

Модели внутреннего строения Марса

Т.В.Гудкова, В.Н.Жарков

*Институт физики Земли
им. О.Ю.Шмидта РАН*

gudkova@ifz.ru

Компонента А. Вещество сильно восстановлено и свободно от всех элементов, более летучих или таких же по летучести, как Na, но содержит все другие элементы с отношениями обилий, такими же, как у примитивных углистых хондритов Железо и все сидорофильные элементы находятся в металлическом состоянии, и даже кремний присутствует частично в металлическом виде. Прототела, состоящие из компоненты А, заполняли зону питания формирующейся Земли.

Компонента В. Вещество сильно окислено и содержит все элементы, включая летучие, с распространенностями, как и у метеоритов класса С1. Железо и все сидорофильные и литофильные элементы присутствуют в основном в виде окислов. Из компоненты В состояли прототела в зоне, где в настоящее время расположен пояс астероидов.

- **Эффект Юпитера**

(Zharkov, 1993)

Влияние Юпитера привело к перемешиванию планетозималей из различных зон питания растущих планет земной группы.

Сложные процессы во время эволюции протопланетного газопылевого облака привели к дифференциации железа и силикатной компоненты и отклонению отношения Fe/Si от хондритового значения.

Наши знания о составе и внутреннем строении Марса основаны на геофизической и геохимической информации и данных физики высоких давлений

● Геофизические ограничения

➤ Масса и средний радиус планеты **$M=6.4185 \times 10^{23}$ кг, $R=3389.92$ км**

➤ Величина среднего момента инерции (полученная по измерению скорости прецессии планеты

MGS)

миссиями Pathfinder и

0.3647-0.3663 (Konoplive et al., 2006)

➤ Упругое число Лява

(полученное из анализа орбит космических аппаратов)

$k_2=0.148 \pm 0.009$ (Konoplive et al., 2006)

$k_2=0.11$ (Marty et al., 2008)

● Химический состав (основанный на анализе состава Марсианских метеоритов)

▶ Космохимическая модель DW (Dreibus, Wänke, 1989; Wänke, Dreibus, 1994)

A:B=60:40 **Fe/Si=1.71** **Fe#=0.25** (Fe#=Fe/(Fe+Mg)x100)

▶ Sanloup et al., 1999 на основе отношения $\delta^{17}\text{O}/\delta^{18}\text{O}$ 55% обычных хондритов H and
45% энстатитовых хондритов EH

▶ Lodders, Fegley, 1997 85% H хондриты

Lodders, 2000 11% CV хондриты

4% C1 хондриты

● Эксперименты при высоких давлениях и температурах

• **модель мантии** - эксперименты при высоких давлениях и температурах для аналога состава DW модели до давлений границы ядро-мантия вдоль модельной ареотермы (Bertka, Fei, 1997, 1998)

• **модель ядра** - экспериментальные данные фаз высокого давления γ -Fe и FeS (Kavner et al., 2001)

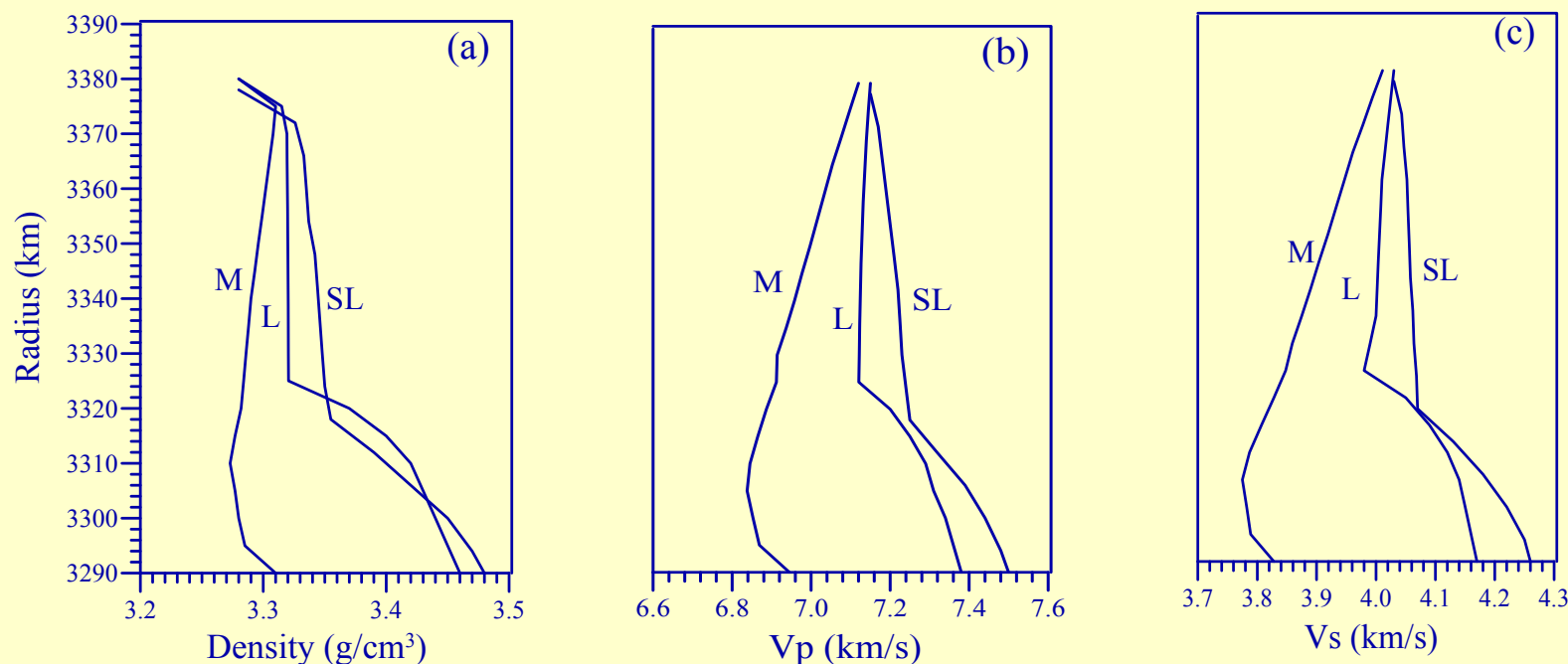
Могут ли модели иметь хондритовое значение $Fe/Si=1.71$?

Модель внутреннего строения включает четыре подмодели:

- **модель внешнего пористого слоя**
внешний 10-11 км слой рассматривается как усредненный переход от реголита к консолидированным породам
- **модель коры** (*Babeiko, Zharkov, 2000*)
численные термодинамические расчеты для составов базальтовых SNC метеоритов
- **модели мантии** (*Bertka, Fei, 1997, 1998*)
экспериментальные данные при высоких давлениях для состава аналога модели DW до давлений на границе мантия-ядро вдоль ареотермы (предполагаемого распределения температуры в недрах Марса)
- **модель ядра** (*Zharkov, 1996*)
экспериментальные данные по фазам γ -Fe и FeS при высоких давлениях и температурах (*Kavner et al., 2001*);
возможность значительного содержания водорода в ядре (*Zharkov, 1996*)

МОДЕЛИ КОРЫ

- Химический состав коры принимался в виде среднего для четырех базальтовых SNC метеоритов (*Shergotty, Zagami, BETA 79001, литологии A and B*).
- Минералогический состав консолидированной коры изменяется с глубиной из-за фазового перехода типа габбро – эклогит; в связи с этим происходит рост как плотности, так и скоростей сейсмических волн (сильно зависит от градиента температуры).
- Максимальная толщина коры в моделях определяется глубиной, на которой ее плотность становится равной плотности мантии.



Распределения плотности и скоростей сейсмических волн для различных температурных градиентов: 2(SL), 6(L) и 13.5 K/км (M).

MANTLE

1. Данные лабораторных экспериментов (*Bertka and Fei, 1997, 1998*) для состава MB – аналога состава модели *Dreibus and Wänke*.

The Martian mantle is assumed to consist of 12 mineral assemblages.

Верхняя мантия состоит из оливина, клинопироксена, ортопироксена и граната до 9 ГПа, выше 9 ГПа ортопироксен более не существует.

Переходная зона отмечена появлением

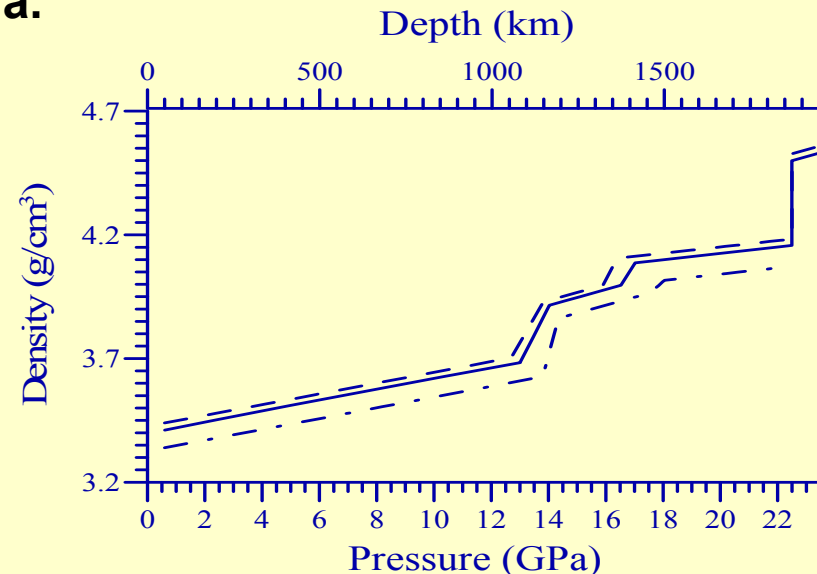
γ -шпинели при 13.5 ГПа, существующей с β фазой, клинопироксеном и мажоритом. Зона перехода выше 17 ГПа состоит из γ -шпинели и мажорита. Нижняя мантия начинается при 22.5 ГПа и состоит из перовскита, магнезиовюстита и мажорита.

2. Основной варьируемый параметр Fe#

При увеличении Fe # на 1, ρ возрастает на ~ 0.01 г /см³ в оливиновой зоне, на ~ 0.0083 г /см³ в β зоне, на ~ 0.011 г /см³ в γ зоне, и на ~ 0.0125 г /см³ в перовскитовой зоне.

Fe#=25 (сплошная линия) (В-Ф профиль мантии)

Fe#=18 (штрихпунктирная линия)



ЯДРО

Состав : Fe с 14.2 вес % S, 7.6 вес % Ni

(Dreibus and Wänke, 1985).

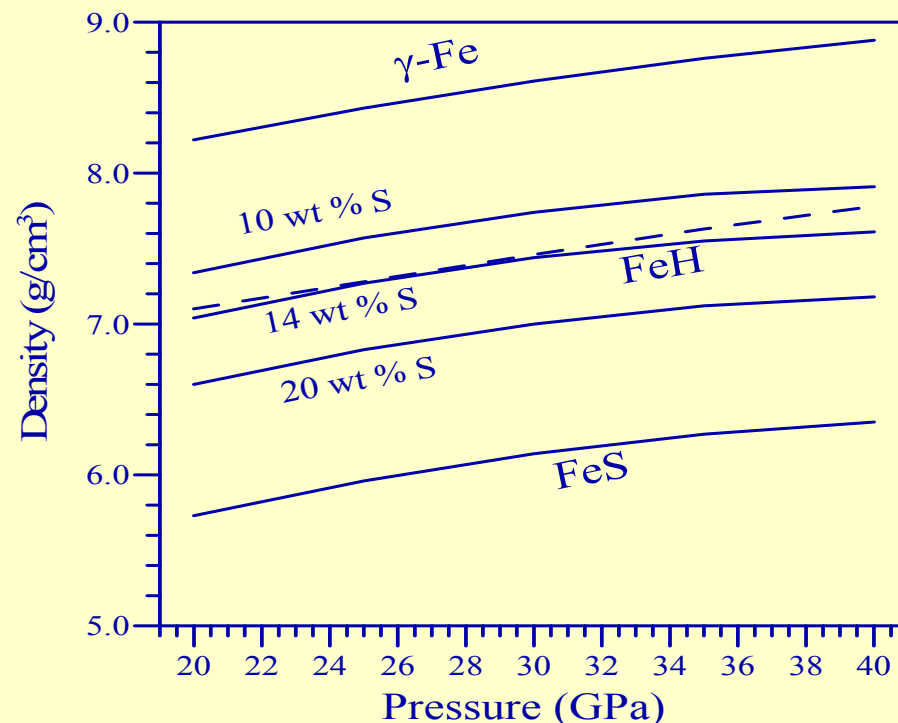
В данной работе: Fe-Ni, S, водород.

Новые экспериментальные данные по плотности Fe (γ -Fe) и FeS при высоких давлениях и температуре

(Kavner et al., 2001)

10 мол % водорода \rightarrow
 $\Delta\rho = -0.16 \text{ г/см}^3$
(Жарков, 1996)

Если ядро жидкое \rightarrow
 $\Delta\rho = -0.2\div 0.3 \text{ г/см}^3$



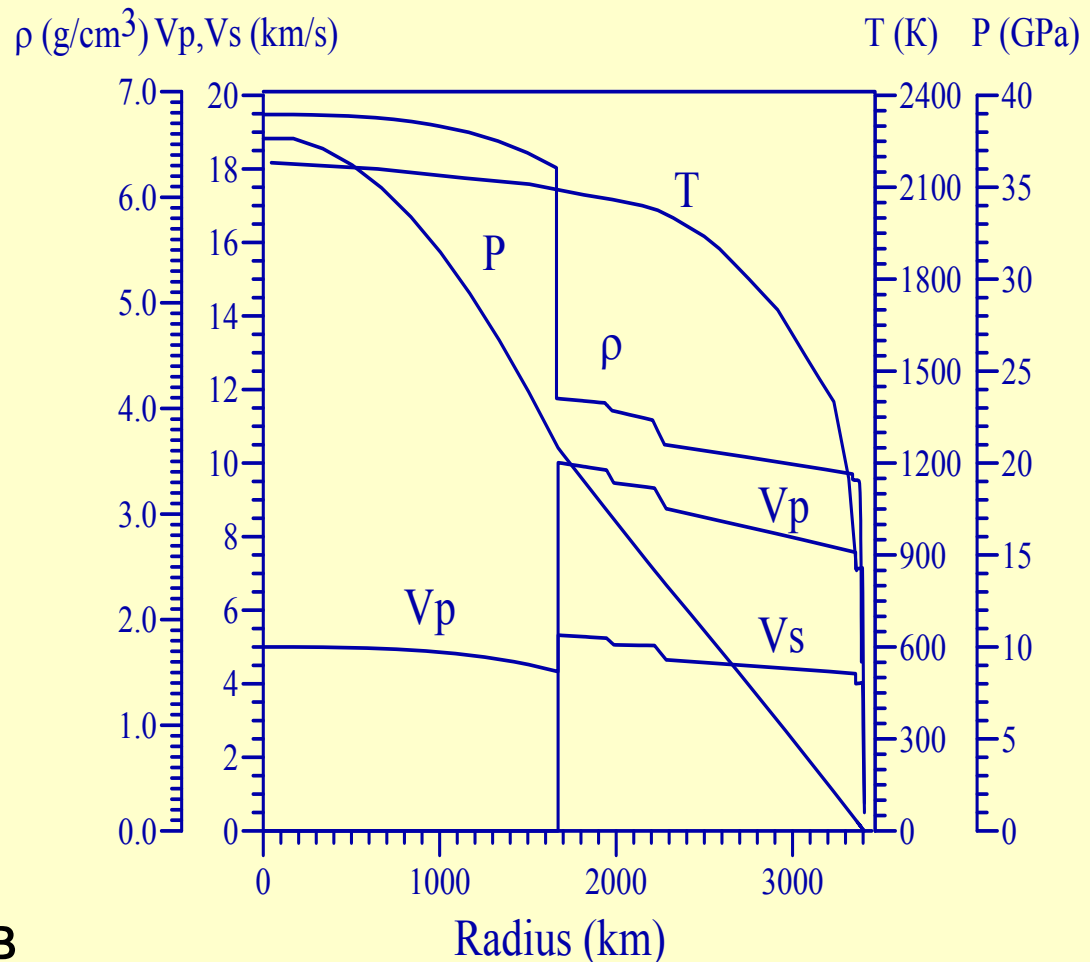
Моделирование

Варьируемые
параметры:

железистое число
мантии (Fe#)

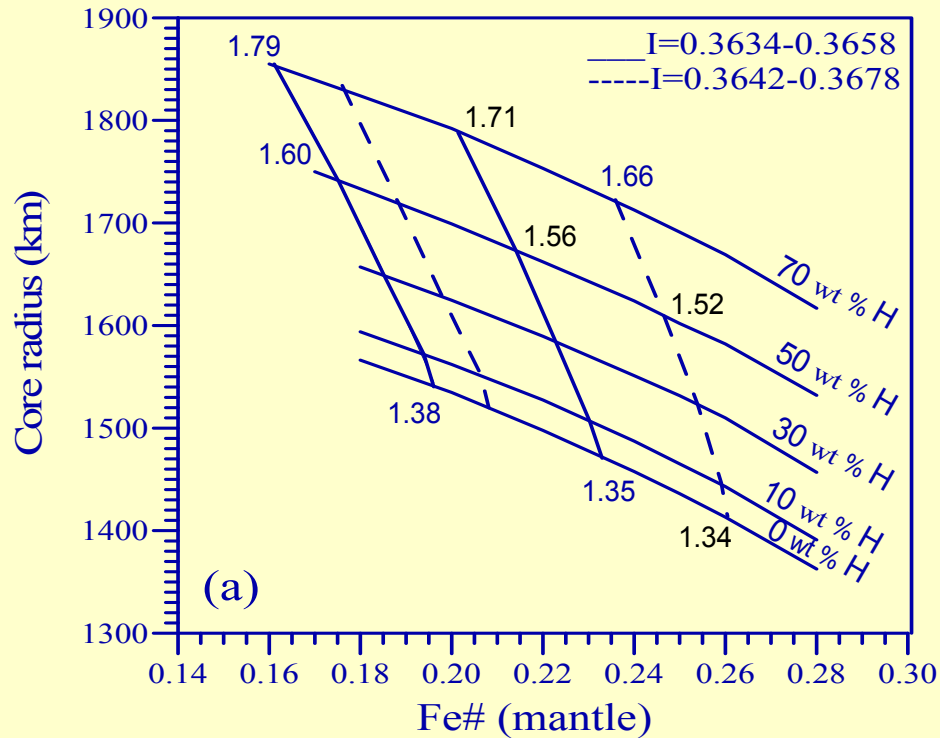
содержание серы в
ядре

содержание водорода в
ядре



Распределение плотности ρ , давления P, температуры T, скоростей продольных и поперечных волн как функция радиуса в пробной модели.

Присутствие 50 мол % водорода в ядре приводит к возрастанию отношения Fe /Si почти до хондритового значения.



Радиус ядра как функция железистого числа мантии Fe#:

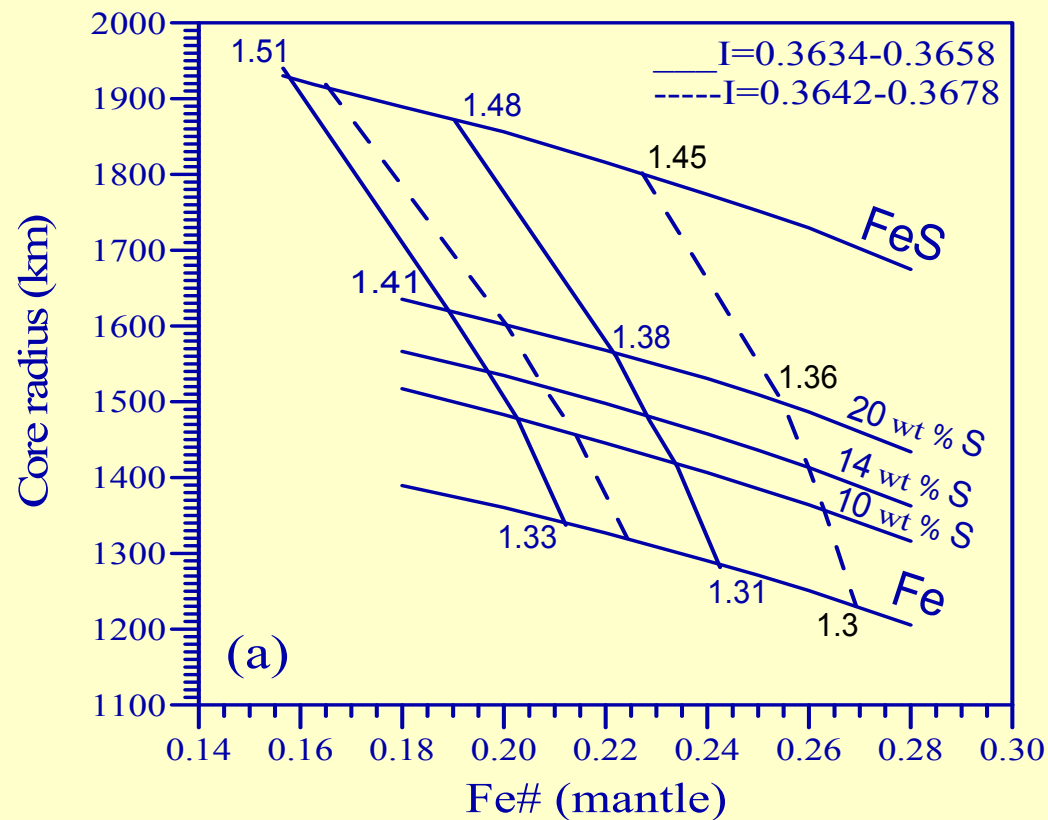
14 вес % S (DW модель)

водород - 0-70 мол %

Толщина коры 50 км.

Если в ядре нет водорода, то отношение Fe/Si лежит в узких пределах от 1.35 до 1.38, а Fe # меняется от 0.24 до 0.20, соответственно.

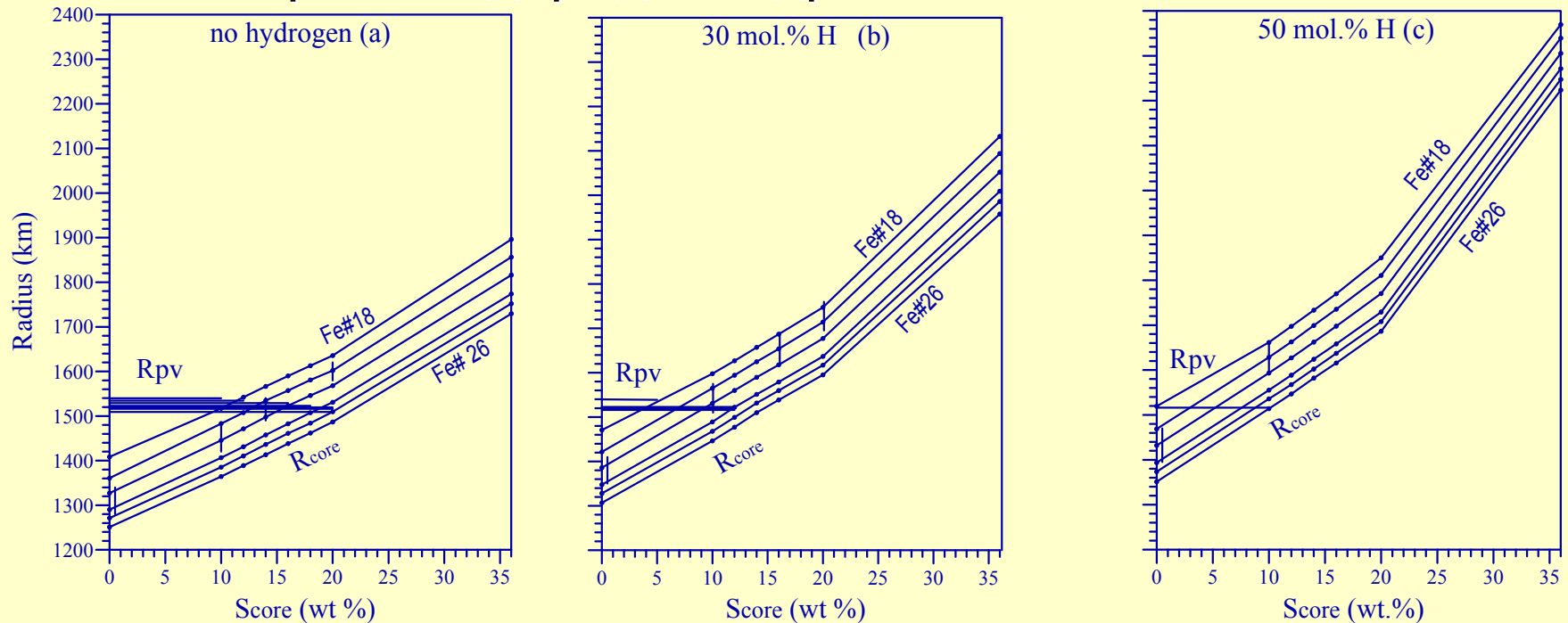
Видна следующая тенденция: присутствие водорода в ядре ведет к росту отношения Fe /Si, уменьшению значения Fe # мантии из-за роста радиуса ядра.



Взаимоотношения между радиусом ядра, числом Fe # мантии, содержанием серы в ядре и безразмерным моментом инерции.

Видно, что в отсутствие водорода в ядре, даже при составе ядра из чистого FeS (при 36 вес % S), максимальное отношение Fe/Si достигает только значения 1.5, что еще заметно меньше хондритового значения 1.71.

Соотношения между радиусом ядра, железистым числом мантии Fe#, содержанием серы и водорода в ядре.



Чем выше содержание серы и водорода в ядре и меньше железистое число мантии Fe#, тем меньше вероятность существования перовскитового слоя.

(а) в ядре: меньше чем 20 вес % S, нет водорода → модель внутреннего строения включает

мантию.

перовскитовую нижнюю

14 вес % S в ядре → толщина перовскитового слоя - от 0 до 70 км для Fe#

радиуса ядра

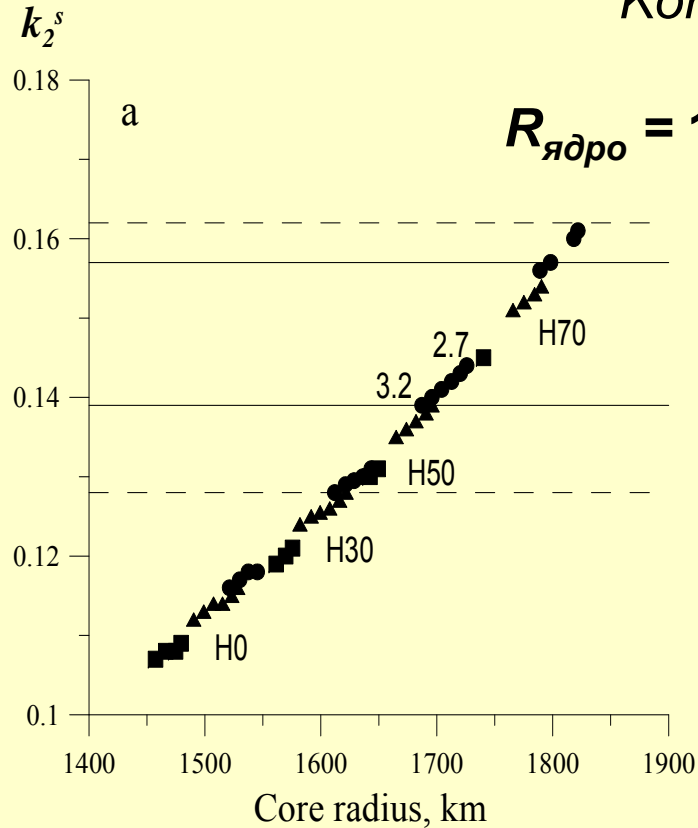
(для моделей внутреннего строения Марса
удовлетворяющих среднему моменту инерции)

$k_2^s = 0.145 \pm 0.017$ (пунктирные линии), $R_{\text{ядро}} = 1520-1840$ км

Yoder et al., 2003

$k_2^s = 0.148 \pm 0.009$ (сплошные линии), $R_{\text{ядро}} = 1600-1810$ км

Konoplive et al., 2006



$R_{\text{ядро}} = 1700$ км (при каком радиусе ядра нижняя мантия?)

► Высокое значение $k_2^s \rightarrow$

- 1) Нижняя мантия не существует
- 2) Мантия не является полностью упругой из-за частичного плавления с глубиной (*Yoder et al., 2003*).

Это привело бы к уменьшению радиуса ядра на 100-150 км.

► Число Лява $k_2 = 0.11$ (*Marty et al., 2008*)

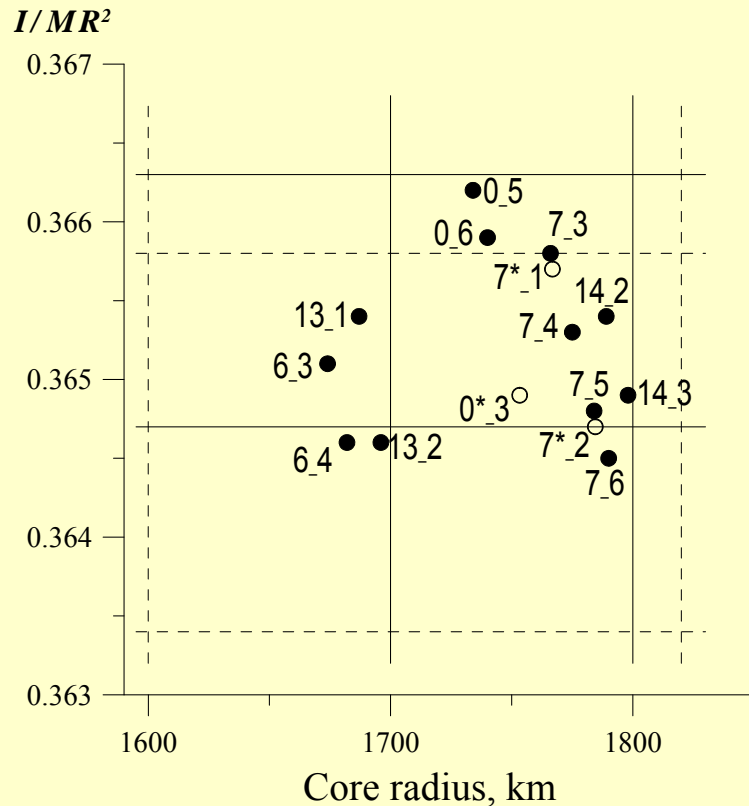
приводит к меньшему радиусу ядра, и

следовательно, к наличию перовскитовой нижней мантии

Определение радиуса ядра - задача для сейсмологических системных исследований Марса

Момент инерции I/MR^2 как функция радиуса

● (crust 50 km) , ○ (crust 100 km)



Вертикальные линии - радиус ядра, определенный по числу Лява k_2

Горизонтальные линии – значения среднего момента инерции

0.3634-0.3658 (Yoder et al., 2003)

(пунктирные линии)

0.3647-0.3663 (Konoplive et al., 2006)

Модели внутреннего строения Mars, (сплошные линии) удовлетворяющие моменту инерции и числу Лява k_2 заключены в квадрате.

Conclusion

Как общий вывод можно сказать, что если в ядре планеты отсутствует водород, то состав Марса отличается от хондритового. Для того чтобы получить хондритовое значение Fe/Si, ядро должно содержать более 50 мол % водорода.

Тогда, проблема соответствия космохимической модели DW с моделью внутреннего строения решена. Это подтвердило бы идею образования планет земной группы из хондритового материала. Это является фундаментальной проблемой образования Марса и его эволюции.

С космохимической точки зрения, трудно предположить что ядро содержит более 20 вес % серы. Радиус такого ядра около 1600 км. Поэтому, если ядро Марса оказывается больше, водород мог бы служить таким примесным элементом.

Новые данные момента инерции - 0.3647-0.3663 (Konoplive et