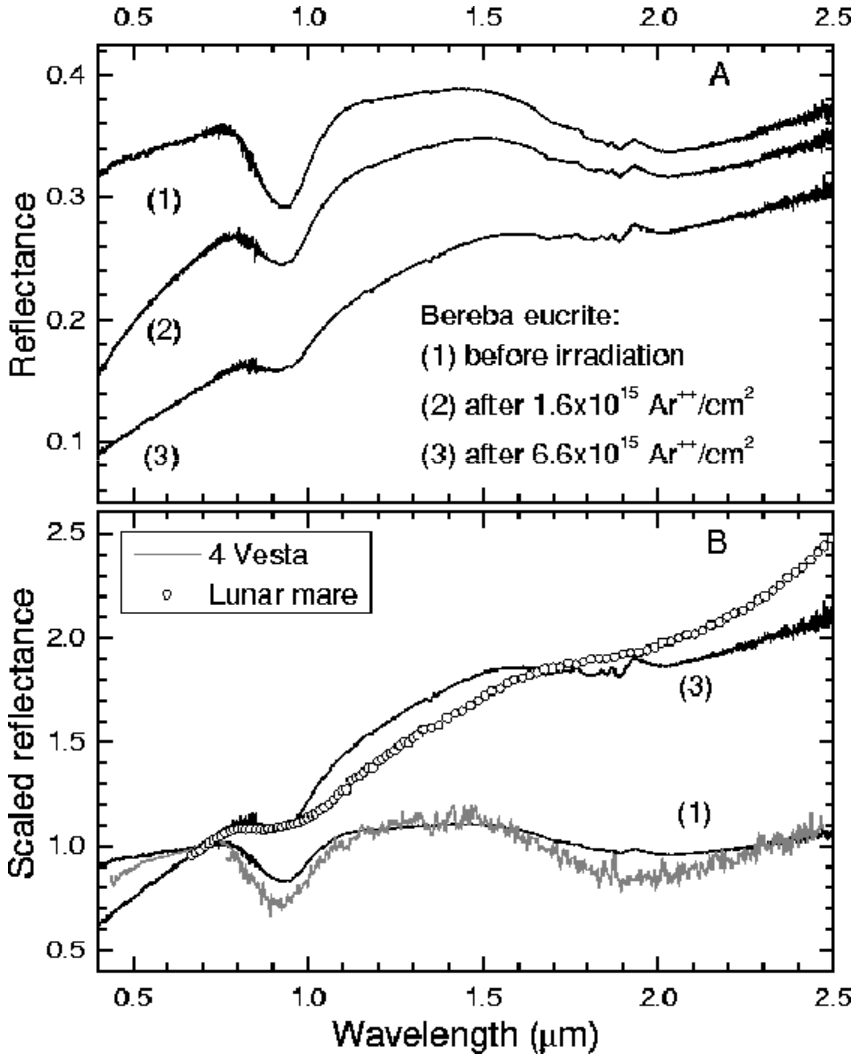
Mais: 4-Vesta, un petit objet différencié



R=300 km



Basalte= météorite différenciée..



Il existe des « petits » corps différencié.

Qu’est ce qui nous manque??

Effet des radioactivités



$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{R^2}\frac{d}{dR}\left(R^2 \kappa \frac{\partial T}{\partial R}\right) + \frac{Q_{\text{radnl}}}{\rho c_v}$$

Production radioactive.

Effet des radioactivités éteintes

Quels éléments radioactifs?

^{26}Al

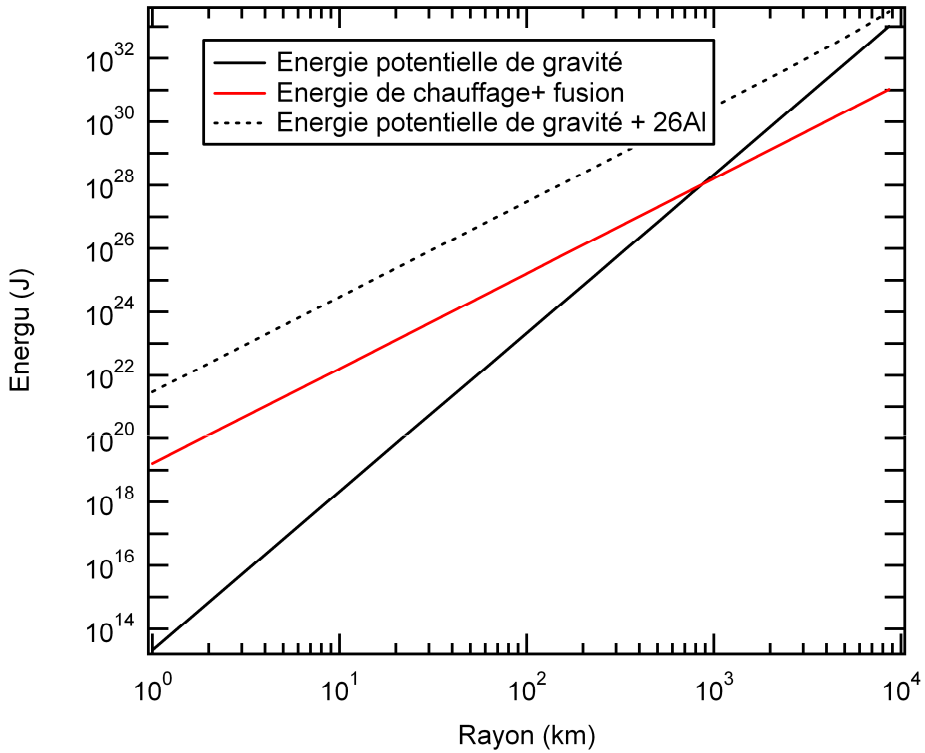
$(^{26}Al/^{27}Al)_0=5.10^{-5}$
$[Al]_{Chon}=1.2$ %.
Decay energy=3MeV

L'autre candidat est le **^{60}Fe**

$(^{60}Fe/^{56}Fe)0=3.10^{-6}$

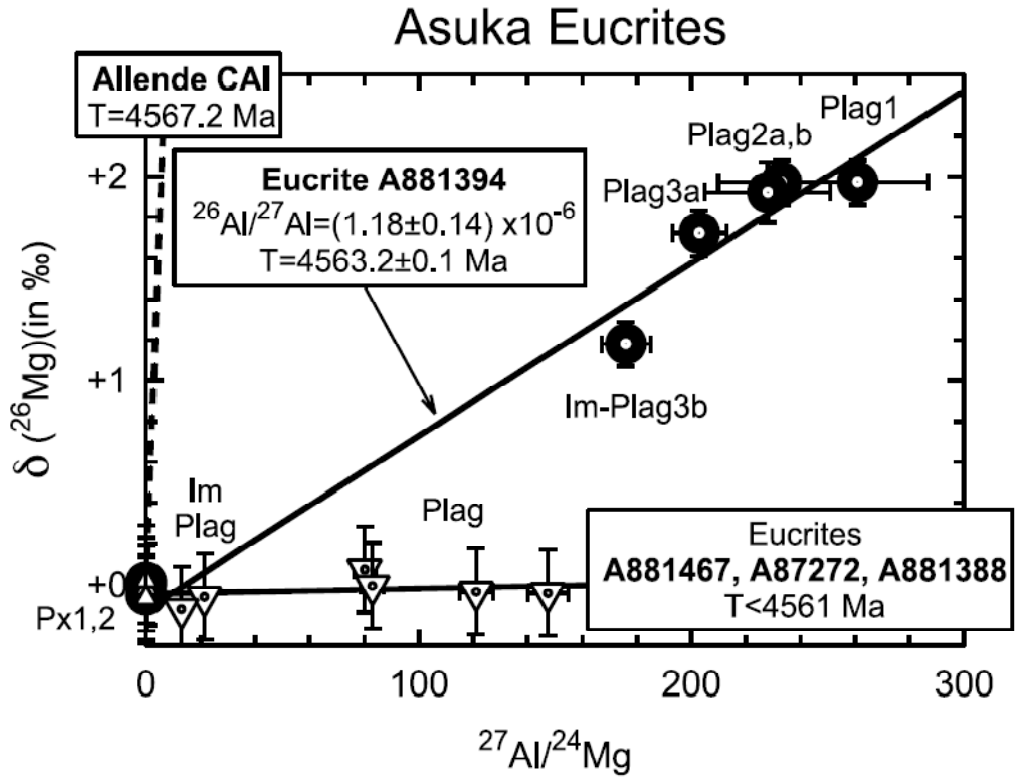
Plus l'astéroïde s'est accrêté tôt plus il a de chance d'être différentié.

Effet des radioactivités éteintes



Maintenant on arrive à faire fondre.
Attention ici on suppose une accrétion instantanée.

Effet des radioactivités éteintes



Nyquist et al., EPSL 2003

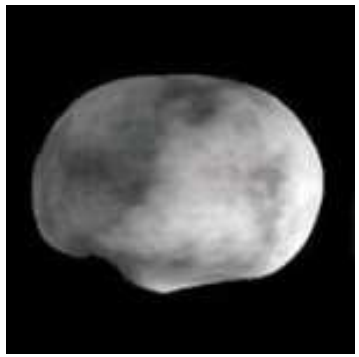
Isochrone fossile: **^{26}Al présent lors de la cristallisation de ce basalte**.

Energies impliquées: résumé

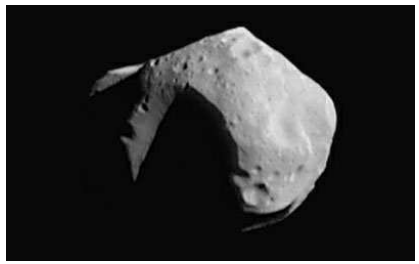
Gros corps (planètes): la **chaleur d'acrétion** est suffisante.



Petits corps (astéroïdes): il faut de la **radioactivité éteinte**.
certains astéroïdes sont différentiés, d'autre non.



4-Vesta, différentié



Mathilde, non-différentié

Modèles numériques

$$\frac{\mathrm{d}(M/M_\infty)}{\mathrm{d}(t/\tau)} = \frac{1}{\Gamma(\alpha)}\left(\frac{t}{\tau}\right)^{\alpha-1} \mathrm{e}^{-t/\tau}$$

Bouvier, Moynier et al., 2006

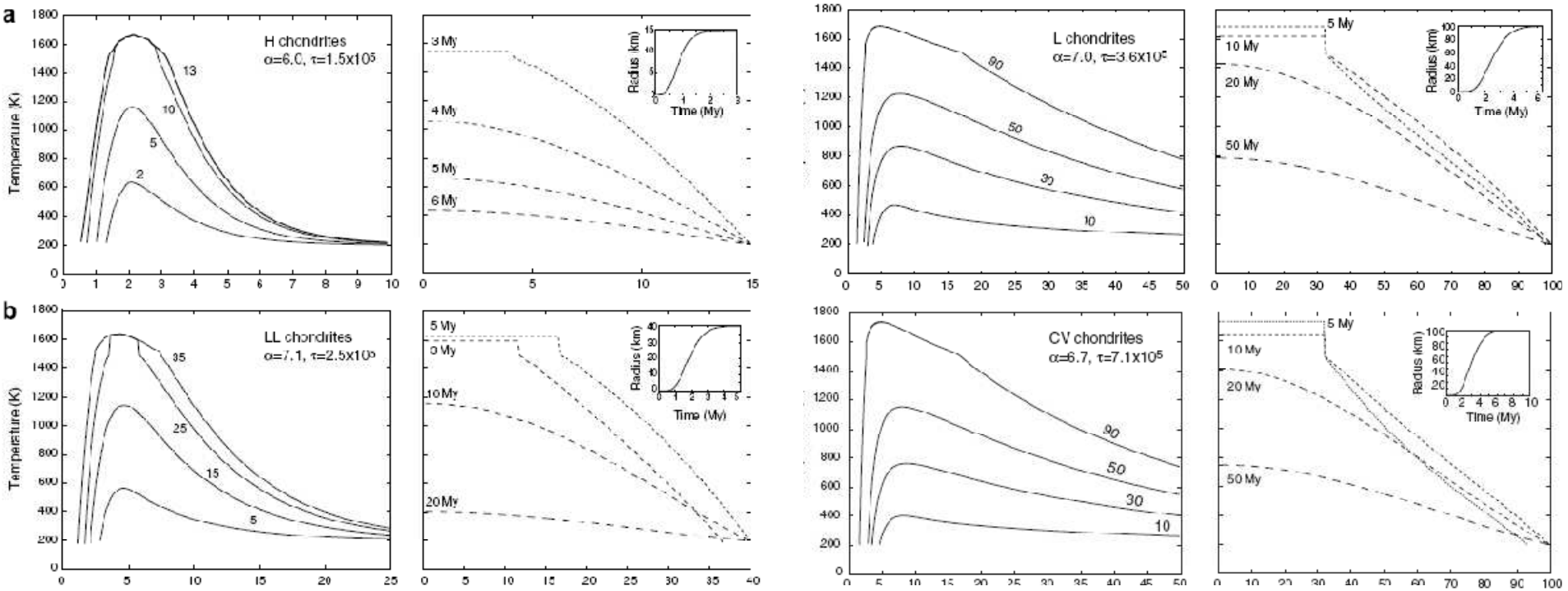


Fig. 7. (a–c) Thermal evolution models of asteroids with various compositions (considering ^{26}Al and ^{60}Fe as the main heat sources), accretionary rates, and final planetary body sizes (r_f). Examples: (a) H chondrites, $r_f = 15$ km, $\alpha = 6.0$, $\tau = 1.5 \times 10^5$ yr; (b) LL chondrites, $r_f = 40$ km, $\alpha = 7.1$, $\tau = 2.5 \times 10^5$ yr; (c) L chondrites, $r_f = 100$ km, $\alpha = 7.0$, $\tau = 3.6 \times 10^5$ yr. Left-hand panels: curves representing temperature evolution of asteroid surfaces (distance from asteroid surface in km) with time. Right-hand panels: temperature gradients of asteroids at different stages (My) of evolution. Insets: growth curves of asteroids. (d) Thermal evolution model for the CV chondrite parent body constrained by low-temperature evolution of their parent bodies. Example: $r_f = 100$ κμ, $\alpha = 6.7$, $\tau = 7.1 \times 10^5$ yr.

Composition chimique des enveloppes solides

Classification de Goldschmitt



H																	He
Li	Be											B	C	N	O	F	Ne
Na	Mg											Al	Si	P	S	Cl	Ar
K	Ca	Sc	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Se	Br	Kr
Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Tc	Ru	Rh	Pd	Ag	Cd	In	Sn	Sb	Te	I	Xe
Cs	Ba	La	Hf	Ta	W	Re	Os	Ir	Pt	Au	Hg	Tl	Pb	Bi	Po	At	Rn

Th	U	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu

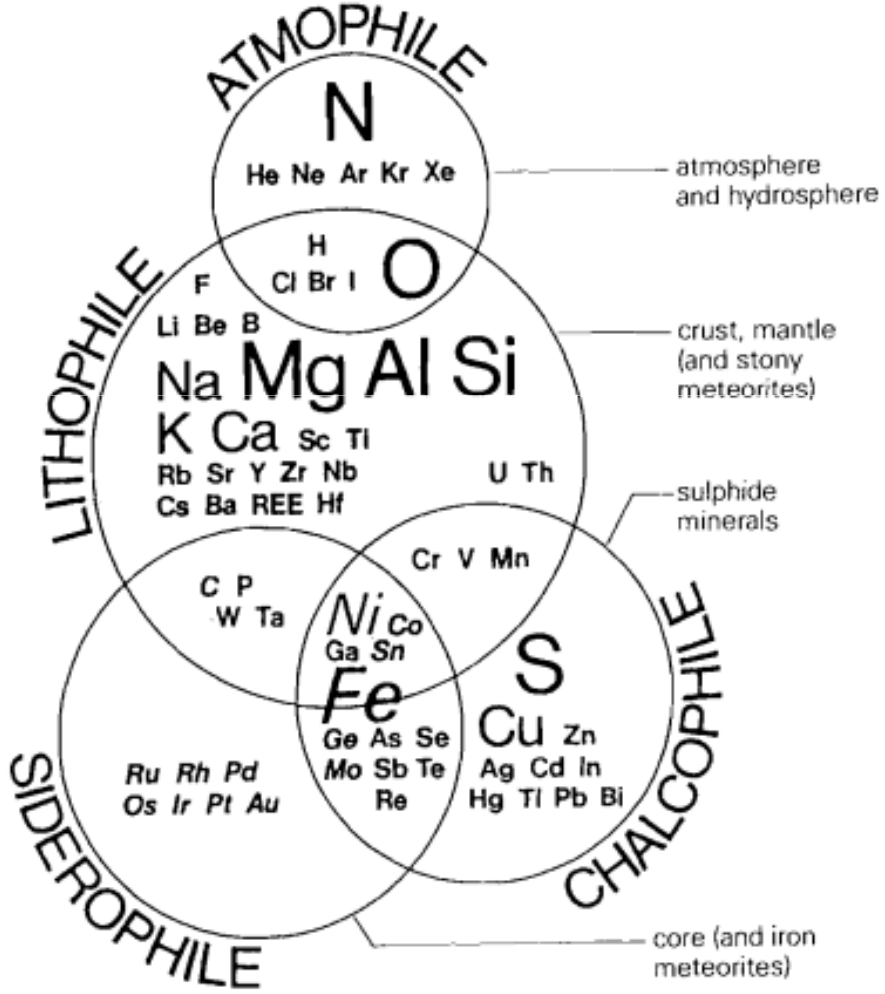
Siderophile → Métal (noyau)

Chalcophile → Souffre (atm, noy, silicates)

Lithophile → Silicates (manteau, croute)

Atmophile → Atmosphère

Classification de Goldschmitt



Vocabulaire

Compatibilité

$$D_i^{C/M} = \frac{C_i^C}{C_i^M}$$

Plus l'éléments est incompatible plus il sera dans la crout

Sidérophile/Lithophile

$$D_i^{N/MP} = \frac{C_i^N}{C_i^{MP}}$$

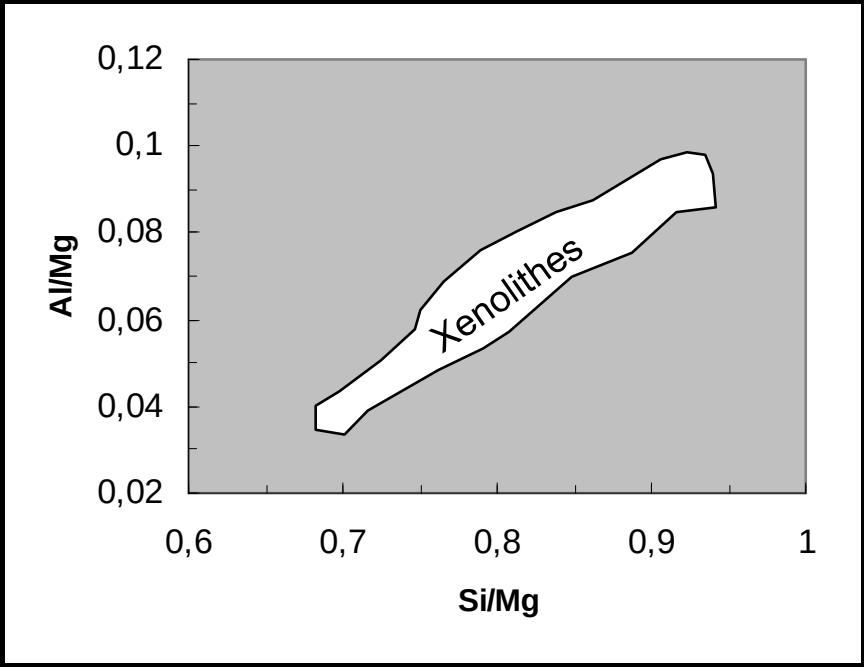
Plus l'élément est sidérophile plus il sera dans le noyau…

Volatile/Réfractaire

$$D_i^{fluid} = \frac{C_i^A}{C_i^N \cdot \frac{m_N}{m_{Terre}} + C_i^{MP} \cdot \frac{m_{MP}}{m_{Terre}}}$$

Plus l'éléments est volatile plus il sera dans l'atmosphère…

Exercice: calcul de la composition chimique du manteau terrestre

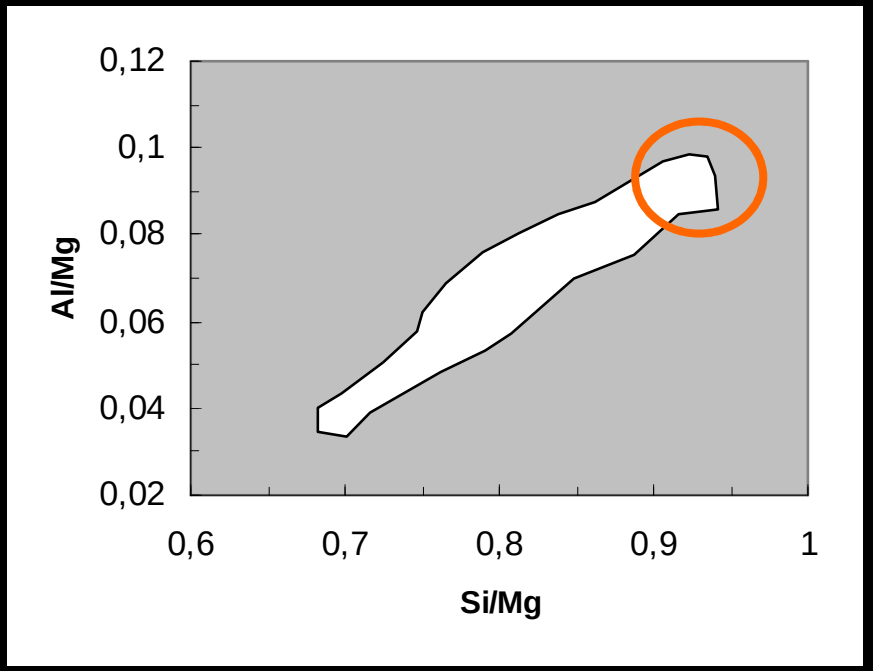


Exercice: calcul de la composition chimique du manteau terrestre

I) Le manteau primitif

1.a) Sur la figure 1, localiser les échantillons les plus primitifs.

Mg = incompatible
Si, Al = compatible



1.b) Si l'on suppose que ces échantillons sont représentatifs du manteau primitif, déterminer $(Al/Mg)_{MP}$ et $(Si/Al)_{MP}$.

$(Al/Mg)_{MP}$ =0.09 et $(Si/Mg)_{MP}$=0.92

1.c) Sachant que le rapport Ca/Al vaut 1.07 dans les météorites, que vaut ce rapport pour le manteau primitif et la Terre globale ?

$(Ca/Al)_{MP}$=1.07

Exercice: Calcul de la composition du manteau terrestre

II) La Terre Globale

2.a) Que vaut le rapport $(Al/Mg)_{TG}$ de la Terre globale ?

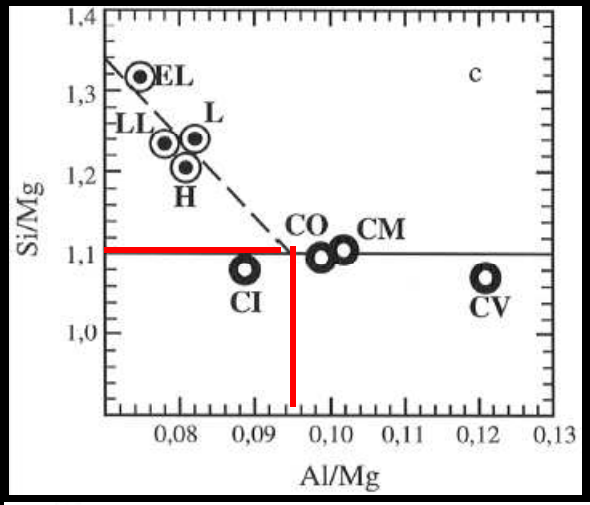
$$(Al/Mg)_{TG}=(Al/Mg)_{MP}=0.09$$

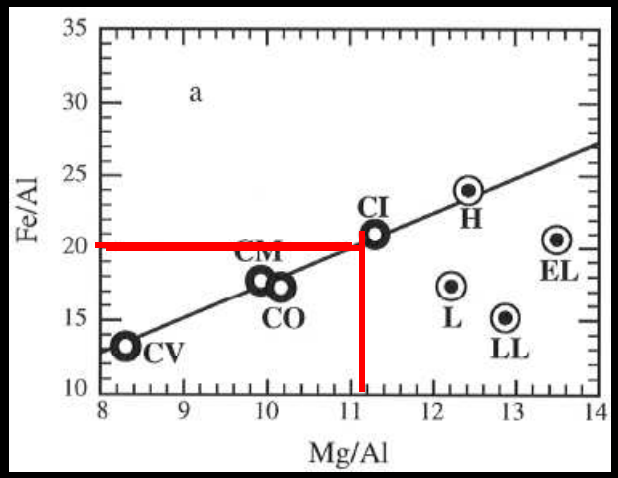
2.b) A l'aide de la figure 2, estimer le rapport $(Fe/Al)_{TG}$ de la terre Globale.

$(Fe/Al)_{MP}$ =20.5

2.c) A l'aide de la figure 3, estimer le rapport $(Si/Al)_{TG}$ de la terre Globale ?

$(Si/Mg)_{TG}=1.10$ et $(Al/Mg)_{TG}=0.09$
On a donc $(Si/Al)_{TG}=12.2$





Exercice: Calcul de la composition du manteau terrestre

2.d) En supposant un manteau composé de Si, Mg, Fe, Al et O calculez les abondances relatives de ces éléments.

O=Mg+Fe+3/2*Al+2*Si

(O/Al)=(Mg/Al)+(Fe/Al)+3/2+2*(Si/Al)

100 = Al+Si+O+Mg+Fe

100=Al+(Si/Al)*Al+(O/Al)*Al+(Mg/Al)*Al+(Fe/Al)*Al

100= Al(1+11,76+47,5+12,6+9,9)

Al=100/(82.76)

Exercice: Calcul de la composition du manteau terrestre

	(Si/Al)	(Fe/Al)	(Mg/Al)	(O/Al)
en poids	12,20	20,50	11,20	
atomique	11,76	9,88	12,60	47,5

	Al	Si	Fe	Mg	0
Atome %	1,2	14,2	11,9	15,2	57,4
Poids %	1,4	16,7	28,1	15,3	38,5

Exercice: Calcul de la composition du manteau terrestre

3) Quantité de Fer dans le noyau.

3.a) Que vaut le rapport Fe/Mg pour les roches du manteau ? On supposera que cette valeur est celle du manteau primitif.

$(Fe/Mg)_{MP}=0.25$

3.b) Les observations du moment d'inertie de la Terre donnent : $m_N=1,85.1024$ kg et $m_{MP}=4,023.1024$ kg (en supposant que $m_{MP}=m_M+m_C$). Si on prends les rapports obtenus dans la partie 2 et que l'on suppose un manteau primitif constitué uniquiment de 0, Mg, Si, Ca, Al et Fe, on obtient : $[Fe]_{MP}=0,23$ kg/kg
En déduire la concentration en Fe du noyau Terrestre.

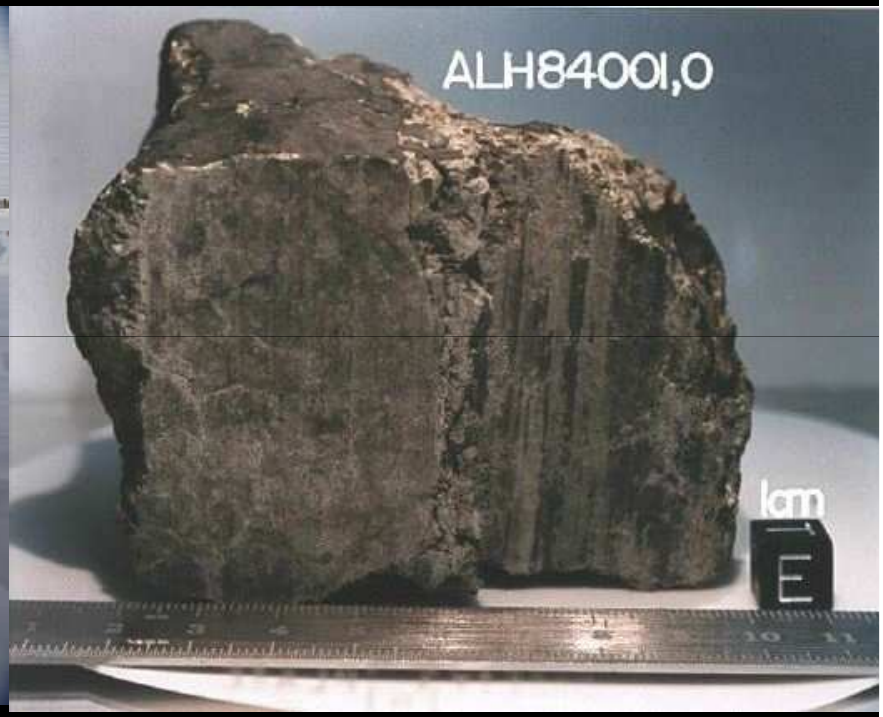
$[Fe]_N=0.80$ kg/kg

3.c) Quels éléments suggérez vous pour compléter ?

Ni, O, N, C, Si,

Et la composition chimique du manteau Martien?





Et la composition chimique du manteau Martien?

Table 2
Bulk mantle compositions

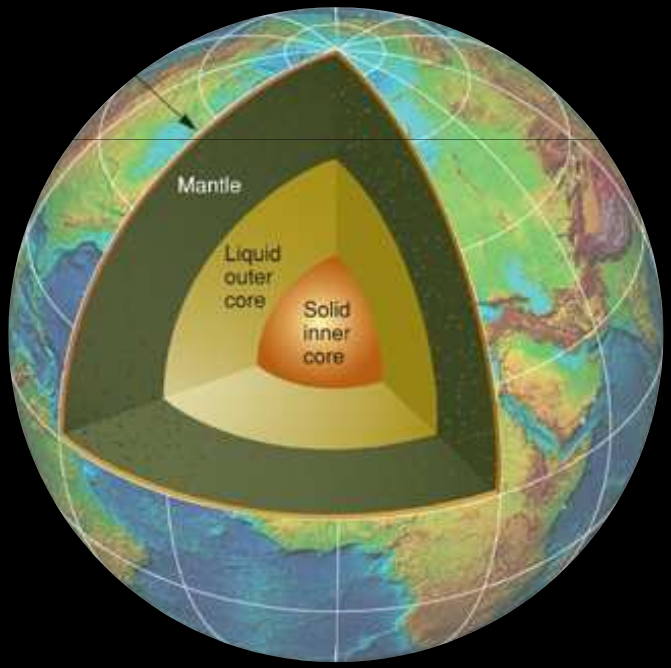
	Earth	Mars		
	KLB [32]	Morgan and Anders [9]	Dreibus and Wänke [7]	MB This study
SiO_2	44.48	42.1	44.40	43.68
TiO_2	0.16	–	0.14	–
Al_2O_3	3.59	6.5	3.02	3.13
FeO	8.10	16.0	17.90	18.71
MnO	0.12	–	0.46	–
MgO	39.22	30.2	30.20	31.50
CaO	3.44	5.3	2.45	2.49
Na_2O	0.30	–	0.50	0.50
P_2O_5	0.03	–	0.16	–
Cr_2O_3	0.31	–	0.76	–
Mg#	89.6	77.1	75.0	75.0

Values are in wt%, except for Mg#.
Mg# = atomic [$Mg/(Mg + Fe^{2+}) \times 100$].

Bertka and Fei, EPSL, 1998

Et la composition chimique du manteau Vénusien? Mercurien?

Chronologie de la différentiation des enveloppes solides





Le Système $^{182}Hf/^{182}W$



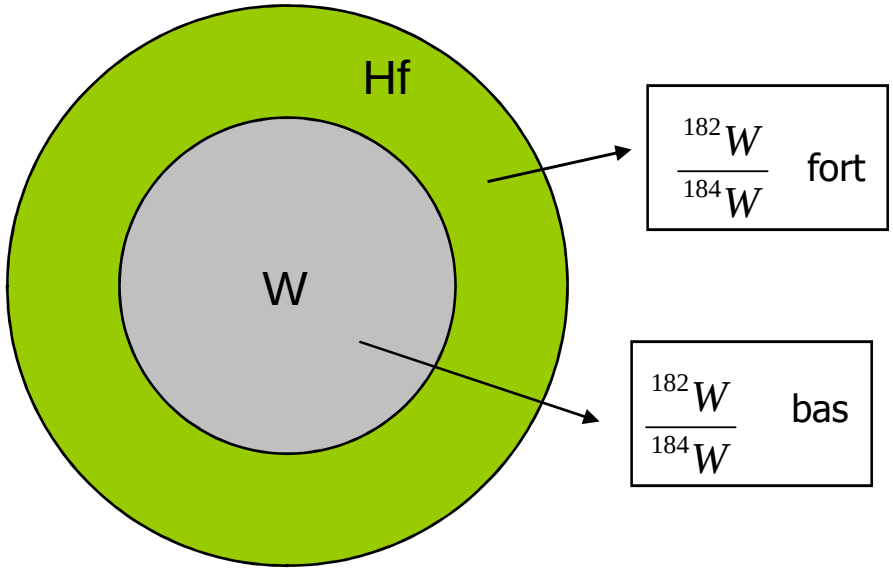
Le Système $^{182}Hf/^{182}W$

Le système Hf/W date la séparation noyau/manteau.

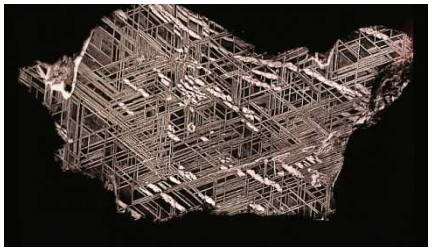
Hf est lithophile
W est sidérophile

$$^{182}Hf \rightarrow ^{182}W$$
$$T_{1/2} = 8.9Ma$$

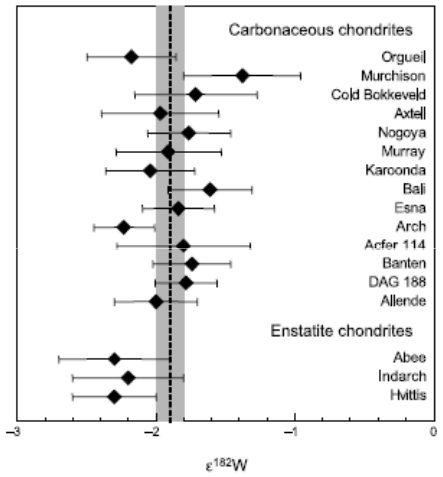
Les deux éléments sont fractionnés lors de la séparation du noyau. Evolution différente du rapport isotopique $^{182}Hf/^{180}Hf$.



Le Système $^{182}Hf/^{182}W$

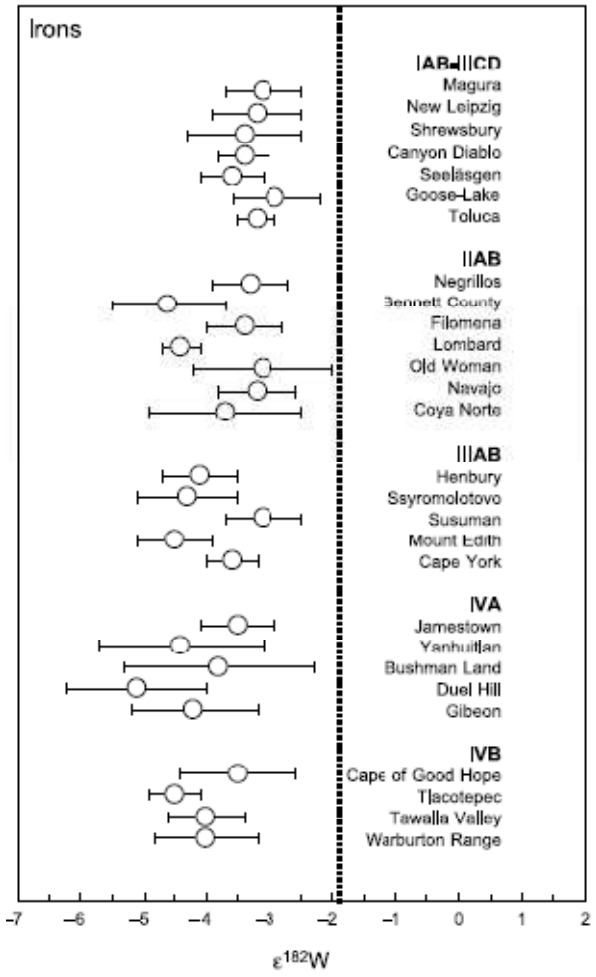


$$\varepsilon_{182} = 10000\left[\frac{\left(^{182}W/^{184}W\right)_{echantillon}}{\left(^{182}W/^{184}W\right)_{reference}} - 1\right]$$



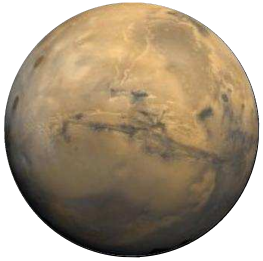
Chondrites
ε=-2

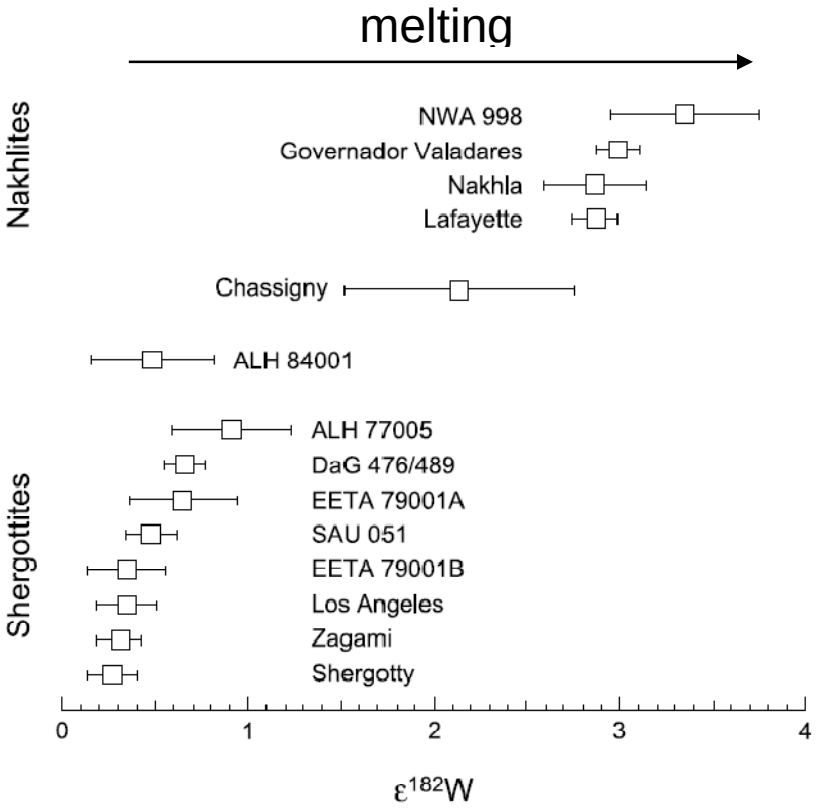
Les météorites de fer sont moins radiogéniques que les chondrites.
Fractionnement Hf/W pendant que ^{182}Hf est toujours « vivant ».
Formation d'un noyau dans les premiers 10 Ma.



Meteorites de Fer
ε=-2 à -5

Le Système $^{182}Hf/^{182}W$





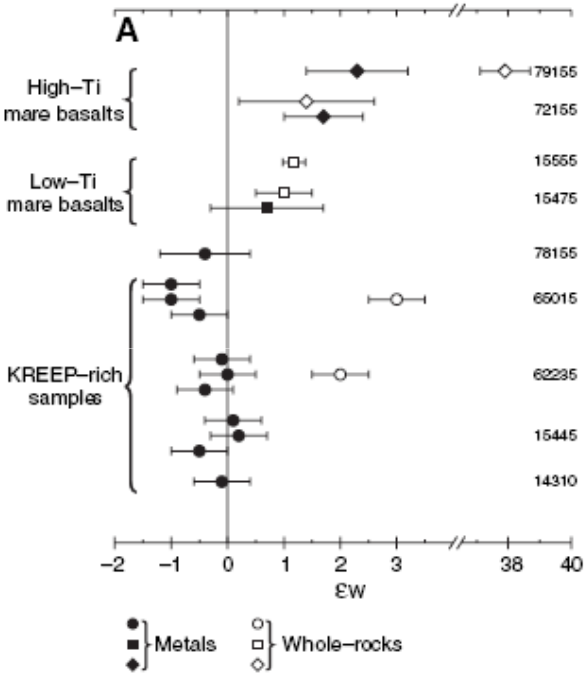
Meteorites Martiennes
$\varepsilon > 0$

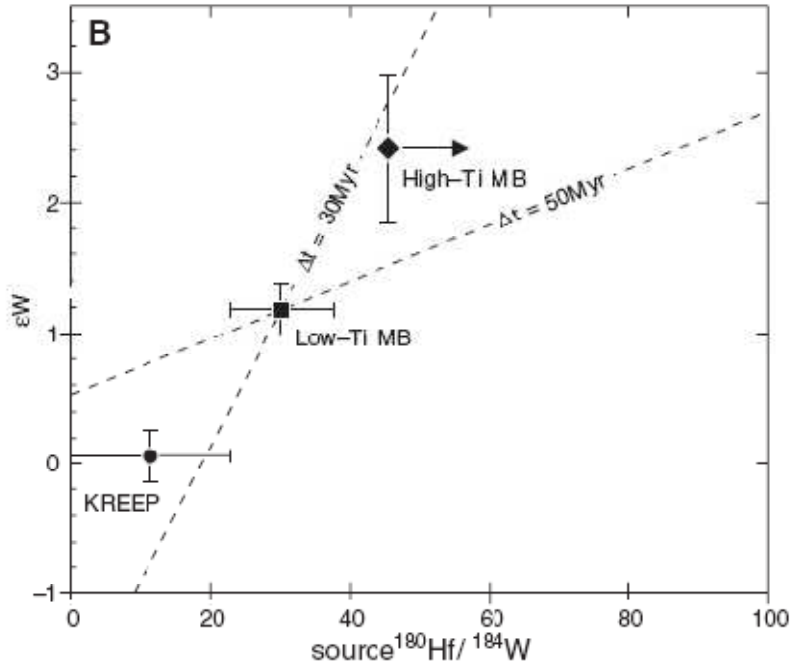
Formation du noyau dans le 1er million d'année du SS.

Donc accrétion très rapide de Mars.

Le Système $^{182}Hf/^{182}W$





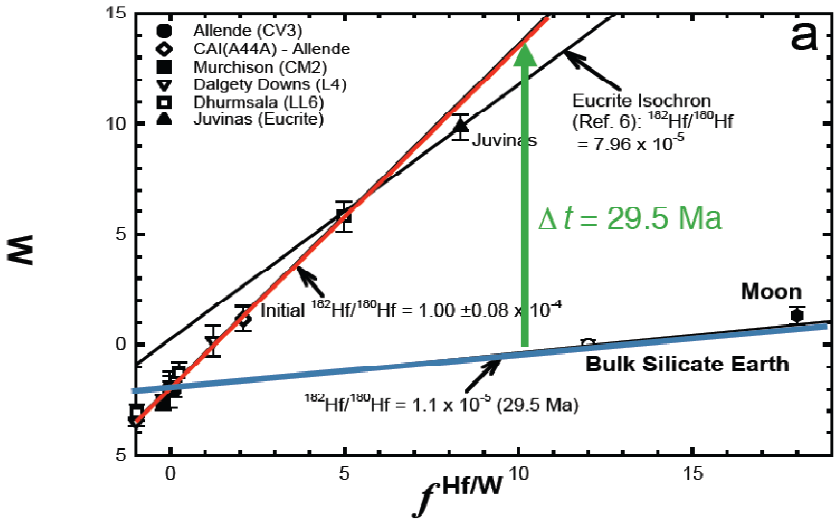


Des anomalies sont préservées.

Isochrone fossile
30-50 Ma=âge de la Lune

Le Système $^{182}Hf/^{182}W$

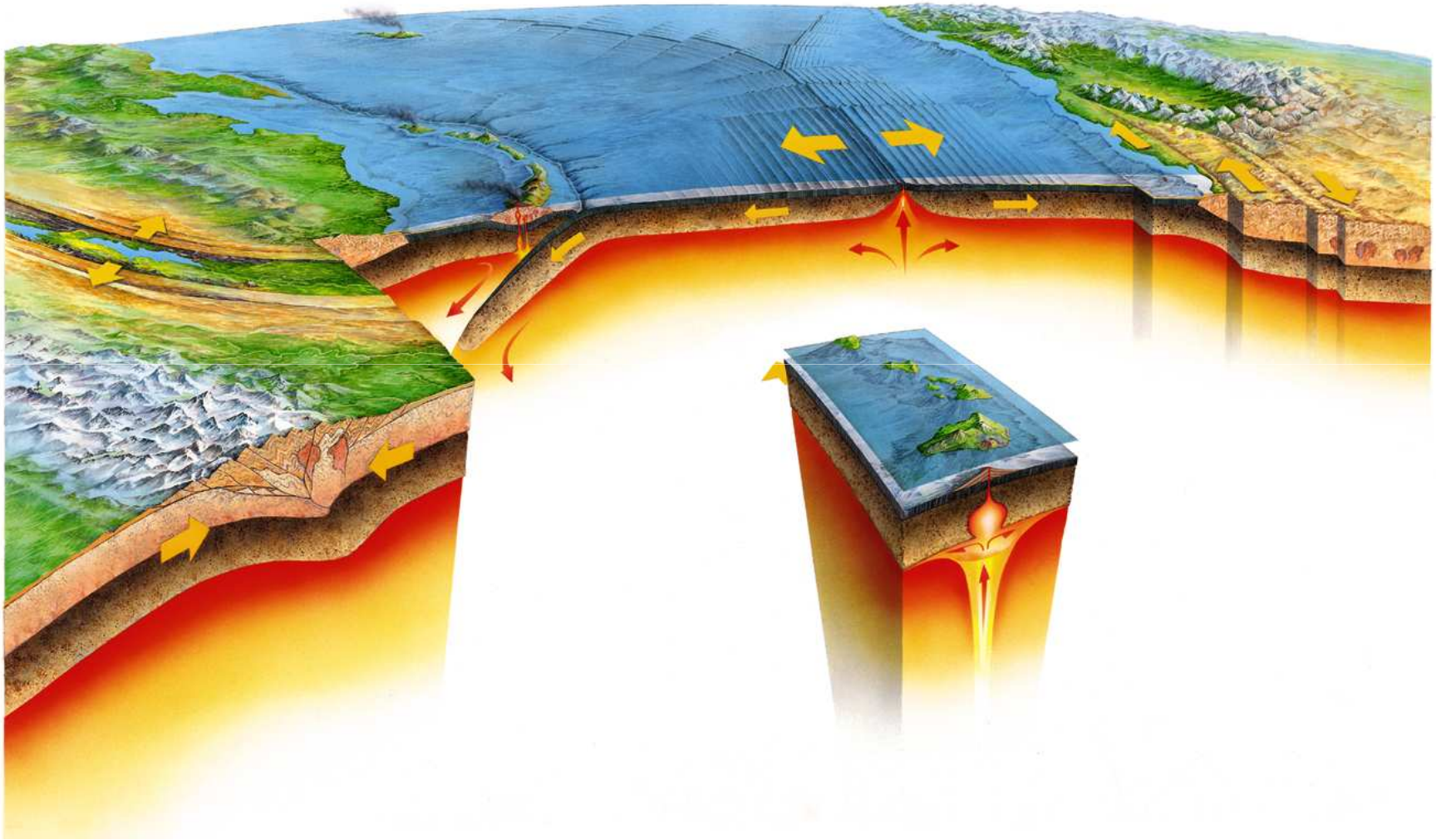




65 % de la Terre se forme en 10 Ma.
Le reste en 10-20 Ma

Formation de la Lune à t=30 Ma.

Le Système $^{146}Sm/^{142}Nd$

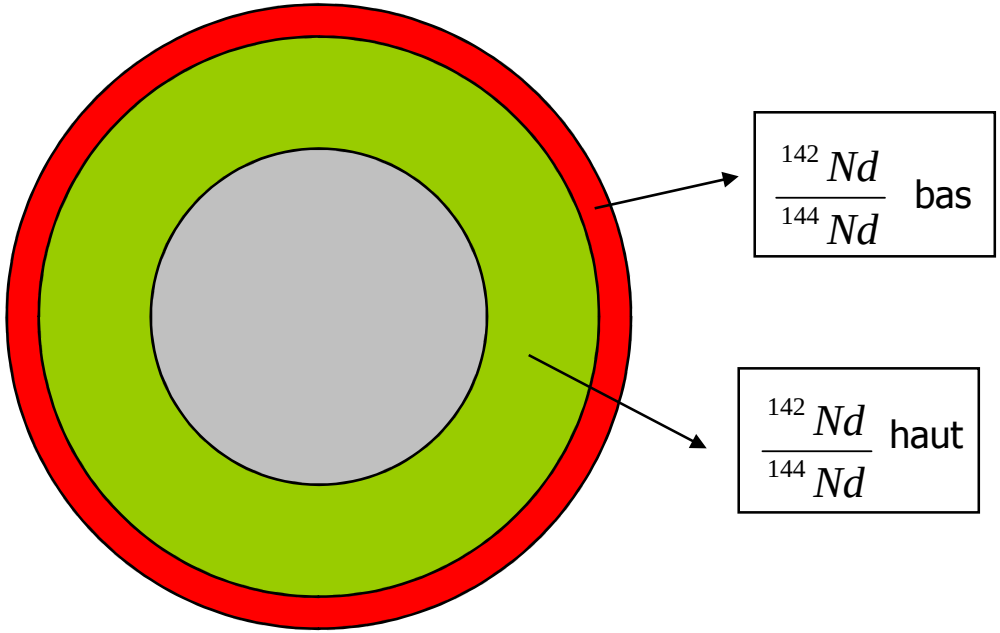


Le Système $^{146}Sm/^{142}Nd$

Le système ^{146}Sm et ^{142}Nd et la séparation manteau/croute.

Sm est moins lithophile que Nd

$$^{146}Sm \rightarrow ^{142}Nd$$
$$T_{1/2} = 103Ma$$



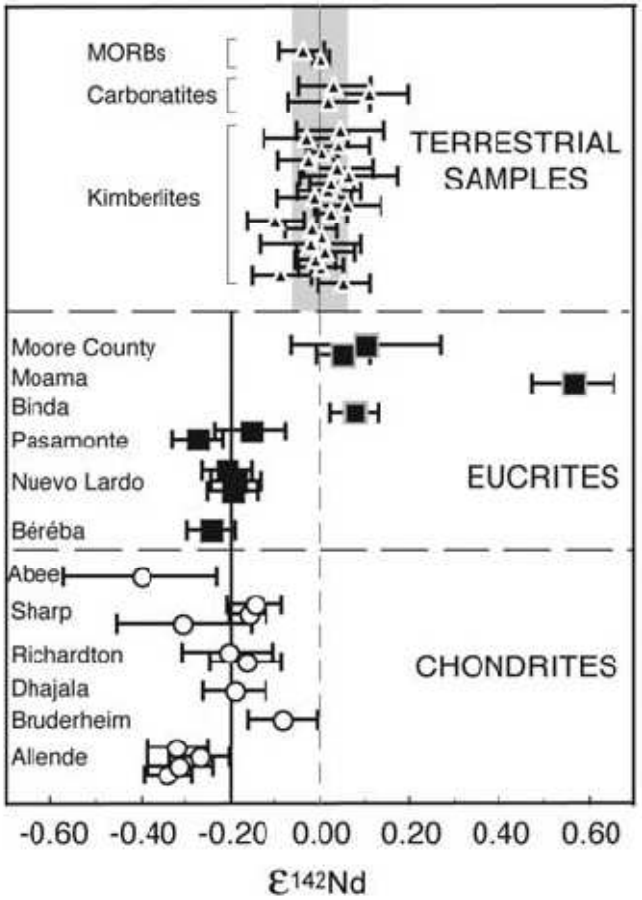
Le Système $^{146}Sm/^{142}Nd$



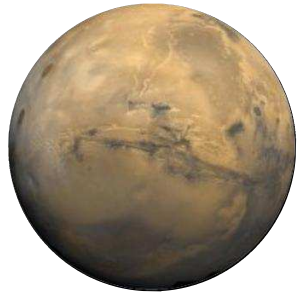
Le système ^{146}Sm et ^{142}Nd et la séparation manteau/croute.

La Terre n'est pas chondritique.

Formation d'un réservoir enrichi en contrepartie du manteau appauvri échantillonné par le magmatisme.



Le Système $^{146}Sm/^{142}Nd$



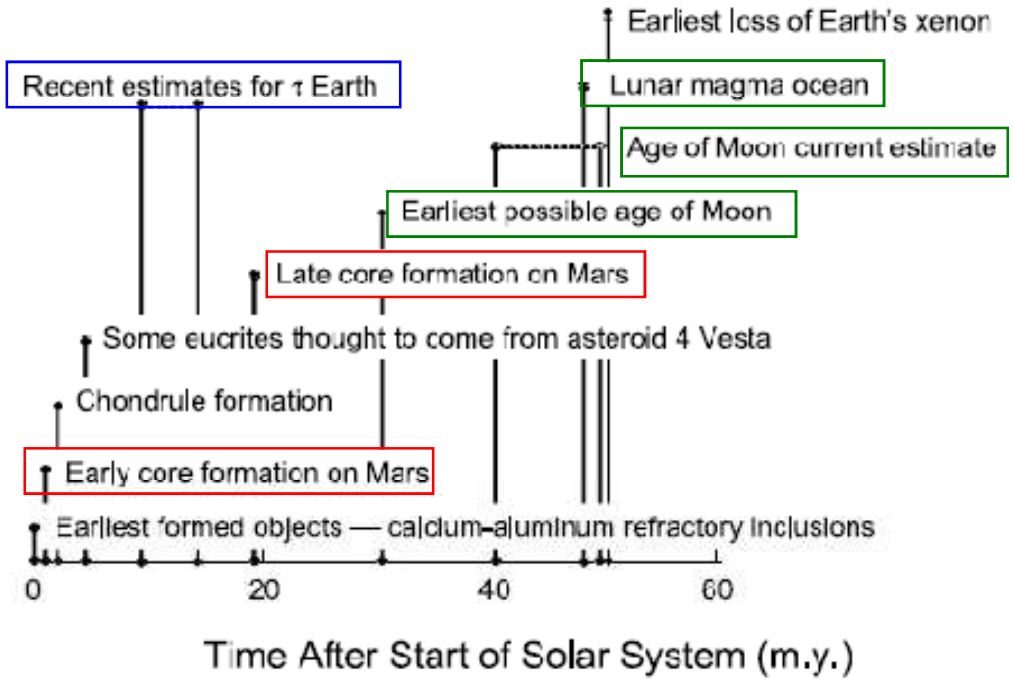
La croute Martienne s’est formée à ~10 Ma

Le Système $^{146}Sm/^{142}Nd$



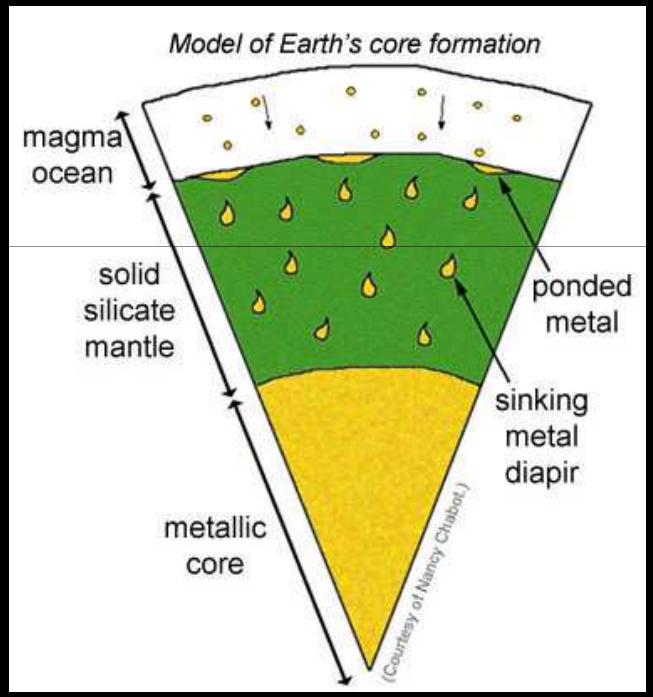
La Lune s’est formée à partir d’une Terre différenciée.

Résumé



Halliday and Kleine, 2006

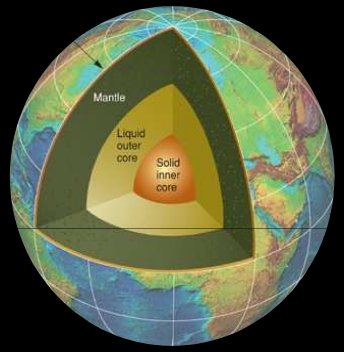
Mécanismes de la différenciation

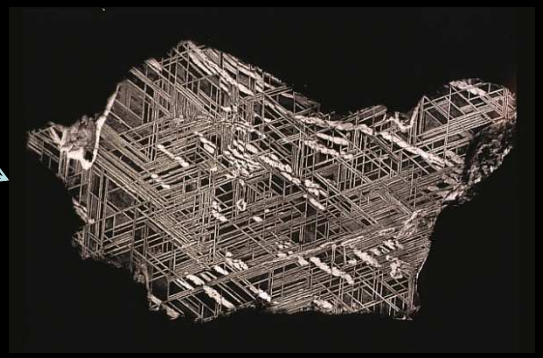


Problème:

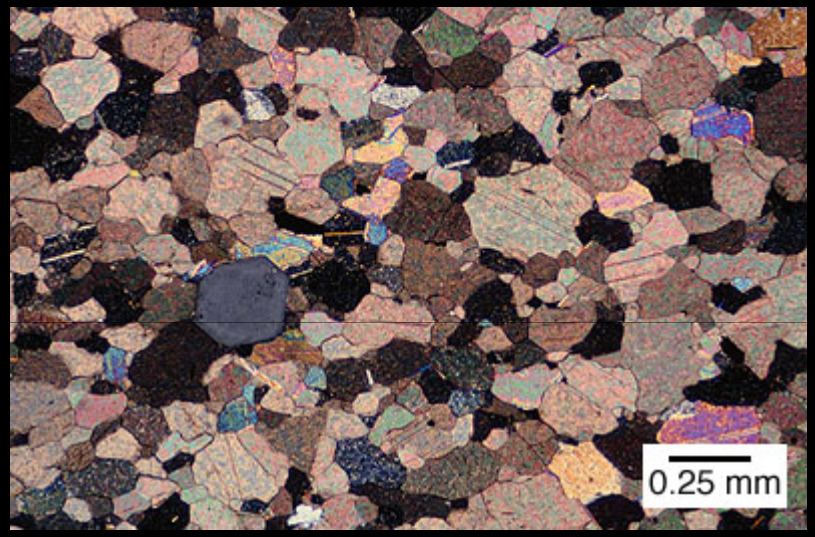
Comment séparer métal et silicates à grande échelle??

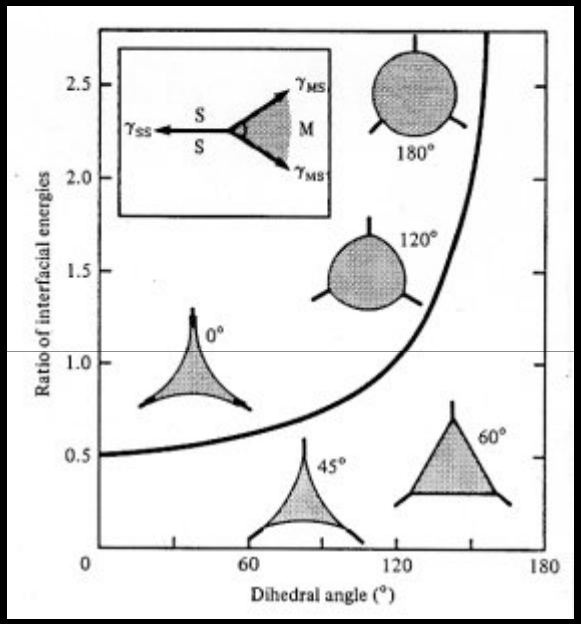




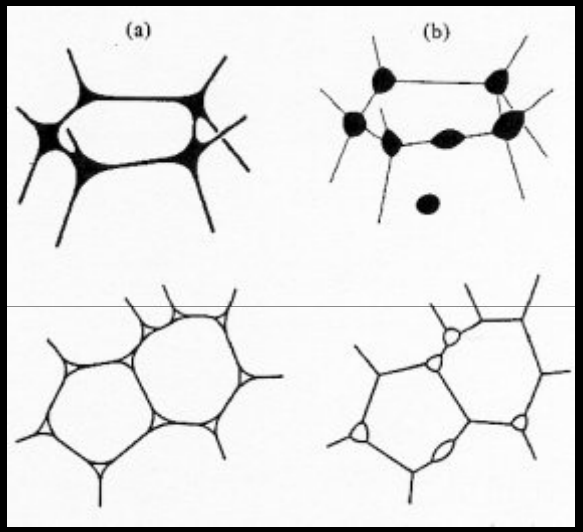


L’angle solide dihédral

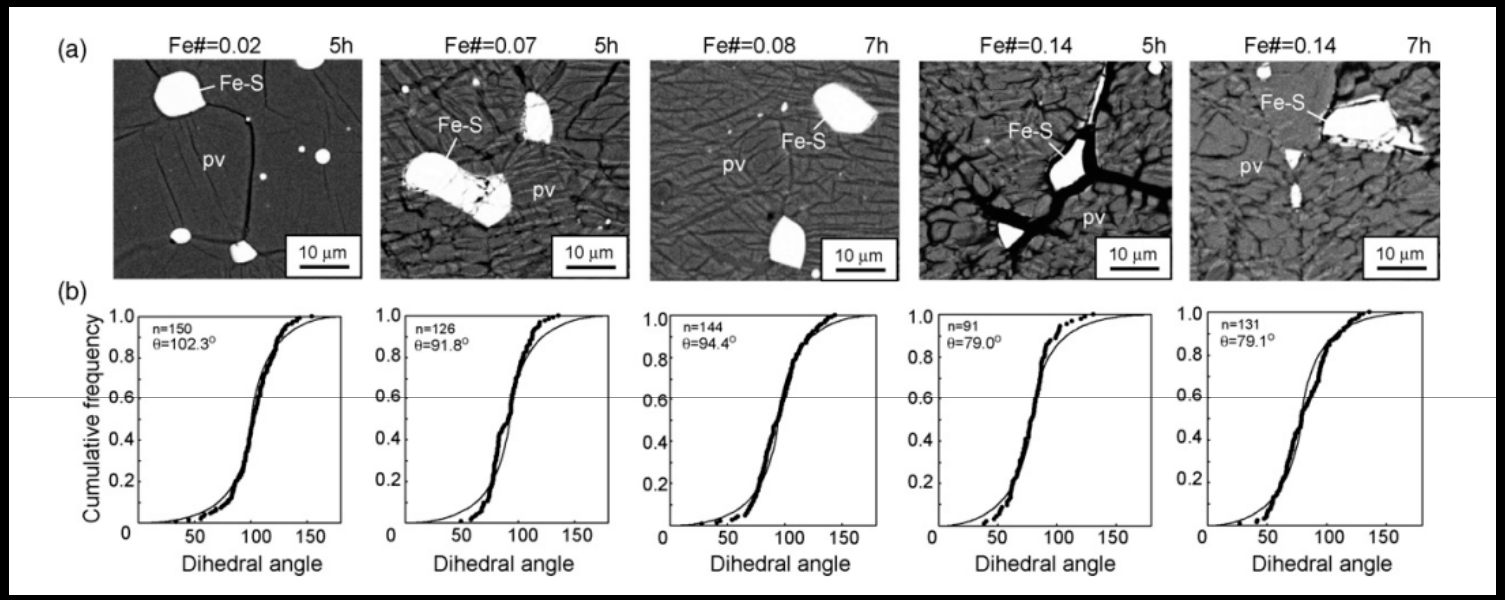




L’angle dihédral et la percolation



Ségrégation/percolation à l'état solide



Yoshino et al., Nature, 2003

Expérience sur des péridotite à haute pression: on arrive pas à des angles <70°

Ségrégation/percolation à l'état solide

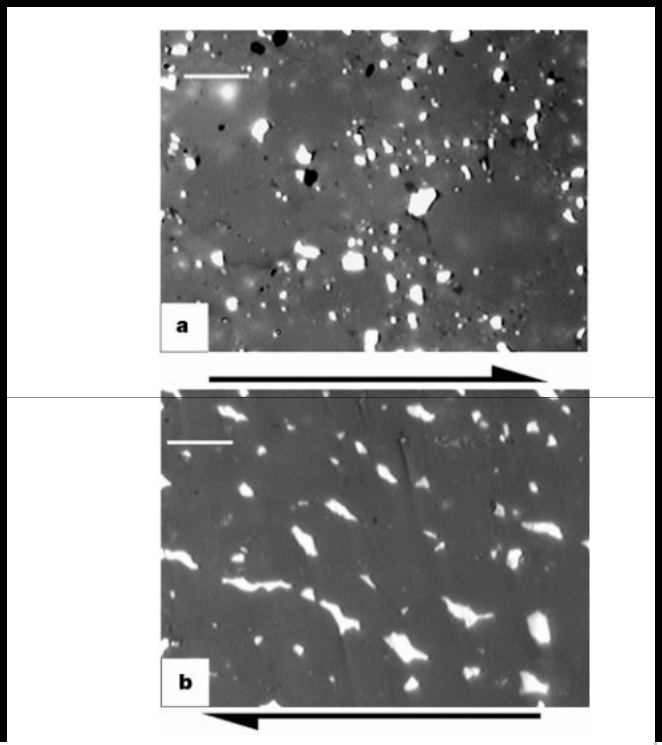
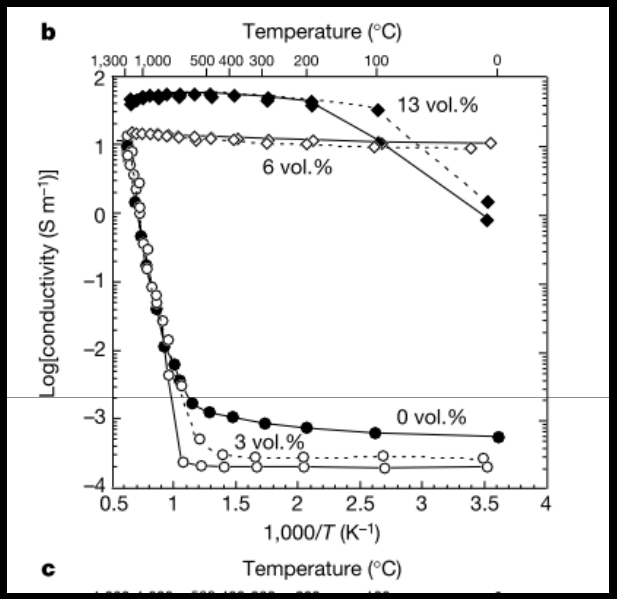


Figure 2 Reflected light photomicrographs of olivine + Fe–Ni–S samples. Olivine and Fe–Ni–S appear light and dark, respectively. Scale bars, 10 μm. **a**, Undeformed sample. The pockets of the metal sulphides are well rounded, and form large dihedral angles with olivine. These large angles indicate that melt pockets are not interconnected so that percolation is not possible. **b**, Sample deformed to 250% shear strain. The shear geometry is identical to that in Fig. 1b. Note that the average melt pocket size increased after shearing, and that melt pockets are aligned at an angle of ~20° with the shear plane. The lower left-hand corner is part of the three-dimensional stack shown in Fig. 3.

La déformation peut aider à connecter tout ça.

Bruhn et al., Nature, 2000

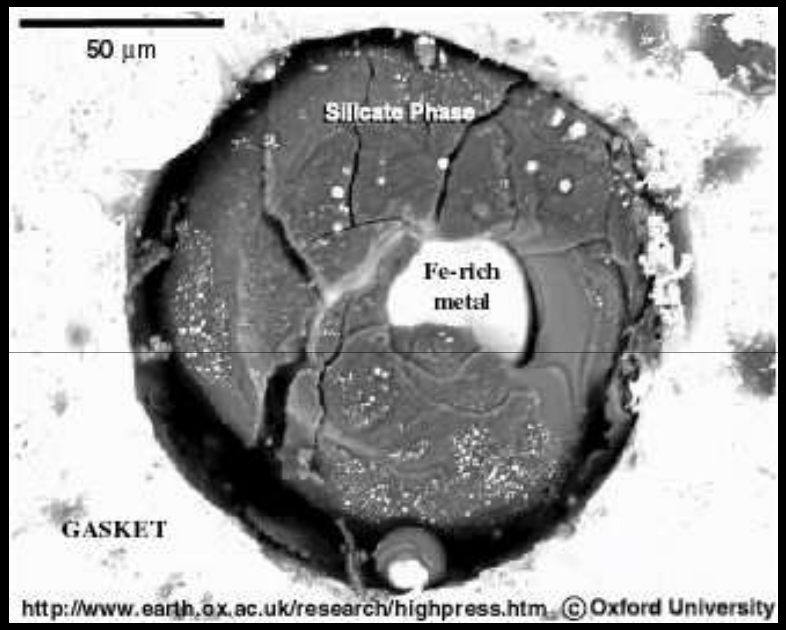
Et si on chauffe un peu?



Yoshino et al., Nature, 2003

Mélange olivine/sulfure de fer.
Augmentation brutale de la conductivité electrique =connectivité du métal

Et si on fait carrément fondre?



Si vous faites fondre une chondrite, les liquides silicatée et métalliques sont immiscibles.
Les gouttelettes de métal peuvent alors sédimenter.

L’océan magmatique

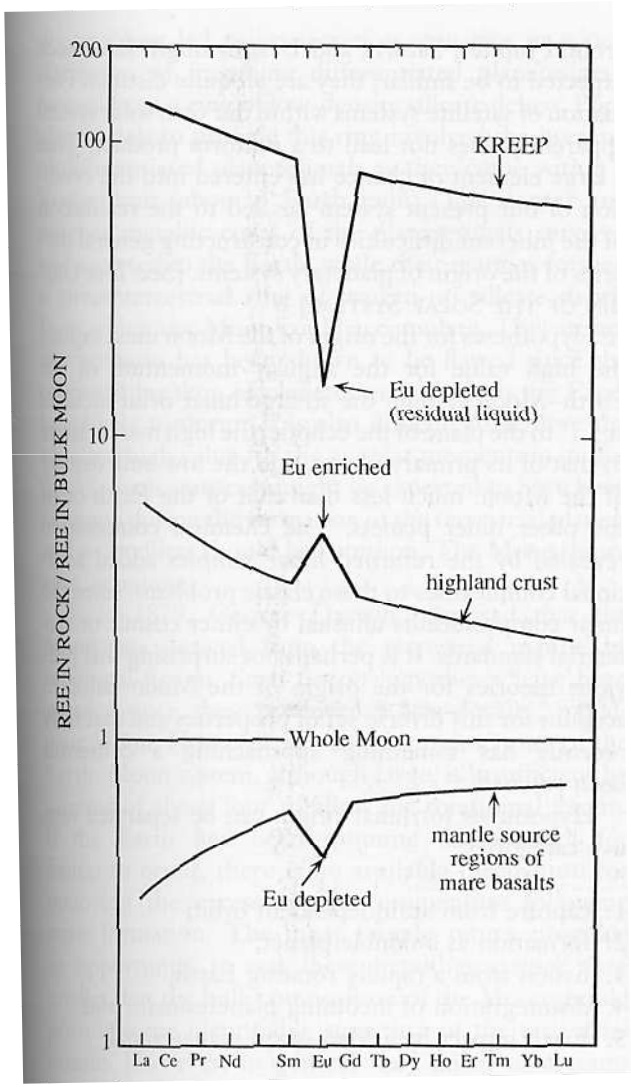
La Lune a vu un épisode d’océan magmatique.

Formation de la croute d’anorthosite par flottaison.

Sur Terre aussi?



L’océan magmatique



La croute contient prés de la moitié du Ca et de l’Al de la planète.

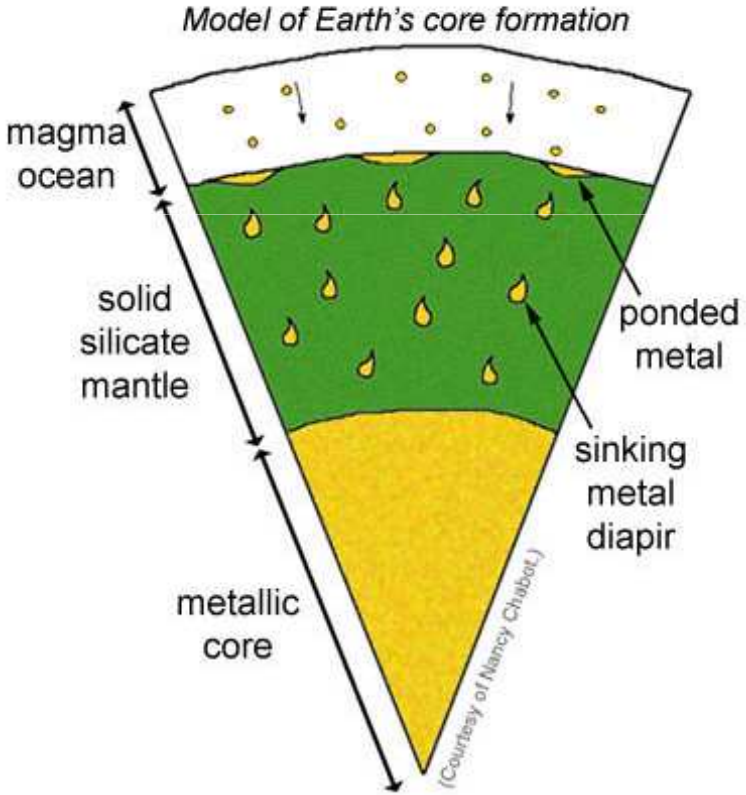
Fusion a très grande échelle!

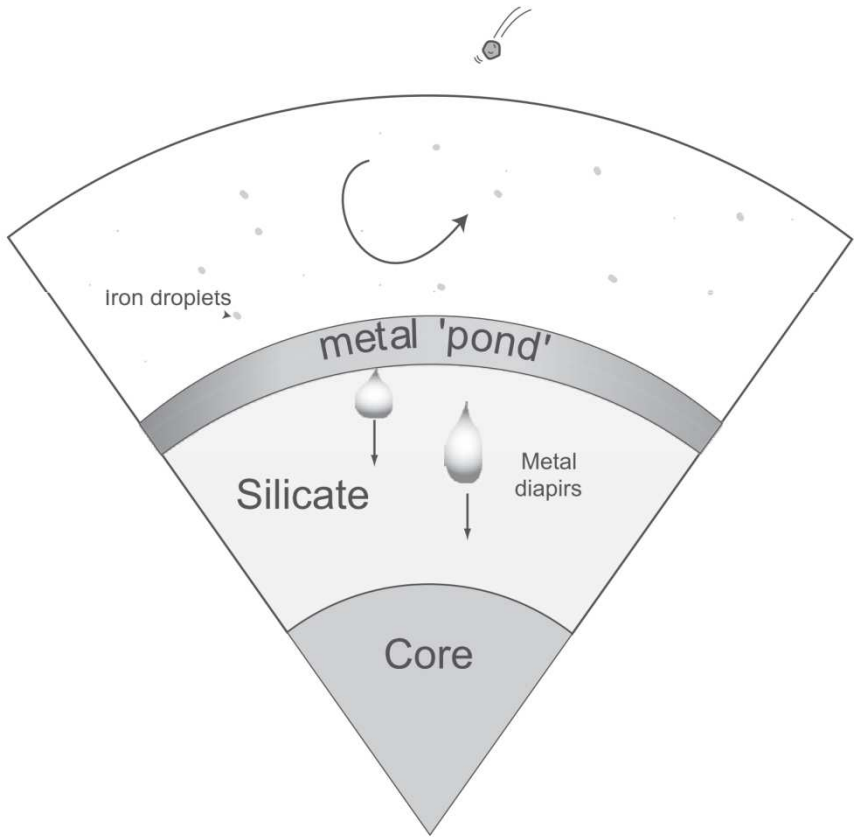
Cristallisation du Ca-feldspath.
Par flotaison formation de la croute d’anorthosite (lunar highlands, 4.44Gy)

Magma résiduel enrichi en élement lithophiles (KREEP, 4.44 a 4.35).

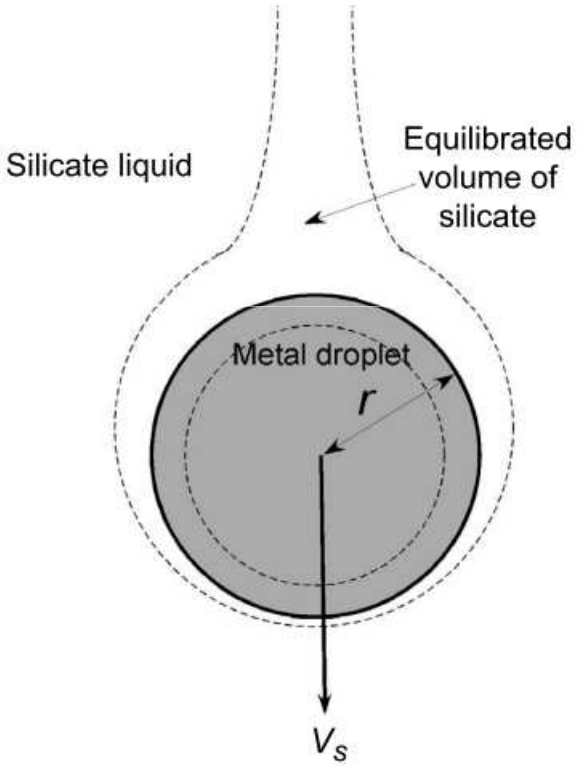
Magmatisme plus tardif lié au réchauffement radiogénique, pendant 1 Gyr.
=mers lunaires.

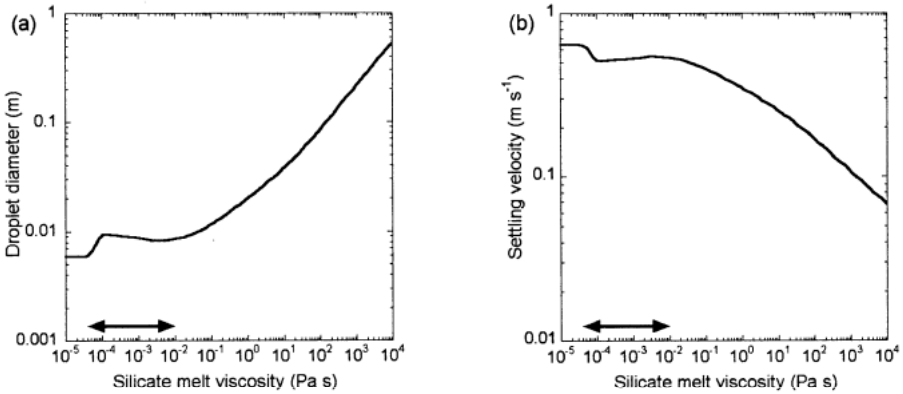
L’océan magmatique et la formation du noyau





L’équilibration métal/silicate





Rubie et al., PEPI, 2007

L’océan magmatique

brief communications

Mission to Earth’s core — a modest proposal

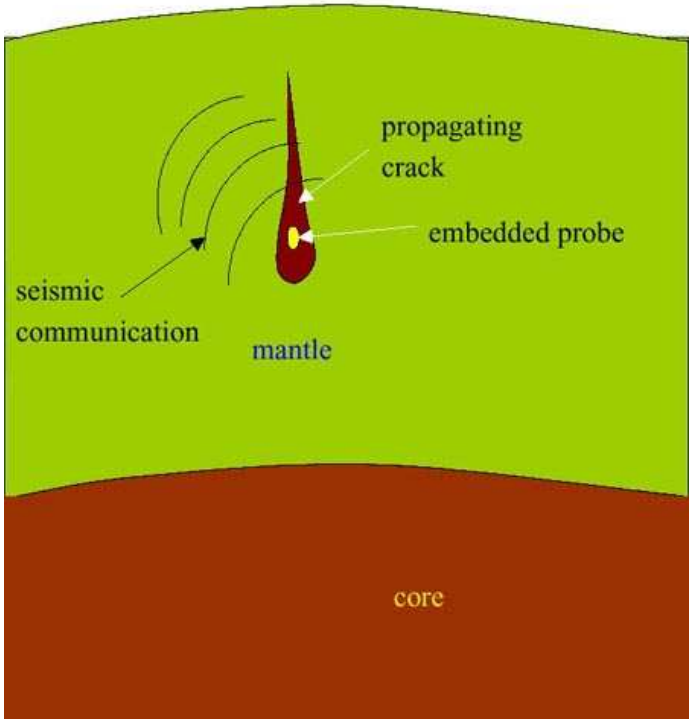
Not science fiction, but a technically feasible plan to probe our planet’s inner workings.

On accumule 10^8 kg de métal (bille de 30 m de rayon).

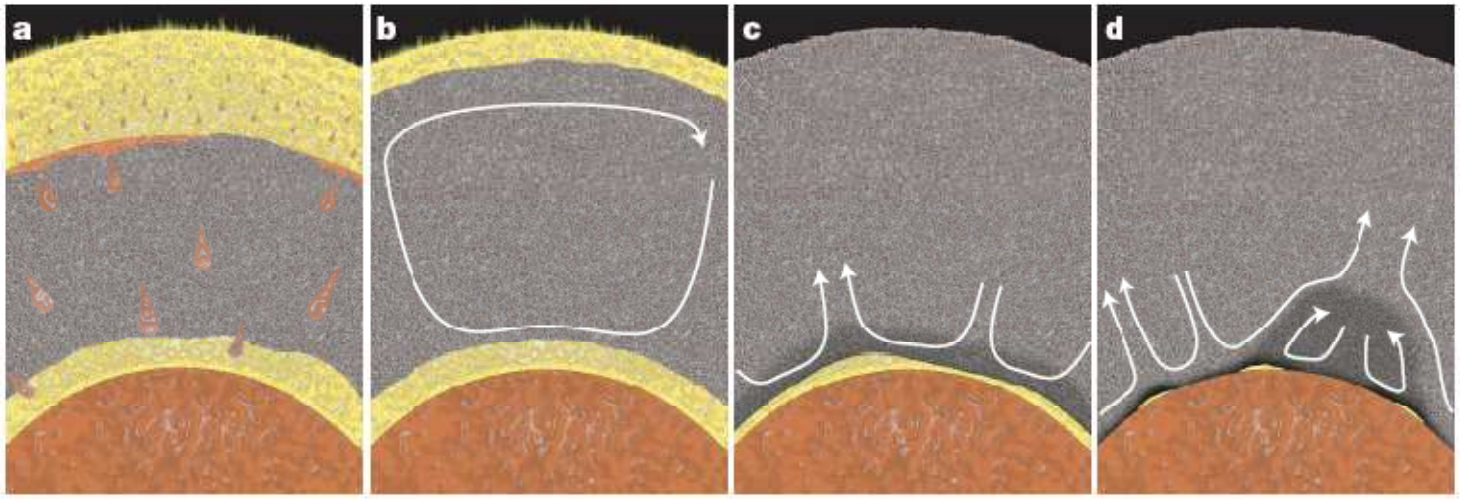
On initie une fracture.

Le tout se retrouve au fond du manteau en une semaine.

On transmet via des ondes acoustiques.

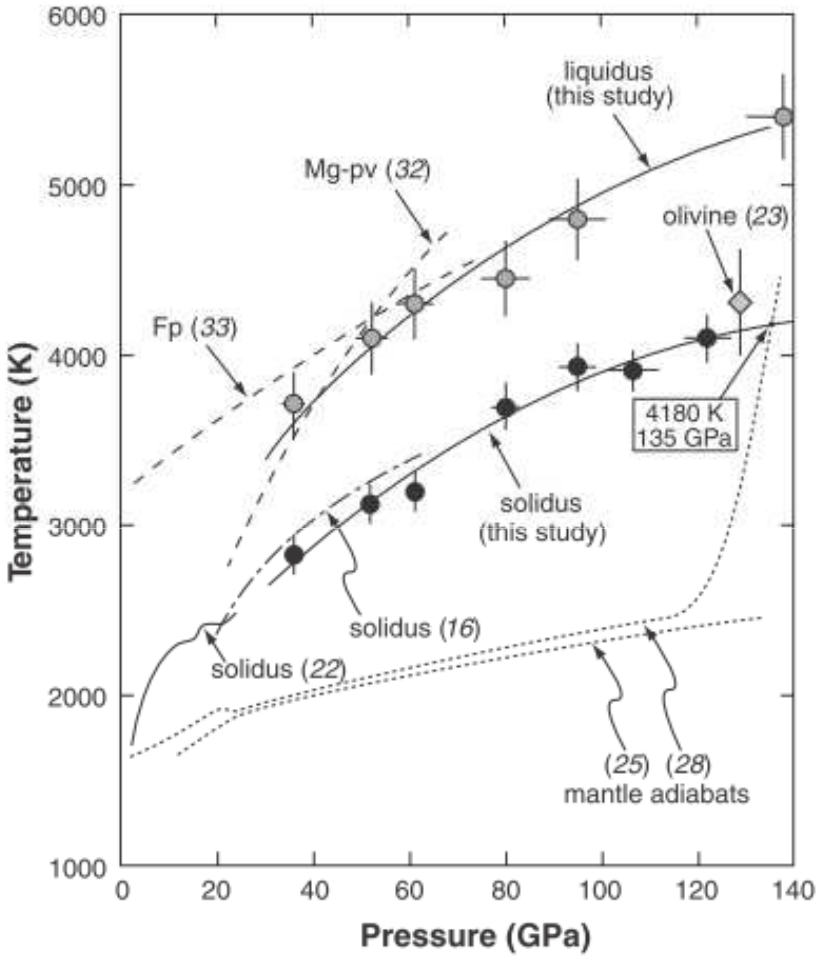


Un résidu d’océan magmatique

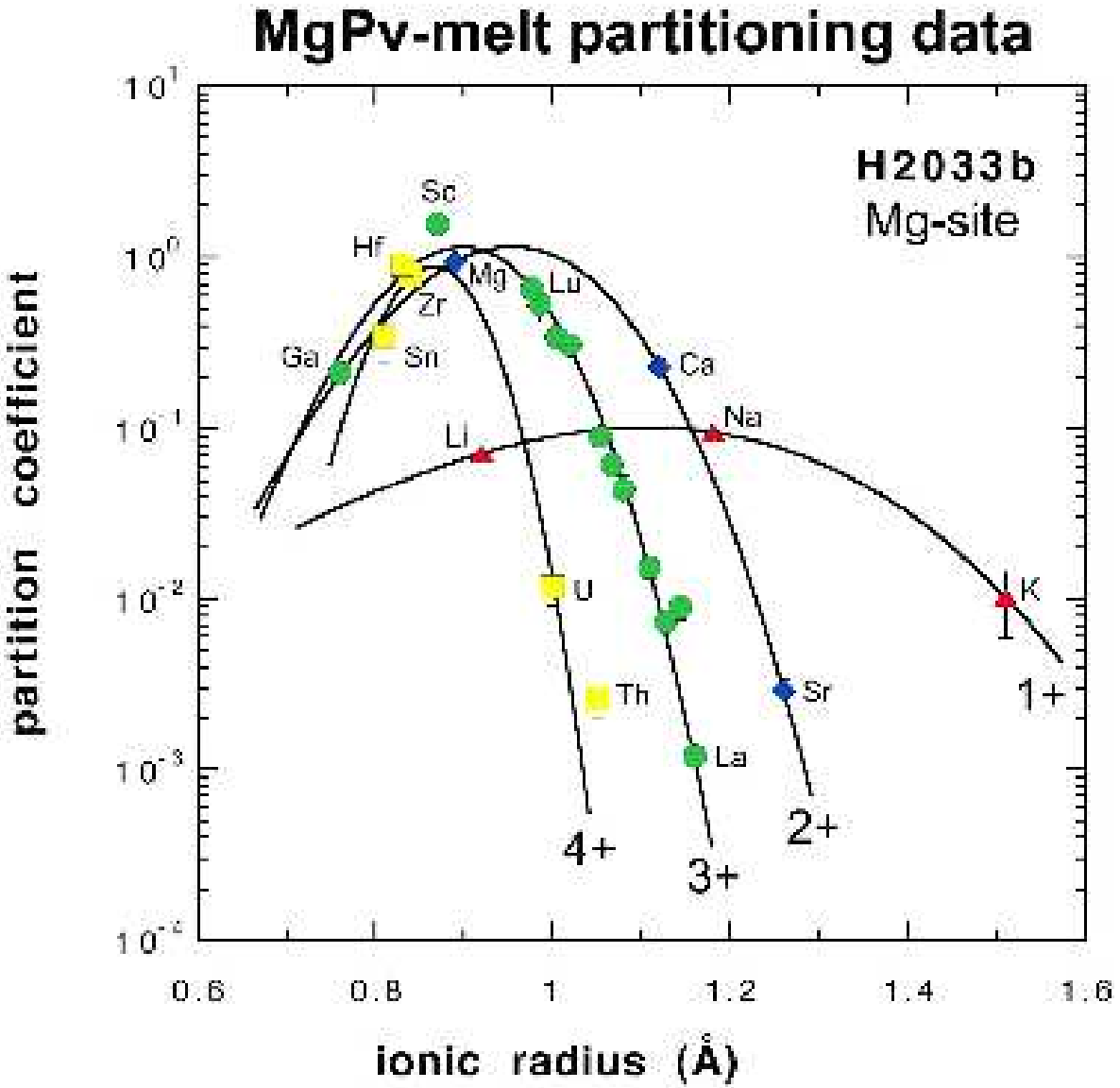


Labrosse et al., Nature (2007)

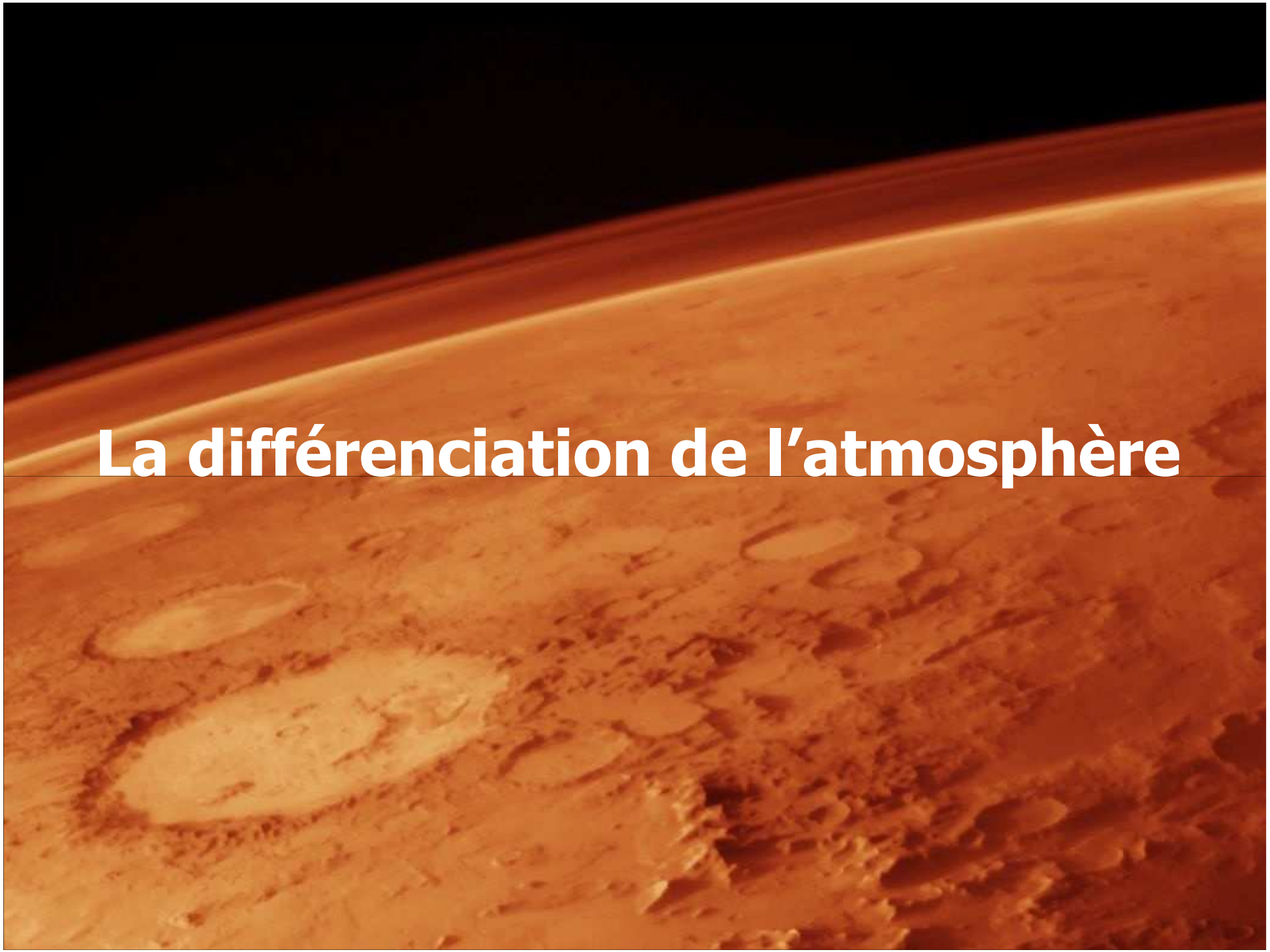
Un résidu d'océan magmatique?



Fiquet et al., Science (2010)



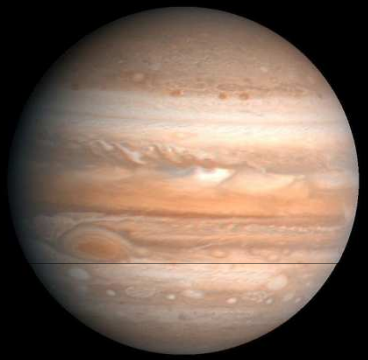
A more sensitive test is provided by partitioning of elements between the major lower mantle perovskite phases magnesium perovskite (80%) and calcium perovskite (5%) and liquid silicate mantle.


La différenciation de l’atmosphère

Planète géante vs atmosphère tellurique

Planète géante

H_2
CH_4
H_2O
NH_3
H_2S



Atmosphère des planètes telluriques

CO_2
H_2O
N_2
$S0_2$
0_2



Les gaz des planètes géantes sont plus réduits que ceux présents dans les atmosphères des planètes telluriques.
Absence de H_2, un agent réducteur .

Composition théorique de l'atmosphère d'une planète tellurique

Si formée par capture de gaz « nébulaire », la composition devrait être:

CO_2 63 %
Ne 22%
N_2 10%
COS 4%

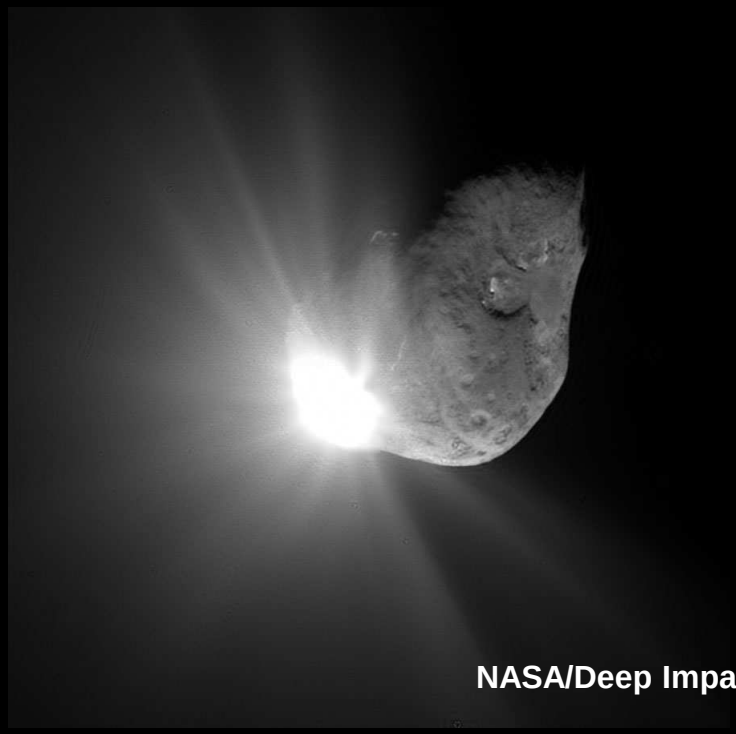
On a donc un problème, en particulier pour le Ne (10^{10} fois pas assez abondant), mais aussi tout les autres gaz rares (10^6 pas assez abondant)….
Origine secondaire?

Une origine secondaire?

Dégazage par le magmatisme.
Eau issue de l'acrétion initiale.



Impact d'astéroïde et de cométes



NASA/Deep Impact

La Terre est-elle dégazée?

Une partie des gazs a du être rejetée dans l'atmosphère alors que l'Iode 129 était encore « vivant »

Dégazage précoce de l'atmosphère donc (160 Ma).



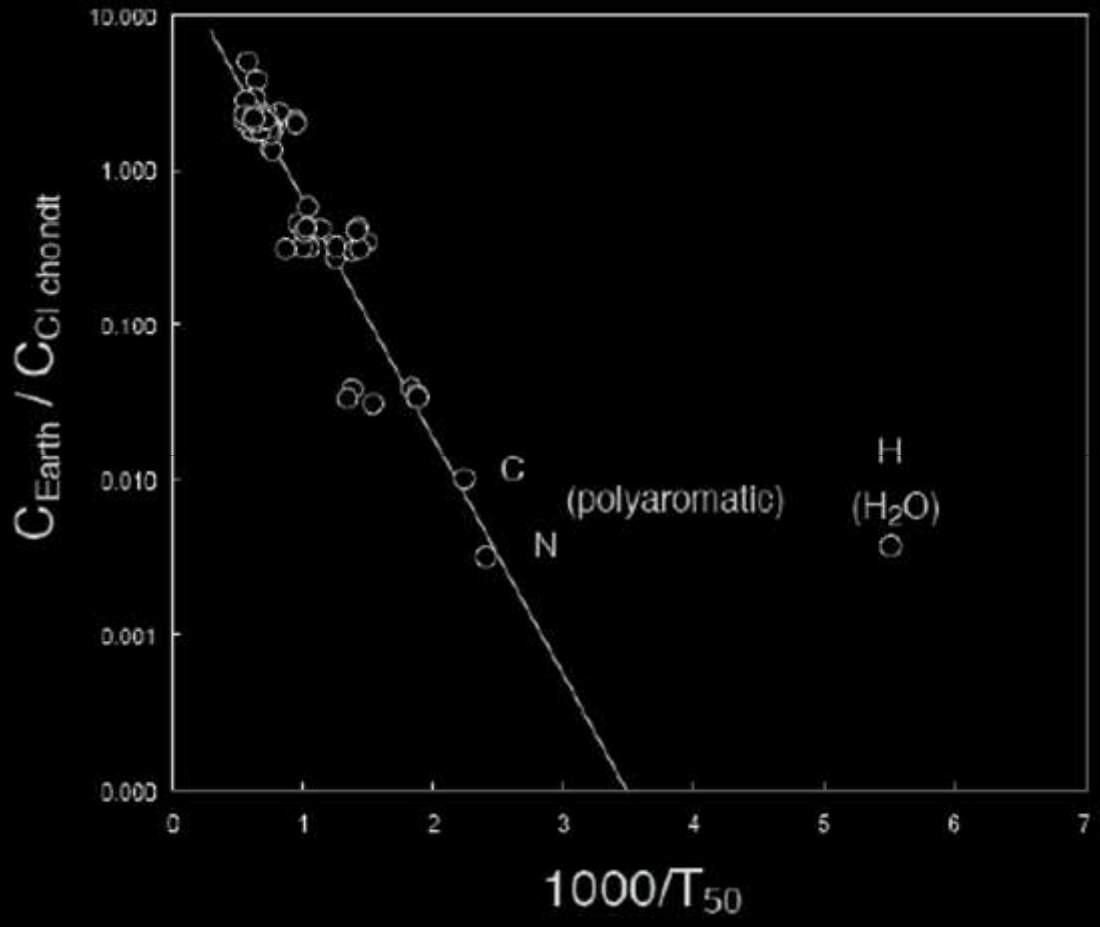
La Terre dégaze encore

Présence d ’Helium dans l’atmosphère qui a un temps de résidence très cours (1 Ma car il s’échappe)

Il doit être produit…

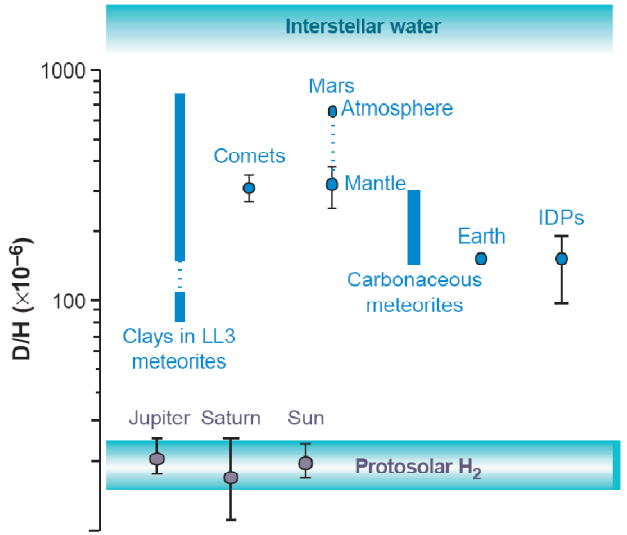


La Terre s'est accrétée sèche?



La Terre se serait accrétée sèche?

L'apport des isotopes de l'hydrogène



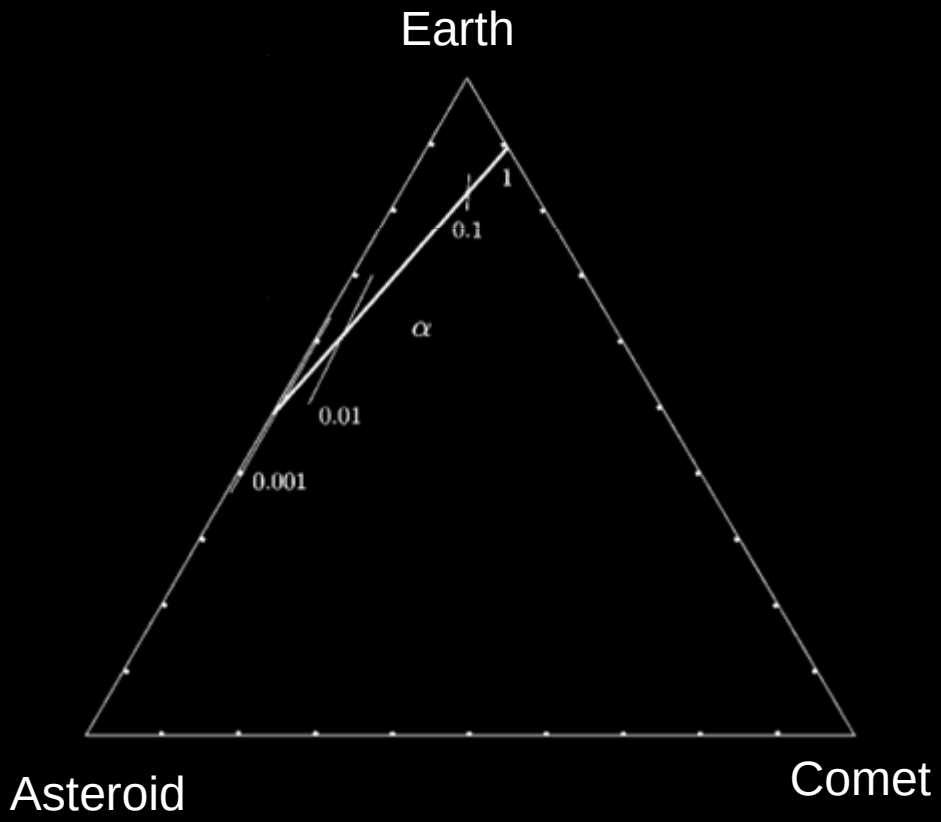
An isotopic enigma. Distribution of the hydrogen isotopic composition in solar system bodies. Blue, water; purple, molecular hydrogen.

Eau primitive 50-90%
Impact tardif d'astéroïde 10-50%
Impact tardif cométaire 0-10 %

La valeur initiale du D/H de la Terre est très mal contrainte.
Peut-être encore plus basse

	Asteroids	Comets	Early Earth	Present Earth
			Avant	**Après**
H_2O (10^{-3} mol g^{-1})	3.2 ± 0.3–3.8 ± 0.2	32 ± 5–36 ± 6	—	0.016–0.027
D/H (10^{-6})	159 ± 10–181 ± 10	311 ± 13	128–136	149–153

L’apport des isotopes de l’hydrogène



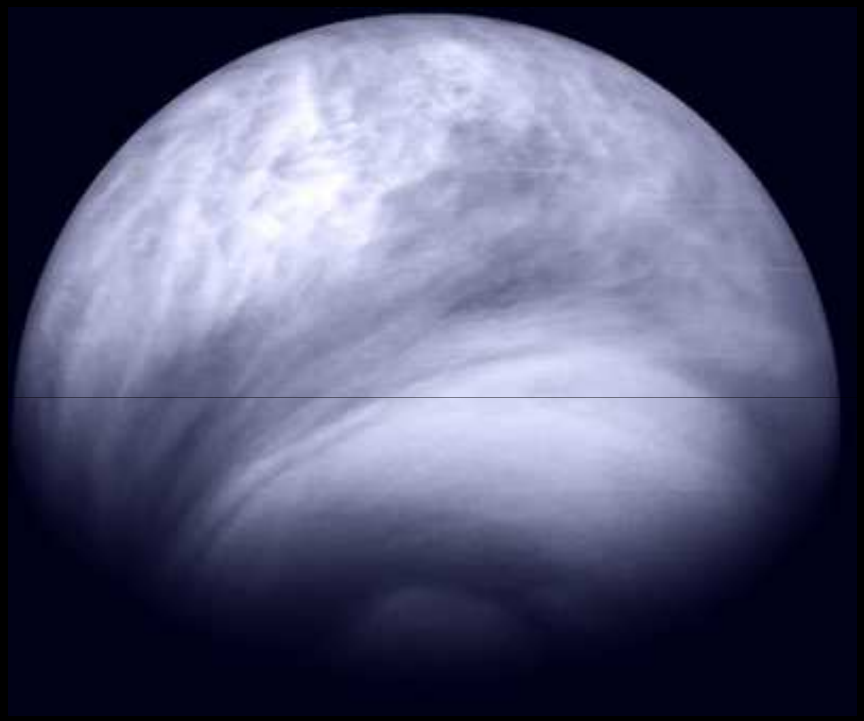
Eau primitive 50-90%
Impact tardif d’astéroïde 10-50%
Impact tardif cométaire 0-10 %

La valeur initiale du D/H de la Terre est très mal contrainte.
Peut-être encore plus basse

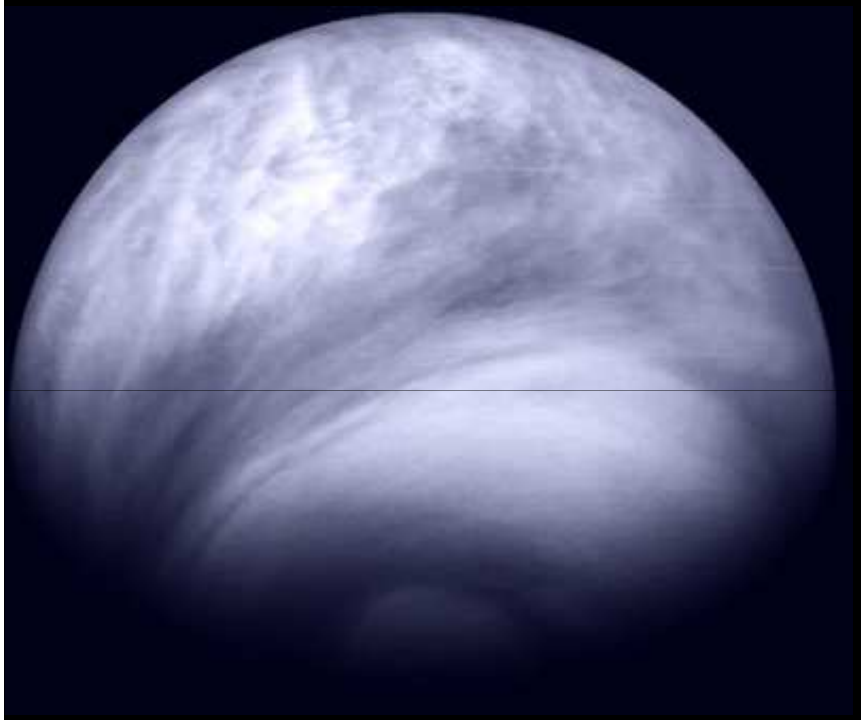
Dauphas et al., 2000



L’érosion atmosphérique



L’atmosphère de Vénus



		Vénus	Terre
vol %	CO_2	96.5	0.0345
	N_2	3.5	78.1
	0_2	$<2.10^{-5}$	20.95
Ppm	He	12	5
	Ar	7	90
	Kr	70	1
	CO	45	0.2
	H_2O	45	300
	SO_2	~100	$2{\cdot}10^{-3}$
	H_2S	1	-
	COS	0.25	-
	HCl	0.5	-
	HF	0.005	-
%	D/H	1.6	0.016

La pression atmosphérique à la surface de Vénus est de **95 bar**.
~100 fois plus fort que sur Terre
Atmosphère **très dense**

L’érosion atmosphérique

A peu près même taille que la Terre, région de formation proche:
même atmosphère initiale?

L’érosion atmosphérique, processus thermique

$$V_{echap} = \sqrt{\frac{MG}{R_T + h}}$$

Mars 5.0 km/s
Terre 10.8 km/s
Vénus 10.4 km/s

$$V_{therm} = \sqrt{\frac{2kT}{m}}$$

Agitation thermique

$$f(v) = \left(\frac{2}{\pi}\right)^{1/2} \left(\frac{m}{kT}\right)^{3/2} v^2 \exp\left(\frac{-mv^2}{2kT}\right)$$

La molécule s’échappe si:

Echappement plus important pour les molécules légères

L’érosion atmosphérique, processus non-thermique

Collisions
Les molécules chargées ne peuvent pas s’échapper à cause du champ magnétique.

Cependant les molécules chargées et énergétique peuvent échanger leur énergie et leur charge via des collisions.

Impacts météoritiques:
Les impacts en surface peuvent aussi accélérer l’atmosphère et induire un échappement.

Un océan primitif sur Vénus?

Certains modèles prédisent qu'il y a eu un **océan de 100 m**.
L'irradiation par le soleil « jeune » aurait favorisé l'échappement de l'atmosphère de Vénus.

H et 30% plus léger que D et s'échappe plus facilement, d'où le **fractionnement isotopique**.

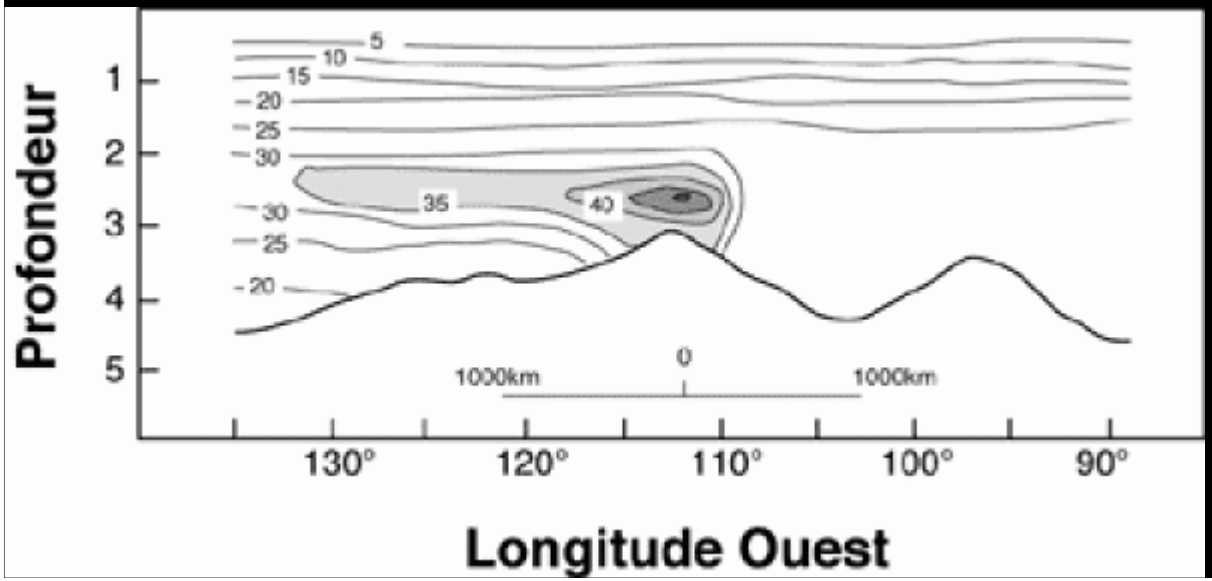
Echappement atmosphérique: D/H augmente.

Plus important sur Vénus car plus proche du soleil.

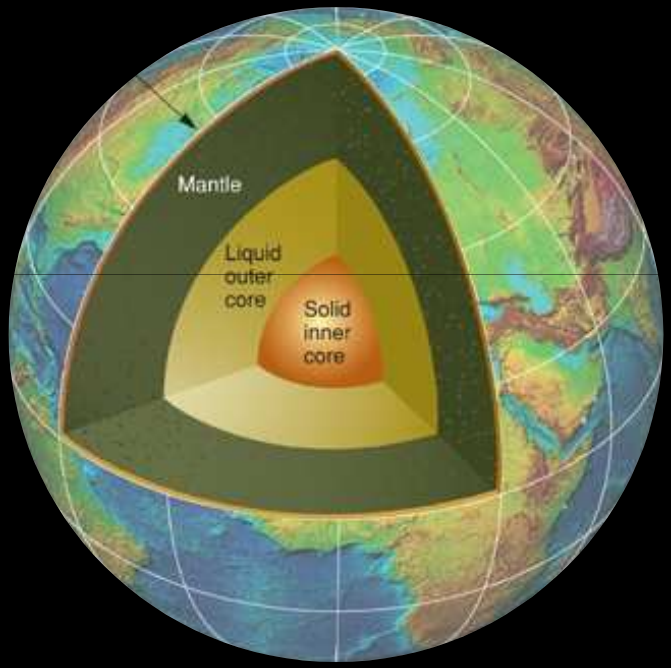
		Vénus	Terre
vol %	CO_2	96.5	0.0345
	N_2	3.5	78.1
	0_2	$<2.10^{-5}$	20.95
Ppm	He	12	5
	Ar	7	90
	Kr	70	1
	CO	45	0.2
	H_2O	45	300
	SO_2	~100	$2{\cdot}10^{-3}$
	H_2S	1	-
	COS	0.25	-
	HCl	0.5	-
	HF	0.005	-
%	**D/H**	**1.6**	**0.016**

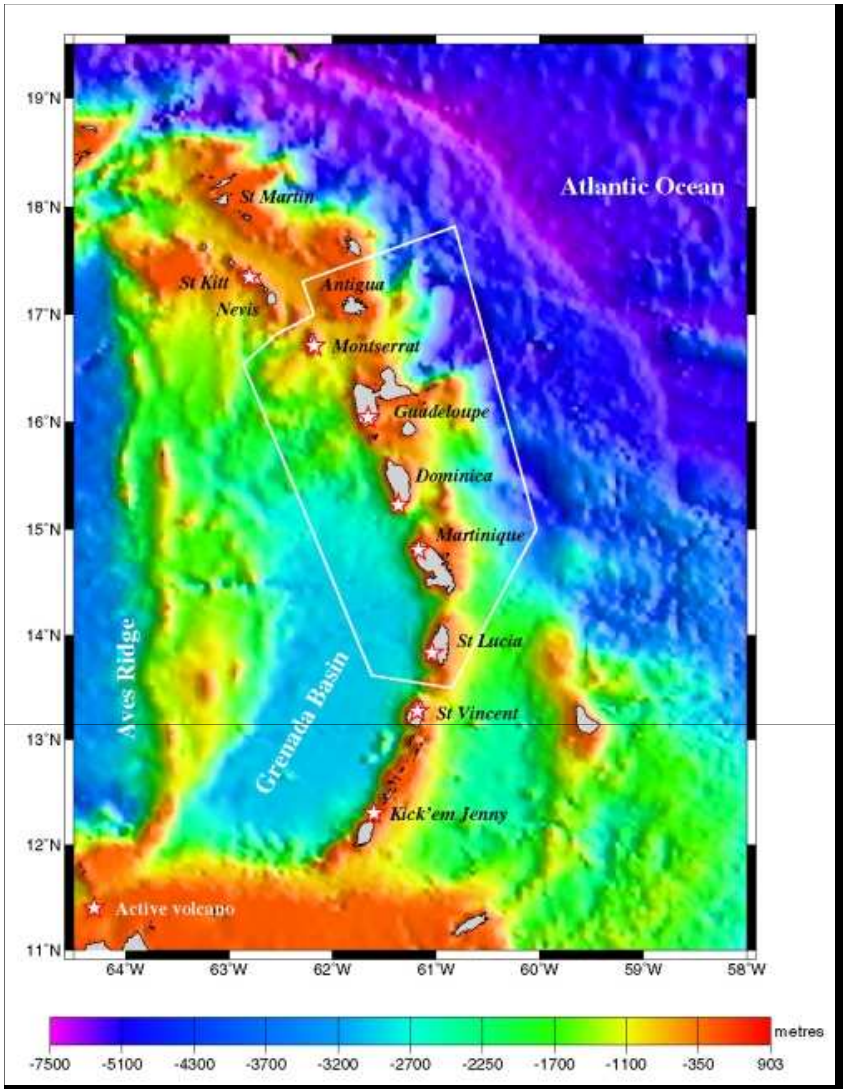
La différenciation planétaire: un phénomène toujours actif (sur Terre et au moins Vénus)!




Profondeur
1
2
3
4
5
5
10
15
20
25
30
35
40
30
25
20
1000km
0
1000km
130°
120°
110°
100°
90°
Longitude Ouest

Cristallisation de la graine




Atlantic Ocean
St Martin
St Kitt
Nevis
Antigua
Montserrat
Guadeloupe
Dominica
Martinique
St Lucia
St Vincent
Kick'em Jenny
Active volcano
Aves Ridge
Grenada Basin
19°N
18°N
17°N
16°N
15°N
14°N
13°N
12°N
11°N
64°W
63°W
62°W
61°W
60°W
59°W
58°W
metres
-7500
-5100
-4300
-3700
-3200
-2700
-2250
-1700
-1100
-350
903

