

УДК 552.63

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ ОБЫКНОВЕННЫХ ХОНДРИТОВ

© 2006 г. Н. Г. Зиновьева, П. Ю. Плечов, Н. П. Латышев, Л. Б. Грановский

Представлено академиком А.А. Маракушевым 20.10.2005 г.

Поступило 07.11.2005 г.

Обыкновенные хондриты являются наиболее распространенным типом метеоритов. Между тем их генетическая интерпретация, принятая в современной литературе и основанная на рассмотрении независимого друг от друга образования каплевидных силикатных хондр и камаситовой матрицы, находится в явном противоречии с результатами их петрографического и экспериментального изучения [1], свидетельствующего о совместном возникновении хондр и матрицы хондритов в результате развития железо-силикатной магматической несмесимости, определившей закономерные соотношения их состава (обусловленные правилом Прайора). Для хондритов типичны магматические структуры с нормальной магматической последовательностью кристаллизации силикатов $O1 > R_x > S_{rx}$, аналогичной магматическим породам планет Земной группы с характерным разделением их на вулканические (I, с ярко выраженной зональностью минеральных зерен) и субвулканические (II, с однородными зернами минералов) стеклосодержащие породы, плутонические (III) со свойственным им формированием полностью раскристаллизованных пород с однородными составами минеральных зерен. Подавляющее большинство обыкновенных хондритов отличается относительной “свежестью”, слабым наложением на них поздних гидротермальных преобразований (в отличие от углистых хондритов) и поэтому они отчетливо подразделяются по перечисленным магматическим фациям (I, II, III): группа H – Yamato(Y)-82133 I(3), Рагули II(3.8), Оханск II(4); группа L – Y-74417 I(3), Саратов II(4), Fucbin III(6), Бердянск III(6) и группа LL – Y-74160 III(7).

Эти представления расходятся с общепринятыми, связывающими многообразие петрологических типов обыкновенных хондритов с процессом так называемого термального метаморфизма. Ясность в дискуссии о происхождении обыкновенных хондритов может внести применение современных геотермометров и геобарометров для оценки *PT*-параметров формирования различных

их типов. В настоящем сообщении условия образования перечисленных выше хондритов оцениваются на основании пироксеновых равновесий, данные по которым приводятся в табл. 1.

Пироксеновая термометрия уже применялась для определения температуры образования LL-хондритов. Для хондритов, соответствующих фации III, были получены температуры 900–1150°C на основании составов клинопироксенов и на 100–200°C ниже на основании составов ортопироксенов [9], для хондритов фаций I и II эти отличия еще более существенны. Нами [11] температуры кристаллизации обыкновенных хондритов всех химических групп определялись по нескольким геотермометрам [2, 6, 13, 14], основанным на распределении Ca, Mg и Fe между ромбическим и моноклинным пироксенами, характеризуемым также на диаграмме рис. 1. Для оценки температуры кристаллизации хондр использовались составы орто- и клинопироксенов, являющихся, наряду с оливинами, наиболее распространенными минералами обыкновенных хондритов. Представительные анализы сосуществующих пироксенов приведены в табл. 1. Соотношение железистости пироксенов характеризуется диаграммой, рис. 2, причем все использованные для хондритов данные хорошо согласуются с диапазонами составов природных (земных) сосуществующих пироксенов.

Применяемые модели показали хорошую сходимость с экспериментальными данными ($\pm 50^\circ\text{C}$) и результатами, полученными по OI–С_{rx}-геотермометру [8] для природных парагенезисов ($\pm 15^\circ\text{C}$). Разброс значений, определенных для одних и тех же парагенезисов метеоритов по различным моделям, лежит в пределах $\pm 48^\circ\text{C}$. Температуры кристаллизации хондр обыкновенных хондритов фации III, рассчитанные по разным двупироксеновым геотермометрам [2, 6, 13, 14], варьируют незначительно ($+48^\circ\text{C}$), а полученные по каждому из них (например, по [13], табл. 2) практически постоянны (Бердянск $\pm 7^\circ\text{C}$; Fucbin $\pm 19^\circ\text{C}$; Y-74160 $\pm 52^\circ\text{C}$). В отличие от них хондры обыкновенных хондритов I и II фаций кристаллизовались в широком диапазоне температур (I – 938–1466°C; II – 890–1479°C, см. табл. 2). Температура кристаллизации хондритов фаций III хорошо согласу-

Таблица 1. Составы сосуществующих пироксенов (Срх и Орх) обыкновенных хондритов различных фациальных типов (I, II, III)

| Компо- нент | Y-82133 H (I) | | Y-74417 L (I) | | Рагули H (II) | | Saratov L (II) | | Fucbin L (III) | | Y-74160 LL (III) | |
|--------------------------------|---------------|-------|---------------|-------|---------------|-------|----------------|-------|----------------|-------|------------------|-------|
| | Срх | Орх | Срх | Орх | Срх | Орх | Срх | Орх | Срх | Орх | Срх | Орх |
| SiO ₂ | 49.17 | 58.27 | 52.56 | 58.97 | 53.51 | 55.60 | 53.85 | 52.44 | 54.42 | 55.64 | 53.38 | 53.59 |
| TiO ₂ | 1.20 | 0.20 | 0.53 | – | 0.60 | 0.16 | 0.83 | – | 0.47 | 0.07 | 0.41 | 0.22 |
| Al ₂ O ₃ | 8.64 | 1.08 | 4.04 | 0.35 | 0.80 | – | 4.05 | – | 0.71 | 0.27 | 0.89 | 0.36 |
| Cr ₂ O ₃ | 2.46 | 1.09 | 2.24 | 0.51 | 0.99 | 0.18 | – | – | 1.12 | 0.37 | 1.26 | 0.53 |
| FeO | 0.82 | 2.16 | 0.50 | 2.53 | 3.62 | 10.72 | 5.64 | 14.64 | 4.52 | 13.78 | 6.55 | 16.43 |
| MnO | 0.32 | 0.00 | 2.06 | – | 0.22 | 0.47 | 0.45 | 0.31 | 0.18 | 0.38 | 0.38 | 0.50 |
| MgO | 15.97 | 36.71 | 18.59 | 36.53 | 17.42 | 29.86 | 17.07 | 31.92 | 17.01 | 28.91 | 16.04 | 26.14 |
| CaO | 20.97 | 0.49 | 19.04 | 0.50 | 22.39 | 2.99 | 16.86 | 0.14 | 20.89 | 0.58 | 20.38 | 2.20 |
| Na ₂ O | 0.66 | – | 0.43 | 0.43 | 0.45 | – | 1.24 | 0.54 | 0.69 | – | 0.71 | 0.03 |

Примечание. Прочерк содержание ниже предела обнаружения.

ется с температурой формирования равновесных хондритов химической группы LL, оцененных по составу клинопироксена [9], тогда как для хондритов I и II фаций верхняя граница диапазона кристаллизации хондр смещена вверх по сравнению с [9] на 150–200°C.

Полученные температуры кристаллизации различных фаций консолидации обыкновенных

хондритов хорошо коррелируются с температурами кристаллизации земных вулканических и plutonic пород. Стеклодержащие хондриты (I и II), кристаллизовавшиеся в более высокотемпературных условиях, в широком диапазоне температуры, характеризуются более контрастной полифаціальностью по сравнению с хондритами plutonic фации (III), в которых фиксируется более низкая относительно выдержанная температура (табл. 2, рис. 3).

Попытки оценить давление и выявить *PT*-условия формирования обыкновенных хондритов LL-группы по вхождению Al в клино- и Ca в ортопироксен предпринимались в работе [9], но не дали надежных результатов вследствие слишком

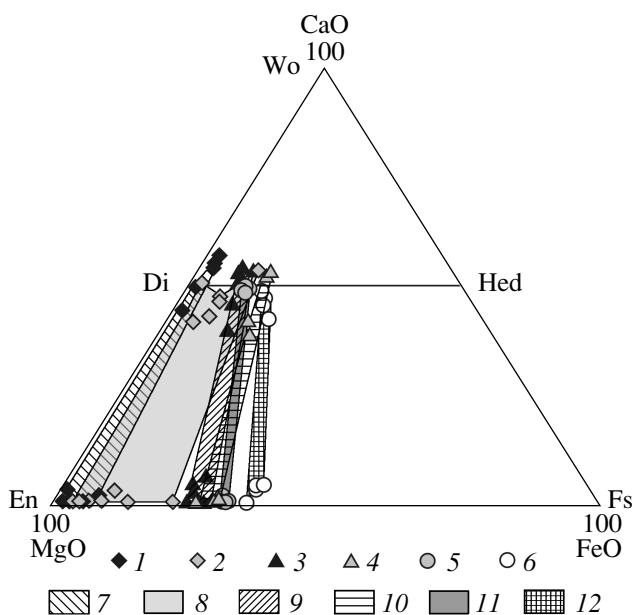


Рис. 1. Вариации состава орто- и клинопироксена различных фаций консолидации H (2, 3), L (2, 4, 5) и LL (6) хондритов: 1, 2 – вулканической, 3, 4 – субвулканической, 5, 6 – plutonic, 7–12 – поля конноид, соединяющих сосуществующие орто- и клинопироксены хондритов Y-82133 H; Y-74417 L; Рагули H; Саратов L; Fucbin L + Бердянский L; Y-74160 LL + Uden LL, соответственно

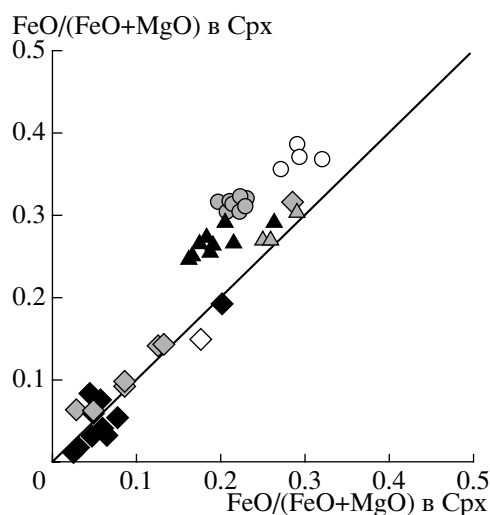


Рис. 2. Соотношение железистости равновесных орто- и клинопироксенов различных магматических фаций H-, L- и LL-хондритов (условные обозначения соответствуют 1–6 на рис. 1).

Таблица 2. Результаты термобарометрического изучения обыкновенных хондритов различных фациальных типов (I, II, III)

| Фация | Хондрит | N | T, °C | | P, кбар | |
|-------|-----------------------|----|-----------|---------|-----------|---------|
| | | | интервал | средняя | интервал | среднее |
| I | Y-82133 H | 12 | 938–1466 | 1190 | 0–15.9 | 8.4 |
| | Y-74417 L | 11 | 1106–1307 | 1207 | 3.6–12.2 | 7.7 |
| II | Рагули H | 11 | 890–1479 | 1193 | 0–13.7 | 6.0 |
| | Рагули H, Ur-Jd Cpx | 4 | | 1000 | 63.7–81.6 | 70.1 |
| | Саратов L | 5 | 900–1203 | 1129 | 0–14.6 | 5.9 |
| III | Бердянск L | 6 | 985–1000 | 993 | 3.8–5.1 | 4.5 |
| | Бердянск L, Ur-Jd Cpx | 8 | | 1000 | 66.9–72.8 | 69.6 |
| | Fucbin L | 7 | 992–1030 | 1011 | 3.6–8.3 | 5.7 |
| | Y-74160 LL | 2 | 1000–1105 | 1053 | 3.1–5.0 | 4.0 |

Примечание. N – число проанализированных зерен. Температура рассчитана по двупироксеновому геотермометру [13]; Давление рассчитано по клинопироксеновому геобарометру [10]. Составы пироксеновых пар хондрита Y-74160 LLIII(7) взяты из [12].

низких содержаний Al и Ca в пироксенах. В настоящей работе давление формирования магматических парагенезисов каждой фации H-, L- и LL-хондритов определялось по клинопироксеновому геобарометру [10]. Расчет давления по модели [10] основан на зависимости от давления параметров кристаллической решетки кристаллизующихся клинопироксенов (объема ячейки и объема полиэдра M1). Она меньше, чем более ранние модели, зависит от состава расплава и набора сосуществующих минералов. Правомочность применения этой модели для оценки давлений кристаллизации клинопироксенов хондритов подробно обсуждалась в работе [11], где было показано, что в интервале давлений от 0 до 18 кбар сходимость с экспериментальными данными составляет ±1.13 кбар, при максимальном отклонении 3.86 кбар, т.е. можно заведомо принять за значимые рассчитанные давления >5 кбар.

Средние значения давления (табл. 2), полученные по клинопироксеновому геобарометру [10] для разных фаций (I, II, III) обыкновенных хондритов химических групп H, L и LL, варьируют от 4 до 8.4 кбар, при этом давление, при котором кристаллизуются клинопироксены в равновесных хондритах фации III, варьирует в более узких пределах 3.1–8.3 кбар, чем в неравновесных хондритах фаций I и II, где оно меняется от 0 до 10.6 кбар. Кроме того, в хондритах фаций I и II обнаружены единичные зерна клинопироксена, кристаллизующегося при более высоких давлениях (до 16 кбар). В этом проявляется полифациальность стеклосодержащих хондритов, очаги которых более глубинны, чем реальные плутонические породы, представленные на диаграмме (рис. 3) хондритами Fucbin L(III), Бердянск L(III) и Y-74160 LL(III).

Таким образом, полученные данные однозначно указывают на кристаллизацию клинопироксенов изученных обыкновенных хондритов при давлениях и температурах (900–1500°C), свойственных магматическим породам. Наиболее типичен диапазон давлений от 0 до 10.6 кбар со спорадическим подъемом до 16 кбар.

Дополнительную информацию о давлении при формировании обыкновенных хондритов, помимо полученных данных, дает присутствие в хондритах I, II и III фаций протопироксена, сама возможность кристаллизации которого ограничивает давление величиной порядка 8 кбар [5]. Для хондритов плутонической фации протопироксе-

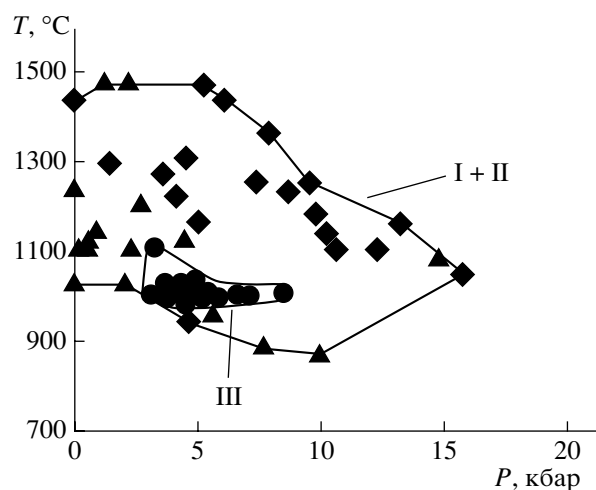


Рис. 3. Сводная диаграмма определения PT-параметров кристаллизации обыкновенных хондритов: I – вулканических; II – субвулканических и III – плутонических.

ны менее характерны, что указывает на то, что давление при их образовании превышало 8 кбар.

В обычных хондритах всех трех фаций содержатся реликтовые зерна со структурами распада [1, 15], кристаллизация которых предшествовала формированию силикатов, доминирующих в хондритах. Давление кристаллизации реликтовых зерен жадеит-юриитовых клинопироксенов, рассчитанное по клинопироксеновому барометру [10], достигает 82 кбар (см. табл. 2). Вторая разновидность реликтовых зерен – кремнезем-клинопироксеновые твердые растворы, впервые обнаруженные в обычных хондритах [15], хорошо известны в высокобарных земных породах, где описаны их структуры распада [7]. Экспериментально эти твердые растворы синтезировались [3, 4] при давлениях 35–150 кбар. Находки реликтовых зерен высокобарных минералов свидетельствуют о том, что этапу кристаллизации хондритовых расплавов, зафиксированному в структуре хондритов, предшествовала высокобарная кристаллизация (>60 кбар).

Таким образом, результаты термобарометрического изучения обычных хондритов являются важным подтверждением детально обоснованной в [1] теории двухстадийного формирования хондритов. Термобарометрические исследования зафиксировали как условия высокобарной кристаллизации (>60 кбар) на переходе от протопланетной стадии развития к собственно планетной, так и *PT*-условия кристаллизации на собственно планетной стадии, предшествовавшей распаду хондритовых планет на астероиды.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке РФФИ (грант 04-05-64880), программы

“Университеты России” и “Поддержка научных школ” (гранты УР.09.02.601/05, НШ–1301.2003.5 и 1645.2003.5).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Маракушев А.А., Грановский Л.Б., Зинovieва Н.Г. и др.* Космическая петрология. М.: Наука, 2003. 387 с.
2. *Перчук Л.Л.* // ДАН. 1977. Т. 233. № 3. С. 456–459.
3. *Ханухова Л.Т., Жариков В.А., Ишбулатов Р.А. и др.* // ДАН. 1976. Т. 229. № 1. С. 182–184.
4. *Angel R.J., Gasparik T., Ross N.L. et al.* // Nature. 1988. V. 335. P. 156–158.
5. *Gasparik T.* // Amer. Miner. 1990. V. 75. P. 1080–1091.
6. *Kretz R.* // Geochim. et cosmochim. acta. 1982. V. 46. P. 411–421.
7. *Liou J.G., Zhang R.Y., Ernst W.G. et al.* // Rev. in miner. 1998. V. 37. P. 33–96.
8. *Loucks R.R.* // Contribs Mineral. and Petrol. 1996. V. 125. P. 140–150.
9. *McSween H.Y., Patchen A.D.* // Meteoritics. 1989. V. 24. P. 219–226.
10. *Nimis P.* // Contribs. Mineral. and Petrol. 1999. V. 135. P. 62–74.
11. *Pletchov P.Yu., Zinovieva N.G., Latyshev N.P. et al.* // Lunar and Planet. Sci. 2005. V. 34. P. 1041.
12. *Takeda H., Huston T.J., Lipschutz E.* // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 71. P. 329–339.
13. *Wells P.R.A.* // Contribs Mineral. and Petrol. 1977. V. 62. P. 129–139.
14. *Wood B.J., Banno S.* // Contribs Mineral. and Petrol. 1973. V. 42. P. 109–124.
15. *Zinovieva N.G., Mitreikina O.B., Granovsky L.B.* // Ant-arct. Meteorol. 2002. № 27. P. 183–185.