



EVALUATION OF THERMAL METAMORPHISM TEMPERATURE OF EQUILIBRATED ORDINARY CHONDRITES

K.G. Sukhanova ¹✉, A.B. Kuznetsov ¹, S.G. Skublov ^{1,2}, O.L. Galankina ¹

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, 2 Makarova Emb, Saint Petersburg, 199034, Russia

²Saint Petersburg Mining University, 2 21st Line, Saint Petersburg, 199106, Russia

ABSTRACT. The article provides an evaluation of thermal metamorphism temperatures on chondrite parent bodies using an olivine-Cr spinel geothermometer. To calculate temperatures, the results of EPMA analysis of the major and trace elements in olivine and Cr spinel of Kargapole, Orlovka, Saratov, Elenovka, Buschhof, Bjurböle and Knyahinya meteorites are used. The obtained temperatures are consistent with the onion-shell model of the planetesimal structure, in which the most metamorphosed chondrites are closer to the heating source (Buschhof, L6-734 °C), meteorites of the 5th petrologic type (p.t.) occupied an intermediate position (Orlovka, H5 – 687 °C; Elenovka, L5 – 691 °C; Knyahinya, LL5 – 700 °C), and the chondrites of the 4th p.t. were closer to the surface (Kargapole, H4 – 691 °C; Saratov, L4 – 670 °C; Bjurböle, LL4 – 682 °C). The Kargapole and Saratov meteorites are characterized by evaluation of Mg and Fe equilibrium temperatures that disagree with the onion-shell model, which can be explained by the individual history of the meteorite (for example, impact metamorphism, slow and prolonged heating).

KEYWORDS: meteorite; equilibrated ordinary chondrite; microprobe analysis; Cr spinel; olivine; geothermometry

FUNDING: The study was carried out as part of the research topic of IPGG RAS № FMUW-2022-0005. The work used the equipment of the Shared Research Facilities "AIRIZ" of IPGG RAS.

SHORT COMMUNICATION

Received: December 14, 2021

Revised: April 21, 2022

Accepted: April 27, 2022

Correspondence: Kristina G. Sukhanova, cris.suhanova92@yandex.ru

FOR CITATION: Sukhanova K.G., Kuznetsov A.B., Skublov S.G., Galankina O.L., 2022. Evaluation of Thermal Metamorphism Temperature of Equilibrated Ordinary Chondrites. *Geodynamics & Tectonophysics* 13 (2s), 0618. doi:10.5800/GT-2022-13-2s-0618

ОЦЕНКА ТЕМПЕРАТУР ТЕРМАЛЬНОГО МЕТАМОРФИЗМА РАВНОВЕСНЫХ ОБЫКНОВЕННЫХ ХОНДРИТОВ

К.Г. Суханова¹, А.Б. Кузнецов¹, С.Г. Скублов^{1,2}, О.Л. Галанкина¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, 199034, Санкт-Петербург, наб. Макарова, 2, Россия

² Санкт-Петербургский горный университет, 199106, Санкт-Петербург, Васильевский остров, 21-я линия, 2, Россия

АННОТАЦИЯ. В статье приводится оценка температур термального метаморфизма на родительских телах хондритов с помощью оливин-хромшпинелевого геотермометра. Для расчета температур используются результаты микронзондового (ЕРМА) анализа главных и примесных элементов в оливине и хромшпинелиде метеоритов Каргаполье, Орловка, Саратов, Еленовка, Бушхов, Бюрбёлле и Княгиня. Полученные температуры согласуются с концентрической моделью строения планетезималей, при которой наиболее метаморфизованные хондриты находятся ближе к источнику нагрева (Бушхов, L6 – 734 °С), метеориты 5-го петрографического типа (п.т.) занимали промежуточную позицию (Орловка, H5 – 687 °С; Еленовка, L5 – 691 °С; Княгиня, LL5 – 700 °С), а хондриты 4-го п.т. находились ближе к поверхности (Каргаполье, H4 – 691 °С; Саратов, L4 – 670 °С; Бюрбёлле, LL4 – 682 °С). Метеориты Каргаполье и Саратов характеризуются несогласными с концентрической моделью оценками температур уравнивания Mg и Fe, что объясняется индивидуальной историей метеорита (например, импактный метаморфизм, медленный и продолжительный нагрев).

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: метеорит; равновесный обыкновенный хондрит; микронзондовый анализ; хромшпинелид; оливин; геотермометрия

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследование выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН № FMUW-2022-0005. В работе использовалось оборудование ЦКП «АИРИЗ» ИГГД РАН.

1. ВВЕДЕНИЕ

Обыкновенные хондриты образуют наиболее распространенную группу метеоритов на Земле. Состав минералов большей части обыкновенных хондритов был нарушен вследствие термального и/или импактного метаморфизма на родительских телах хондритов. Метаморфизм приводил к уравниванию составов главных силикатных минералов (оливин, пироксен), перекристаллизации стекла в плагиоклаз, укрупнению зерен Fe, Ni, троилита и хромита и появлению новых минеральных фаз (апатит, мериллит, Са-пироксен) [Huss et al., 2006]. В зависимости от удаленности от источника нагрева, хондриты подразделяются на неравновесные (петрологический тип 3) и равновесные (п.т. 4, 5 и 6), при этом с увеличением номера петрологического типа увеличивается степень минерального равновесия и ярче проявляются признаки метаморфизма [Dodd, Hutchison, 2004].

Существование хондритов, испытавших различные степени метаморфизма, позволяет проследить эволюцию вещества на родительских телах хондритов и раскрыть особенности их структуры на ранней стадии развития Солнечной системы после аккреции хондритового материала. Возраст метаморфизма хондритов предполагает концентрическую модель строения родительского тела, при которой наиболее метаморфизованные и молодые хондриты находятся в центре тела, а менее метаморфизованные близки к поверхности.

Однако в таком случае скорости остывания хондритов должны коррелироваться с петрологическим

типом хондрита, что не наблюдается. Так, температуры, полученные по содержанию Ni в центре тенитовых зерен (ниже 600 °С), температуры катионного равновесия в ортопироксене (400–500 °С) и оливин-хромшпинелевый термометр (690–770 °С) не согласуются с медленным остыванием центральных зон концентрических тел, поскольку скорости охлаждения не увеличиваются от 3-го к 6-му типу [Blackburn et al., 2017].

Также на проявления термального метаморфизма хондритов могут накладываться следы импактных событий. В результате соударения космических тел на их поверхность могли выводиться горячие породы родительских планетезималей, из-за чего породы остывали значительно быстрее и смешивались с холодным материалом [Blackburn et al., 2017].

Тем не менее Hf-W возраст демонстрирует обратную корреляцию скорости остывания и степени метаморфизма: в скором времени после термального пика скорость остывания составляла 10 °С/млн лет для H6 хондритов, 30 °С/млн лет для H5 хондритов, 55 °С/млн лет для H4 хондритов [Kleine et al., 2008].

Для определения структуры родительских тел хондритов, их размеров и продолжительности существования необходимым является установление физико-химических параметров метаморфизма хондритов. Температуру метаморфизма позволяет рассчитать оливин-хромшпинелевый геотермометр [Wlotzka, 2005], основанный на диффузии Mg и Fe при уравнивании составов оливина и хромшпинелида с ростом температуры метаморфизма.

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Определение температуры термального метаморфизма на родительских телах хондритов было проведено для метеоритов Каргаполье (Н4), Орловка (Н5), Саратов (L4), Еленовка (L5), Бушхов (L6), Бюрбелле (L/LL4) и Княгиня (LL5). Выбранные метеориты относятся к равновесным обыкновенным хондритам (РОХ), которые являются наиболее распространенной и при этом малоизученной группой метеоритов [Scott, Krot, 2014; McDougal et al., 2017].

Химический состав оливина и хромшпинелида на уровне главных элементов был определен методом ЕРМА в центре коллективного пользования Аналитические исследования ранней истории Земли (АИРИЗ) в ИГД РАН на микрозонде Jeol JXA-8230 с четырьмя волновыми дисперсионными спектрометрами. Точечные измерения состава минералов выполнялись с ускоряющим напряжением 20 кВ и током 20 нА. Диаметр сфокусированного пучка составил 3 мкм. В качестве стандартов использовались природные минералы, чистые оксиды и металлы. Для коррекции матричного эффекта использовался алгоритм ZAF. Линии К α 1 измерялись для всех элементов. Материал для исследования предоставлен Горным музеем Санкт-Петербургского горного университета.

3. СОСТАВ И МОРФОЛОГИЯ ОЛИВИНА РОХ

Оливин в обыкновенных хондритах может слагать хондры различных структур или встречаться в межхондровом пространстве в виде идиоморфных либо ксеноморфных зерен. Размер оливина в среднем составляет 250–500 мкм по удлинению, иногда наблюдаются

мелкозернистые (50–100 мкм) оливин-пироксеновые агрегаты. В метеорите Каргаполье в крупных зернах оливина отмечается большое количество трещин, некоторые зерна корродированы.

Оливин равновесных обыкновенных хондритов относится к форстериту. В метеоритах группы Н форстеритовый минал (Fo) составляет 78–80, в хондритах группы L Fo варьируется от 72 до 77, в метеоритах группы LL Fo изменяется в пределах 71–74. При этом вариации форстеритового минала сокращаются с увеличением петрографического типа метеорита. Метеориты Орловка и Каргаполье (группа Н) значительно отличаются по содержанию FeO от остальных хондритов. При этом оливин метеоритов Саратов и Бюрбелле характеризуется присутствием TiO₂ (табл. 1).

4. СОСТАВ И МОРФОЛОГИЯ ХРОМШПИНЕЛИДА РОХ

Хромшпинелид в равновесных обыкновенных хондритах чаще всего присутствует в межхондровой части, редко образует каймы вокруг хондр или находится внутри хондр. В метеоритах Саратов, Бюрбелле и Княгиня размер зерен хромшпинелида не превышает 50 мкм, при этом в остальных изученных метеоритах размер составляет 150–200 мкм. Обычно хромшпинелид встречается в виде ксеноморфных выделений в сростании с камаситом-тэнитом и троилитом. Отдельно стоит отметить металлические хондры метеорита Бюрбелле, полностью сложенные хромшпинелидом.

Состав хромшпинелида в целом довольно постоянен и практически не изменяется внутри метеоритов и между ними. Исключение составляет хромшпинелид в метеорите Саратов, который характеризуется

Таблица 1. Усредненный состав (мас. %) хромшпинелида и оливина в РОХ

Table 1. The average composition (wt. %) of Cr spinel and olivine in EOC

Метеорит	п.т.	n	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	ZnO	NiO	V ₂ O ₃	Сумма	T, °C
Каргаполье	Н4	10	Cr-Spl	0.07	2.08	5.94	58.88	28.29	0.90	2.87	0.31	b.d.l.	0.64	99.98	691
			Ol	39.32	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	17.53	0.45	42.13	n.d.	b.d.l.	n.d.	99.42	
Орловка	Н5	10	Cr-Spl	0.19	2.00	6.22	58.60	28.71	0.91	2.83	0.41	b.d.l.	0.67	100.53	687
			Ol	39.48	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	17.66	0.46	41.72	n.d.	b.d.l.	n.d.	99.32	
Саратов	L4	10	Cr-Spl	0.14	1.51	3.60	61.31	30.19	0.79	1.70	0.50	b.d.l.	0.72	100.46	670
			Ol	38.56	0.06	b.d.l.	b.d.l.	21.70	0.47	38.84	n.d.	b.d.l.	n.d.	99.63	
Еленовка	L5	8	Cr-Spl	b.d.l.	2.93	5.26	57.56	30.66	0.73	2.07	0.33	b.d.l.	0.71	100.26	691
			Ol	38.63	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	22.69	0.48	37.99	n.d.	b.d.l.	n.d.	99.79	
Бушхов	L6	10	Cr-Spl	b.d.l.	2.84	5.38	57.85	29.88	0.69	2.64	0.26	b.d.l.	0.64	100.17	734
			Ol	38.43	b.d.l.	b.d.l.	0.07	22.61	0.47	38.24	n.d.	b.d.l.	n.d.	99.82	
Бюрбеле	L/LL4	7	Cr-Spl	0.12	1.93	5.39	58.59	30.77	0.70	1.86	0.37	0.06	0.66	100.45	682
			Ol	38.79	0.05	b.d.l.	b.d.l.	23.87	0.47	37.56	n.d.	b.d.l.	n.d.	100.75	
Княгиня	LL5	9	Cr-Spl	0.05	2.55	5.58	57.42	30.38	0.72	2.22	0.26	b.d.l.	0.67	99.84	700
			Ol	37.89	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	22.56	0.46	38.03	n.d.	b.d.l.	n.d.	98.94	

Примечание. b.d.l. – содержание элемента ниже порога обнаружения, n.d. – элемент не определялся, n – количество измеренных зерен оливина и хромшпинелида в метеорите, п.т. – петрографический тип метеорита.

Note. b.d.l. – below detection limite, n.d. – not detected, n – number of measured grains of olivine and Cr spinel in meteorite, p.t. – petrologic type.

повышенным содержанием Cr_2O_3 и ZnO и обеднен Al_2O_3 по сравнению с другими хондритами (табл. 1).

5. ОЛИВИН-ХРОМШПИНЕЛЕВЫЙ ГЕОТЕРМОМЕТР

Для определения влияния термального метаморфизма на выбранные метеориты и подтверждения установленного петрологического типа были рассчитаны температуры достижения равновесия между оливином и хромшпинелидом с применением оливин-хромшпинелевого геотермометра по методике [Wlotzka, 2005]. Выбранные метеориты по петрографическому описанию и составу главных элементов полностью соответствуют определенным при первичной диагностике химической группе и п.т. обыкновенных хондритов. Так, метеориты весьма железистой группы Н отличаются наибольшим значением форстеритового минала в оливине. Метеориты групп L и LL демонстрируют обратную тенденцию.

С ростом петрографического типа наблюдается увеличение зерен хромита, уравнивание главных элементов в оливине, распространение вторичных фосфатных фаз (апатит, мериллит), что отражает воздействие термального метаморфизма на вещество выбранных РОХ [Dodd, Hutchison, 2004].

Полученные оценки температуры термального метаморфизма (табл. 1) в целом поддерживают концентрическую модель строения родительских тел хондритов, при которой метеориты 6-го п.т. располагались близко к источнику нагрева (Бушхов, L6 – 734 °C), метеориты 5-го п.т. занимали промежуточную позицию (Орловка, H5 – 687 °C; Еленовка, L5 – 691 °C; Княгиня, LL5 – 700 °C), а хондриты 4-го п.т. находились ближе к поверхности (Каргаполье, H4 – 691 °C; Саратов, L4 – 670 °C; Бюрбелле, LL4 – 682 °C).

Тем не менее температуры термального метаморфизма изученных РОХ 4-го п.т. – Каргаполье, Саратов и Бюрбелле – не согласуются между собой (табл. 1). Так, метеорит Каргаполье (H4) характеризуется температурой метаморфизма, характерной для хондритов 5-го петрологического типа [Wlotzka, 2005]. Такое несоответствие могло быть вызвано импактным событием высокой интенсивности. Судя по наблюдающимся карманам плавления и широкому распространению троилитовых прожилков, метеорит Каргаполье был подвержен импактному метаморфизму, соответствующему ударной стадии S4 и шоковому давлению 25–30 Гпа [Dodd, 1981].

Метеорит Саратов, напротив, отличается небольшой температурой метаморфизма, характерной для неравновесных обыкновенных хондритов (L3) – 625–680 °C [Wlotzka, 2005]. Низкие значения температур метаморфизма могут указывать на активное участие флюидов или длительный нагрев при термальном метаморфизме на родительских телах хондритов [Kessel et al., 2004].

Требуется дополнительное изучение других геохимических и минералогических показателей для равновесных обыкновенных хондритов с целью уточнения

диапазонов температур термального метаморфизма. На данный момент противоречивые результаты исследования параметров термального метаморфизма не позволяют достоверно установить размеры, структуру и источник нагрева на родительских телах обыкновенных хондритов [Henke et al., 2013], что накладывает ограничения на моделирование эволюции Солнечной системы на ранних этапах ее становления.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, полученные оценки температур термального метаморфизма поддерживают концентрическую модель родительских тел хондритов. При этом наблюдающееся несогласие некоторых оценок с этой моделью в большей степени вызвано особенностями индивидуальной истории метеорита (импактный метаморфизм, взаимодействие с флюидами).

7. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Кузнецов А.Б. – постановка задачи и руководство исследованием, редактирование текста. Суханова К.Г. – проведение исследования, написание текста. Галанкина О.Л. – аналитические измерения.

Kuznetsov A.B. – the problem statement and the research management, text editing. Sukhanova K.G. – research activity, text writing. Galankina O.L. – analytical measurements.

8. КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ / CONFLICT OF INTERESTS

Авторы заявляют об отсутствии у них конфликта интересов. Все авторы прочитали рукопись и согласны с опубликованной версией.

The authors have no conflicts of interest to declare. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

9. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Blackburn T., Alexander C.M.O.D., Carlson R., Elkins-Tanton L.T., 2017. The Accretion and Impact History of the Ordinary Chondrite Parent Bodies. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 200, 201–217. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2016.11.038>.

Dodd R.T., 1981. *Meteorites: A Petrologic-Chemical Synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, 152 p.

Dodd R.T., Hutchison R., 2004. *Meteorites: A Petrologic, Chemical and Isotopic Synthesis*. Cambridge University Press, Cambridge, 506 p.

Henke S., Gail H.-P., Trieloff M., Schwarz W., 2013. Thermal Evolution Model for the H Chondrite Asteroid-Instantaneous Formation versus Protracted Accretion. *Icarus* 226 (1), 212–228. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2013.05.034>.

Huss G.R., Rubin A.E., Grossman J.N., 2006. Thermal Metamorphism in Chondrites. In: D.S. Lauretta, H.Y. McSween Jr. (Eds), *Meteorites and the Early Solar System II*. University of Arizona Press, p. 567–586.

Kessel R., Beckett J.R., Huss G.R., Stolper E.M., 2004. The Activity of Chromite in Multicomponent Spinel: Implications for T-fO₂ Conditions of Equilibrated H Chondrites. *Meteoritics & Planetary Science* 39 (8), 1287–1305. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2004.tb00947.x>.

Kleine T., Touboul M., Van Orman J.A., Bourdon B., Maden C., Mezger K., Halliday A.N., 2008. Hf–W Thermochemistry: Closure Temperature and Constraints on the Accretion and Cooling History of the H Chondrite Parent Body. *Earth and Planetary Science Letters* 270 (1–2), 106–118. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.013>.

McDougal D., Nakashima D., Tenner T.J., Kita N.T., Valley J.W., Noguchi T., 2017. Intermineral Oxygen Three-Isotope Sys-

tematics of Silicate Minerals in Equilibrated Ordinary Chondrites. *Meteoritics & Planetary Science* 52 (11), 2322–2342. <https://doi.org/10.1111/maps.12932>.

Scott E.R.D., Krot A.N., 2014. Chondrites and Their Components. In: H.D. Holland, K.K. Turekian (Eds), *Treatise on Geochemistry*. Second Edition. Vol. 1. Elsevier, p. 65–137. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00104-2>.

Wlotzka F., 2005. Cr Spinel and Chromite as Petrogenetic Indicators in Ordinary Chondrites: Equilibration Temperatures of Petrologic Types 3.7 to 6. *Meteoritics & Planetary Science* 40 (11), 1673–1702. <https://doi.org/10.1111/j.1945-5100.2005.tb00138.x>.