

УДК 550.42+550.89+551.21+552.3+552.112+553.212+546.212+549.691

МОДЕЛИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ИО И Fe/Si ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ В ЮПИТЕРИАНСКОМ ПРОТОДИСКЕ

В.А.Кронрод*, В.А.Дорофеева*, А.Б.Макалкин, О.Л.Кусков***

* Институт геохимии и аналитической химии им. В.И.Вернадского РАН, г. Москва

** Институт физики Земли РАН, г. Москва

Вестник ОГГГГН РАН № 2(12) 2000, т. 2

URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/empg_99/planet_4.htm#begin

© 2000 ОИФЗ РАН, ОГГГГН РАН

Ио - наиболее активное вулканическое тело среди всех спутников. Ио обогащена летучими и железом по сравнению с Луной; серусодержащий слой на ее поверхности - только тонкая оболочка, покрывающая силикаты. Обработка данных измерений гравитационного и магнитного полей Ио, полученных "Галилео", привела к определению важнейшей физической характеристики - момента инерции этого спутника Юпитера ($I/MR^2=0,378\pm0.007$) [1], указывающей на возрастание плотности по глубине и дифференцированный характер недр, и заключению о наличии собственного магнитного поля Ио [2]. Радиус Ио равен 1821.3 км, а средняя плотность равна 3.5294 ± 0.0013 г см⁻³ [1]. Давление в центре Ио составляет около 50 кбар. Термохимические модели эволюции Ио показывают, что вследствие конвекции ее недр находятся при температурах ниже температуры плавления [3]. Модель внутреннего строения Ио состоит из твердой внешней коры, под которой может находиться частично расплавленная астеносфера, твердой мантии и Fe-FeS-ядра [3,4,5,6]. В работах [5, 6] предлагается первичный состав Ио близкий к составу C1 или C2 хондритов и описываются физико-химические модели, объясняющие обогащенную серой кору и Fe-FeS-ядро.

В настоящей работе предложен самосогласованный подход к решению проблемы химического состава и внутреннего строения Ио, интегрирующий совокупность геофизических (масса, момент инерции) и геохимических (химический и фазовый состав мантии и ядра) ограничений.

ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЙ ПОДХОД И МЕТОД РЕШЕНИЯ

Модель внутреннего строения Ио состоит из пяти оболочек: коры, трехслойной мантии (верхней, средней и нижней) и Fe-FeS-ядра. Будем считать, что выполняется условие отсутствия инверсии плотности по глубине (H): $dp/dH > 0$. Мощность и плотность силикатной коры базальтового состава варьировались в пределах 30-90 км и 2.8 - 3.2 г см⁻³ [4]. Распределение плотности в мантии и размеры ядра находятся в результате решения, основанного на минимизации отклонений рассчитываемых и наблюдаемых значений момента инерции и массы. Задача решается методом Монте Карло.

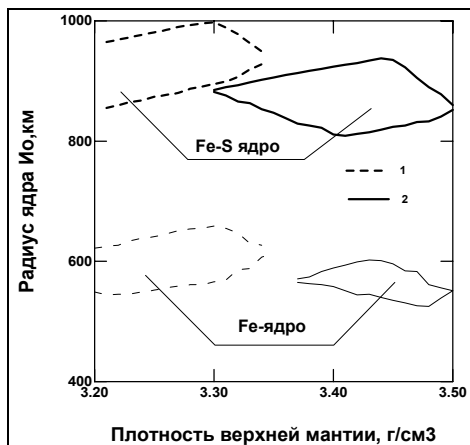


Рис. 1.

Геофизически допустимая область значений размеров радиусов Fe и FeS-ядра Ио. Максимальная плотность нижней мантии: $\rho_3 = 3.6 \text{ г/см}^3$. $1 - \rho_{\text{crust}} = 3.2 \text{ г/см}^3$, $H_{\text{cr}} = 30 \text{ км}$;
 $2 - \rho_{\text{crust}} = 2.8 \text{ г/см}^3$, $H_{\text{crust}} = 90 \text{ км}$

оценить валовый химический состав, распределение плотности в мантии и радиус ядра по геофизическим ограничениям на момент инерции и массу Ио. Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы (табл., рис. 1, 2)

(1) Определены геофизически допустимые интервалы химического состава и распределения плотности в мантии Ио. Валовый состав Ио наиболее близок к составу L-и LL-хондритов (рис.2). Напротив, углистые хондриты, предложенные в качестве прототипов вещественного состава Ио [5,6] по своим Fe/Si характеристикам не удовлетворяют геофизическим ограничениям на массу и момент инерции.

(2) Геофизические данные приводят к важным ограничениям на выведенные геохимические параметры Ио, таким как отношения Fe/Si (степень фракционирования металл-силикат в юпитерианском диске) и FeO/SiO₂ (степень окисления мантийных силикатов). Для Ио величины атомного отношения общего железа (общее железо в коре, мантии и ядре) к кремнию оцениваются равными $(\text{Fe/Si})_{\text{ат}} = 0.40-0.66$. Эти отношения составляют $(\text{Fe/Si})_{\text{ат}} = 0.22-0.26$ для Луны и $(\text{Fe/Si})_{\text{ат}} = 0.515-0.59$ для L-и LL-хондритов. Таким образом, выведенные отношения Fe/Si для Ио близки к таковым для L-и LL-хондритов. Отношения Fe/Si для Ио меньше таковых, чем в H-хондритах (0.8) и углистых хондритах: CI (0.89), CM (0.8) CV (0.74) [8] (рис. 2).

Просматривается вся область петрологически допустимых значений плотности в верхней, средней и нижней мантии и выбираются те значения, для которых выполняются балансовые соотношения для массы и момента с соответствующей погрешностью. Затем из уравнения сохранения массы вычисляются размеры ядра. Рассмотрены две модели ядра с постоянной плотностью $\rho(\gamma\text{-Fe-ядра}) = 8.1 \text{ г/см}^3$, а $\rho(\text{FeS-ядра}) = 4.7 \text{ г/см}^3$. Химический и фазовый состав пород и петрологически допустимые вариации плотности в мантии моделировались на основе программного комплекса THERMOSISM [7] в рамках системы CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ с фазами переменного состава (твердыми растворами). Расчеты фазовых равновесий проводились методом минимизации свободной энергии Гиббса.

МОДЕЛИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ИО

Мы ограничиваемся оценкой концентраций двух оксидов FeO и SiO₂ с тем, чтобы найти космохимическое отношение Fe/Si. Концентрации оксидов CaO и Al₂O₃ варьировались в пределах 2-3 мас. %, характерных для хондритового вещества. Термодинамическое моделирование фазовых соотношений и физических свойств в системе CFMAS-Fe-FeS позволило

Таблица
Состав и параметры Ио

Состав (мас.%) и физ. Параметры	Io*	
	LL	L
MgO	28.9	29.8
FeO	19.9	17.4
Al ₂ O ₃	2.5	2.7
CaO	2.2	2.2
SiO ₂	46.5	47.9
Mg/(Mg+Fe) _{molar}	0.72	0.75
R _{Fe-core} , km	600	625
R _{FeS-core} , km	930	965
(Fe/Si) _{at} for Fe-core	0.55	0.52
(Fe/Si) _{at} for FeS-core	0.66	0.64
M _{Fe-core} /M _{Satellite} , %	8.3	9.2
M _{FeS-core} /M _{Satellite} , %	17.7	19.8
R _{satellite} , km	1821.3	
ρ _{Satellite} , g cm ⁻³	3.5294	
M _{Satellite} , 10 ²⁴ g	89.32	
I/MR ²	0.378 ± 0.007	
Расстояние до Юпитера, км	422000	

Примечание: мощность коры 60 км, плотность 3.0 г см⁻³

(3) Построены модели минерального состава и внутреннего строения Ио. Самосогласованное определение минерального состава и распределения плотности в мантии, основанное на ограничениях на массу и момент инерции, приводит к выводу о существовании ядра Ио. Предельные размеры ядра оцениваются равными: 530-660 км для Fe-ядра и 810-1000 км для FeS-ядра, что составляет 6-10% и 12-22% от массы Ио (рис. 2). Если Ио имеет состав, близкий к составам L-и LL-хондритов, то ядро должно быть обогащено железом, так как большое FeS ядро не согласуется с составом L-и LL-хондритов. Для L-и LL-хондритового состава Ио радиус железного ядра оценивается равным 600-625 км (табл.). Измерения гравитационного и магнитного полей Ио миссией "Галилео", наряду с настоящими расчетами, приводят к заключению, что этот спутник Юпитера - первый объект внешней части Солнечной системы, дифференцированный на оболочки и имеющий плотное металлическое ядро.

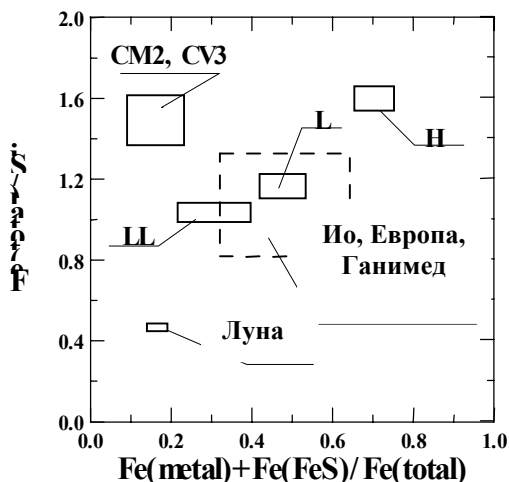


Рис. 2

Величины параметров Fe_{total}/Si , $Fe_{metal}+Fe_{metal}(FeS)/Fe_{total}$ (весовые отношения) для основных групп метеоритов (Дьяконова и др., 1979; Jarosewich, 1990), Луны и галилеевых спутников (Ио, Европа, Ганимед).

Fe/Si ФРАКЦИОНИРОВАНИЕ В ЮПИТЕРИАНСКОМ ПРОТОДИСКЕ

Исследование аккреционного диска вокруг молодого Юпитера [9] привело к построению двух альтернативных моделей: (1) маломассивный умеренно теплый диск ($M_D \approx 10^{-5} M_{Jup}$, $T \approx 300 - 100$ K, $P \approx 10^{-3} - 10^{-6}$ bar); (2) массивный горячий диск ($M_D \approx 2-3\% M_{Jup}$, $T \approx 1800 - 700$ K, $P \approx 10 - 0.01$ bar). Согласно модели (1), максимальные температуры в области образования Ио не превышали 300 K. Вещество поступало в юпитерианский диск из солнечной туманности и, двигаясь к Юпитеру, испытывало только слабый нагрев в областях образования галилеевых спутников. Но при столкновении растущих планетезималей происходил ударный метаморфизм: который вероятно был особенно эффективным в ближайшей к Юпитеру области формирования Ио, где относительные скорости тел были выше. При ударах протовещество Ио могло, подобно веществу L(LL) хондритов терять значительную часть железа в форме металла или сульфида, но не в составе магнезиальных силикатов.

В модели (2) массивного диска максимальные температуры в зоне образования Ио $T \approx 1800$ К при $P > 1$ бар превышали температуру испарения магнезиальных силикатов на ≈ 150 К и достигали температур испарения железа. По мере уменьшения скорости аккреции из диска на Юпитер и охлаждения диска, железные частицы образовывались первыми из газа и они были частично аккретированы Юпитером вместе с газом. Конденсация магнезиальных силикатов на оставшиеся частицы металла происходила позже, когда аккреция на Юпитер могла еще больше замедлиться. В результате валовый состав Ио мог быть обеднен железом, но сохранить отношение Mg/Si в солнечной пропорции.

Литература

1. Anderson J.D., Sjogren W.L. and Schubert G. Galileo gravity results and the internal structure of Io. *Science* **272**, 709-712, 1996.
2. Kivelson M.G., Khurana K.K., Walker R.J., Russell C.T., Linker J.A., Southwood D.J. and Polanskey C. A magnetic signature at Io: Initial report from the Galileo magnetometer. *Science* **273**, 337-340, 1996.
3. Schubert, G., Stevenson, D. J. and Ellsworth, K., Internal structures of the Galilean satellites. *Icarus* **47**, 46 - 59, 1981.
4. Nash D.B., Carr M.H., Gradie J., Hunten D.M. and Yoder C.F. Io, in *Satellites* (edited by J.A.Burns and M.S.Matthews), pp. 629-688. Univ. Ariz. Press, Tucson, 1986.
5. Lewis J.S. Io: Geochemistry of sulfur. *Icarus* **50**, 103-114, 1982.
6. Consolmagno G.J. Io: Thermal models and chemical evolution. *Icarus* **47**, 36-45, 1981.
7. Kuskov O.L. and Kronrod V.A. Constitution of the Moon: 5. Constraints on composition, density, temperature, and radius of a core. *Phys. Earth Planet. Inter.* **107**, 285-306, 1998.
8. Jarosewich E., Chemical analyses of meteorites: A compilation of stony and iron meteorite analyses. *Meteoritics* **25**, 323-337, 1990
9. Makalkin A.B., Dorofeeva V.A. The protosatellite jovian disk: P-T parameters, *this volume*.