

## Твердый раствор диопсид–космохлор в метасоматически проработанных ультрамафитах массива Инагли (Якутия)

Плечов П.Ю.<sup>1</sup>, Заблудовская А.В.<sup>1</sup>, Щербаков В.Д.<sup>2</sup>, Коновалова К.А.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва; [pplchov@gmail.com](mailto:pplchov@gmail.com)

<sup>2</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, геологический факультет

В статье впервые описан полный ряд твердого раствора диопсид–космохлор ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6\text{--NaCrSi}_2\text{O}_6$ ) в метасоматически проработанных ультрамафитах кольцевого массива Инагли (Якутия). Космохлор выявлен в зонах рекристаллизованного клинопироксена, приуроченных к реликтовым зернам магматогенного хромшпинелида, что указывает на его постмагматическое происхождение. Содержание космохлорового компонента варьирует от 0.1 до 94 мол.%. На BSE-изображениях и картах распределения элементов четко фиксируется радиальная зональность: максимальная концентрация хрома наблюдается вблизи хромшпинелида и постепенно снижается по мере удаления от него. Рамановская спектроскопия подтверждает кристаллохимическую принадлежность густо-зеленых разностей клинопироксена к космохлору. Сопутствующие минералы (рихтерит, слоистые силикаты и доломит) и брекчиевидная текстура свидетельствуют об участии карбонатно-сульфатного флюида в процессе метасоматической проработки породы. Полученные данные позволяют интерпретировать образование космохлора как результат локального взаимодействия флюида с первичным клинопироксеном, при этом источником хрома, вероятно, служил частично растворенный хромшпинелид. Настоящая находка дополняет минералогическую характеристику уникального Инаглинского комплекса, известного платиноносными россыпями и ювелирным хромдиопсидом, и расширяет представления о геохимических условиях формирования Cr–Na-пироксенов в щелочно-ультраосновных породах.

*Ключевые слова:* космохлор, хромдиопсид, массив Инагли, леопардит, хромшпинелид.

### Введение

Космохлор – редкий минерал с формулой  $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ , относящийся к группе пироксенов и впервые описанный в железном метеорите Толука в 1897 г. немецким минералогом Хьюго Ласпейрсом [Laspeyres, 1897]. Он назвал минерал космохлором, объединив греческое слово *kosmisch* (космический), указывающее на внеземное происхождение минерала, и *chloros* (зеленый), что отражает его характерный изумрудный оттенок в шлифах. Позже Фрондель и Кляйн описали пироксен хрома и натрия из метеоритов под назва-

нием юриит [Frondel, Klein, 1965]. В 1988 г. Комиссия по новым минералам и названиям минералов (CNMMN) IMA официально пересмотрела статус этих названий [Morimoto et al., 1988]. Было принято решение восстановить приоритет названия «космохлор», а юриит стал рассматриваться как его синоним.

В земных породах космохлор впервые был описан в жадеитовых породах (maw-sit-sit) Бирмы [Manson, 1979] и в жадеититах Борусского массива (Западный Саян) [Добрецов, Татаринов, 1983].

Земной космохлор находится в ассоциации с жадеитом из различных проявлений: месторождения Мьянмы [Mevel, Kienast, 1986; Harlow, Olds, 1987; Htein, Naing, 1995; Shi et al., 2005; Zhang et al., 2025], месторождение Итмурунды у озера Балхаш в Казахстане [Krzemnicki et al., 2017], в Итальянских Альпах [Harlow, Olds, 1987; Philippot, Kienast, 1989] и Французских Альпах [Mével, Kienast, 1980]. Кроме жадеитов, пироксены, богатые космохлоровым миналом, описаны в зонах метасоматической проработки перидотитов массива Осаема в Японии [Sakamoto, Takasu, 1996] и в измененных пироксенитах Южной Индии [Krátký et al., 2018]. Космохлор обнаружен в уникальной ассоциации хром-ванадиевых минералов Слюдянского комплекса в России [Reznitsky et al., 2011]. Хромдиопсид, характерный для многих ультрамафитовых комплексов, обычно содержит 0.5–0.9 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , который коррелирует с содержанием натрия. Это объясняется вхождением космохлорового минала в клинопироксен [Пушкарёв и др., 2015].

В данной работе приводится описание первой находки космохлора в пределах концентрически-зонального кольцевого массива Инагли (Якутия), с которым связана платиноносная россыпь и месторождение ювелирного хромдиопсида. Предыдущие исследователи отмечали присутствие космохлорового минала в хромдиопсиде (до 18 мол.%) [Округин и др., 2018].

## Образцы и методы

Подробное геологическое описание массива Инагли приведено в работах [Глаголев и др., 1974; Mues-Schumacher et al., 1996; Khomich et al., 2015; Округин и др., 2018]. Центральное дунитовое ядро диаметром около 4.5 км окружено прерывистой каймой клинопироксенитов и перидотитов, которые, в свою очередь, окружены кольцом малиньитов и шонкинитов около 1.5 км шириной [Глаголев и др., 1974]. Общая площадь массива около 20 км<sup>2</sup>.

Дуниты рассечены полевошпат-арфведсонитовыми пегматитовыми жилами с пустотами с хорошо ограненными кристаллами магнезиоарфведсонита, калиевым полевым шпатом и пушистыми выделениями цеолитов. К пегматитам приурочены линзовидные и прожилковые зоны метасоматической проработки. Глаголев с соавторами (1974) предложили название «леопардит» для метасоматической породы, образующейся по дунитам и характеризующейся пятнистым обликом, напоминающей шкуру леопарда: на фоне зеленого хромдиопсида разбросаны черные реликты дунита, обогащенные пластинчатым магнетитом и серпентинизированные на контактах. Нами отобран образец из такой зоны

метасоматической проработки в среднем течении ручья Рябковский (авторский номер PIn-15/20; 58°32'39.26" N 124°55'55.49" E). Он отличается от описанной в [Глаголев и др., 1974] породы отсутствием оливина.

Для исследований из фрагмента образца были изготовлены прозрачно-полированные шлифы. С помощью электронного микроскопа Jeol 840 (Минмузей РАН) с Si(Li)-энергодисперсионным спектрометром и системой анализа INCA Energy 350 Oxford Instruments и микроанализатора Jeol JXA-8230 (каф. петрологии и вулканологии МГУ им. М.В. Ломоносова) был определен химический состав минералов, получены карты распределения элементов.

Рамановские спектры были получены с помощью спектрометра EnSpectr R532, совмещенного с микроскопом Olympus BX53 (Минмузей РАН). Длина волны лазера 532 нм, энергия лазера на образце 7.5–15 мВт, дифракционная решетка 1800 линий/мм. Спектральное разрешение 6 см<sup>-1</sup>, область возбуждения – 15 мкм в диаметре при увеличении 50×. Спектры накапливались в диапазоне 140–1200 см<sup>-1</sup>.

## Описание космохлора и ассоциирующих минералов

Изучаемая порода сложена клинопироксеном, хромшпинелидом, рихтеритом, минералом группы хлорита и доломитом (рис. 1). Текстура породы брекчиевидная (рис. 2).

Клинопироксен представлен диопсидом и космохлором. Диопсид слагает 80% шлифа, космохлор менее распространен (< 5%).

В проходящем свете космохлор окрашен в насыщенный зеленый цвет (рис. 3а,б,в). В шлифах он встречается в виде зерен и участков с резко повышенной интенсивностью окраски по сравнению с бесцветными или слабо окрашенными частями клинопироксена. Наиболее интенсивно окрашенные зеленые участки (с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 23.6 мас.%) приурочены к зонам новообразованного клинопироксена, окружающим крупные зерна хромшпинелида; по мере удаления от этих зерен интенсивность окраски постепенно уменьшается (рис. 3а,б,в). Четкой текстурной или морфологической границы между слабо и интенсивно окрашенными участками клинопироксена не наблюдается.

Зерна космохлора (с содержанием  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  до 13.2 мас.%, соответствующим 0.56 ф.е. Cr) и диопсида с повышенным содержанием хрома наблюдаются и вокруг совсем мелких выделений хромшпинелида, что хорошо выявляется по наличию более светлых участков зерен на BSE-изображении (рис. 4).

Диопсид в шлифе образует хорошо ограненные часто сдвойникованные призматические зерна



Рис. 1. Образец изучаемой породы. Кружком обведено зерно хромшпинелида с каймой космохлора.

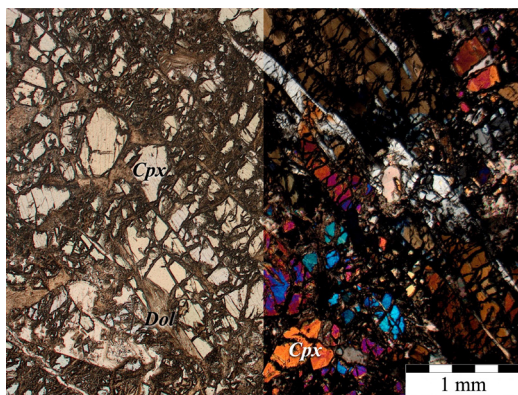


Рис. 2. Общий вид породы. Фотография участка шлифа при одном николе (слева) и в скрещенных николях (справа).

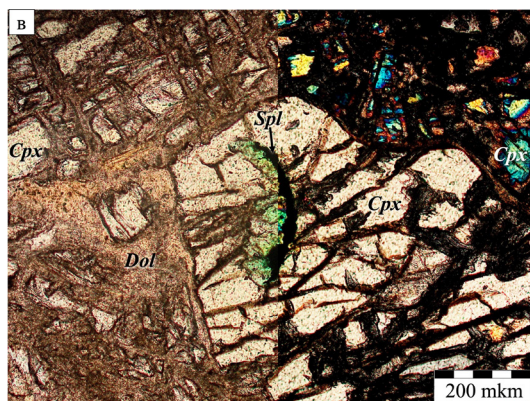
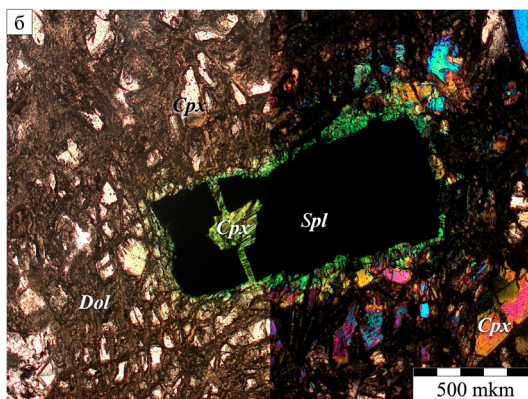
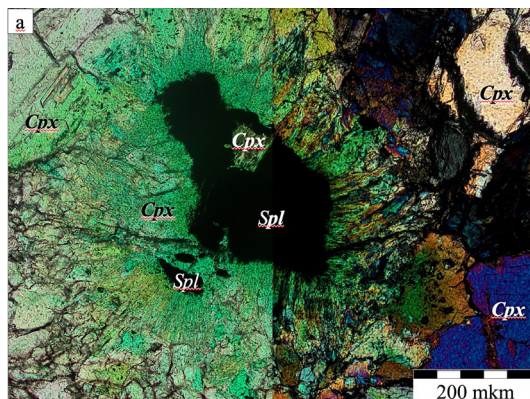


Рис. 3. Реликты зерен хромшпинелида, окруженных зоной пироксена, обогащенного хромом. Каждое изображение скомбинировано из двух фотографий: слева – при одном николе, справа – в скрещенных николях.

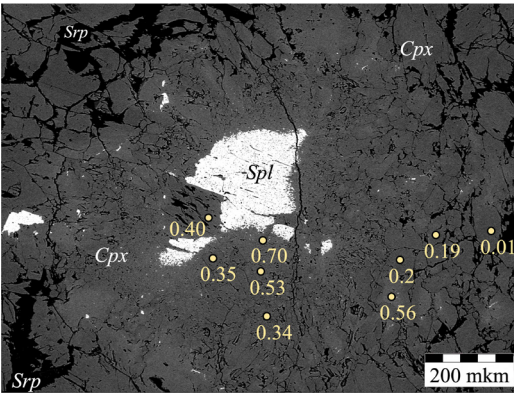


Рис. 4. Зерна хромшпинелида с точками анализов; числами обозначено содержание Cr в точке анализа (ф.е.); изображение в обратно-рассеянных электронах.

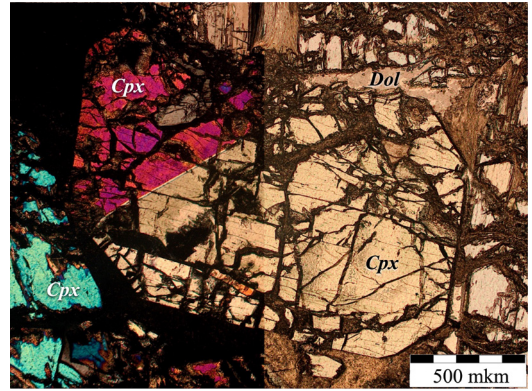
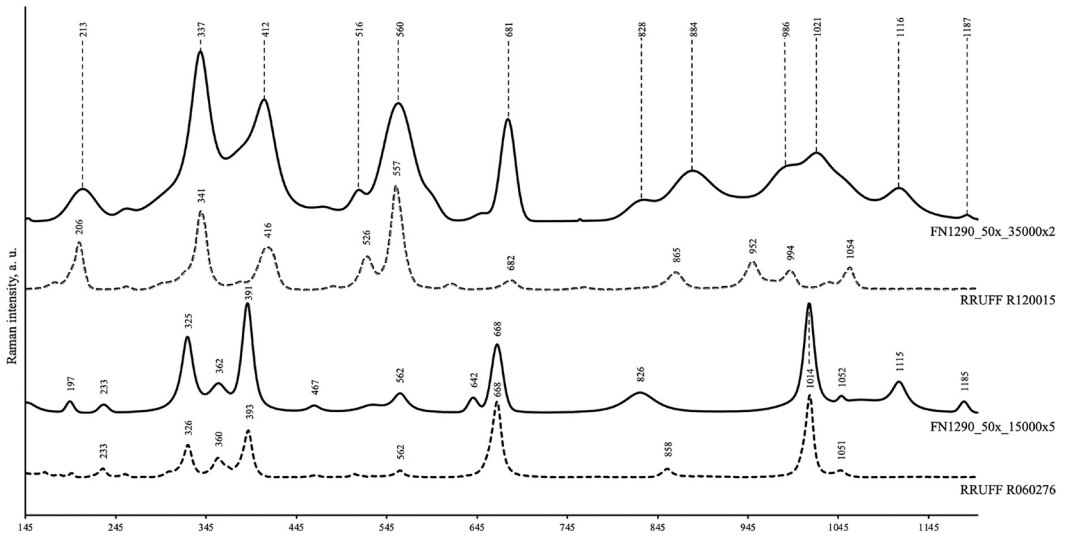


Рис. 5. Идиоморфное зерно клинопироксена. Фотография участка шлифа в скрещенных николях (слева) и при одном николе (справа).

Таблица 1. Состав клинопироксена

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Total
1	52.8	0.12	0.31	2.48	4.28	5.78	10.27	23.57	99.6
2	52.75	0.19	0.43	3.52	6.47	8.96	8.42	17.78	98.52
3	53.53	0.15	0.48	3.66	5.74	8.3	9.13	18.9	99.89
4	53.08	0.22	0.35	2.6	4.34	5.9	10.12	23.03	99.65
5	53.46	0.4	0.41	4.58	8.94	12.33	6.82	11.97	98.92
6	52.71	0.24	0.72	4.14	8.14	11.57	6.79	13.19	97.5
7	53.34	0.39	0.54	4.83	9.02	12.02	6.8	11.65	98.59
8	54.44	0.32	0.57	5.77	10.93	15.82	5.11	6.79	99.76
9	54.19	0.24	0.44	6.41	13.76	19.98	2.72	0.47	98.21
10	54.25	0.25	0.49	5.83	10.97	15.86	5.06	6.59	99.3
11	54.47	н.п.о.	0.41	4.26	16.38	22.83	0.9	0.09	99.54
12	55.35	н.п.о.	0.22	2.71	16.84	24.25	0.75	0.43	100.55
<b>а. ф. е.</b>									
1	1.98	0.00	0.01	0.08	0.24	0.23	0.75	0.70	
2	1.99	0.01	0.02	0.11	0.36	0.36	0.62	0.53	
3	1.99	0.00	0.02	0.11	0.32	0.33	0.66	0.56	
4	2.00	0.01	0.02	0.08	0.24	0.24	0.74	0.68	
5	1.99	0.01	0.02	0.14	0.50	0.49	0.49	0.35	
6	2.00	0.01	0.03	0.13	0.46	0.47	0.50	0.40	
7	1.99	0.01	0.02	0.15	0.50	0.48	0.49	0.34	
8	2.00	0.01	0.02	0.18	0.60	0.62	0.36	0.20	
9	2.01	0.01	0.02	0.20	0.76	0.79	0.20	0.01	
10	2.01	0.01	0.02	0.18	0.60	0.63	0.36	0.19	
11	1.99	0.00	0.02	0.13	0.89	0.89	0.06	0.00	
12	2.00	0.00	0.01	0.08	0.91	0.94	0.05	0.01	

Примечание. 1, 2, 3, 4 – космохлор; 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 – диопсид; н.п.о. – ниже порога обнаружения; а. ф. е. – атомы на формульную единицу.



**Рис. 6.** Рамановские спектры космохлора и диопсида. FN1290\_50x\_35000x2 – спектр космохлора из нашего образца, RRUFF R120015 – спектр космохлора из базы RRUFF; FN1290\_50x\_15000x5 – спектр диопсида из нашего образца, RRUFF R060276 – спектр диопсида из базы RRUFF.

размером до 3.5 мм в длину (рис. 5), но в основном зерна были раздроблены в ходе последующего изменения породы. Все зерна сильно трещиноватые, по трещинам развиты слоистые силикаты и иногда карбонат.

Состав клинопироксенов приведен в табл. 1. Состав космохлора – анализы №1–4; диопсида – №5–12. Содержание  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  0.09–23.57 мас.%, отмечается прямая корреляция содержания  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  с  $\text{Na}_2\text{O}$  и обратная – с  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ ; клинопироксен содержит до 0.40 мас.%  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$  4.28–16.84 мас.%,  $\text{CaO}$  5.78–24.25 мас.%; железо представлено  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , суммарное содержание 2.48–6.41 мас.%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  0.22–0.72 мас.%,  $\text{Mn}$  во всех анализах ниже порога обнаружения (0.1 мас.%).

Полученные нами составы космохлора (пироксены с доминированием хрома в позиции M2) были пересчитаны на формулу из расчета на 4 катиона;  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  разделялись по балансу кислорода:  $(\text{Na}_{0.62-0.75}\text{Ca}_{0.23-0.36}\text{Fe}^{2+}_{0.02-0.04}\text{Mg}_{0.99-1.02}\text{Mg}_{0.24-0.36}\text{Fe}^{3+}_{0.04-0.08}\text{Cr}_{0.53-0.70}\text{Ti}_{0-0.01}\text{Al}_{0-0.02})_{1.00}(\text{Al}_{0-0.01}\text{Si}_{1.99-2.00})_{2.00}\text{O}_6$ .

По составам хорошо видно, что космохлор в нашем образце является членом непрерывного ряда смешимости диопсид–космохлор.

На рис. 6 приведены рамановские спектры космохлора и диопсида из изученного образца FN1290 в сравнении со спектрами из базы данных RRUFF [Lafuente et al., 2015]. В спектре космохлора в диапазоне 150–1200  $\text{cm}^{-1}$  наблюдается 12 хорошо выраженных колебаний, которые в целом совпадают с эталонным спектром RRUFF R120015. Для

диопсида наиболее выражено колебание 1014–1018  $\text{cm}^{-1}$ , которое интерпретируется как симметричное валентное колебание связи Si–O, а в космохлоре, так же как и в омфациите, это колебание смещается в более высокочастотную область (1021  $\text{cm}^{-1}$ ) и проявляется дополнительное колебание 986  $\text{cm}^{-1}$ . Асимметричное валентное колебание Si–O в диопсиде соответствует полосе 668  $\text{cm}^{-1}$ , тогда как в космохлоре – 681  $\text{cm}^{-1}$ . В космохлоре хорошо выражена полоса 557–560  $\text{cm}^{-1}$  (с плечом 516–526  $\text{cm}^{-1}$ ), которая может соответствовать деформационным колебаниям Si–O–Si. Нам не удалось найти публикации, описывающие влияние хрома на решеточные колебания в клинопироксенах, но мы можем отметить, что они, вероятно, соответствуют 213, 337 и 402  $\text{cm}^{-1}$ .

Хромшпинелид в шлифе образует зерна от нескольких до 170 микрон. Вокруг крупных зерен шпинелида в проходящем свете хорошо видна зона новообразованного клинопироксена, обогащенного хромом (рис. 3). Поверхность зерен хромшпинелида неровная, со следами растворения. Крупные зерна имеют губчатое строение краевой зоны и содержат множество субмикронных вrostков клинопироксена (рис. 7). Из-за малых размеров этих вrostков нам не удалось провести их количественный анализ.

Хромшпинелид содержит 36.54–55.23 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в сумме не более 32.73 мас.%, повышено содержание  $\text{ZnO}$  – 1.95–2.18 мас.%,  $\text{MnO}$  – не превышает 5.08 мас.%.

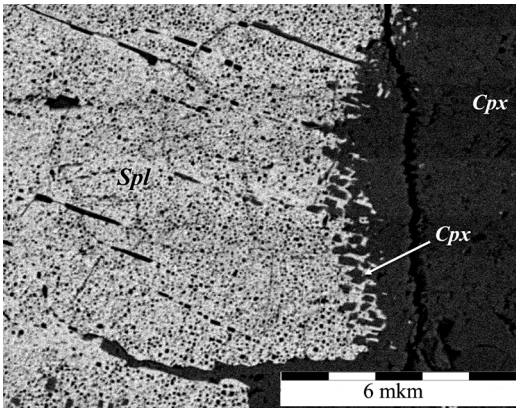


Рис. 7. Граница хромшпинелида и клинопироксена. Изображение в обратно-рассеянных электронах.

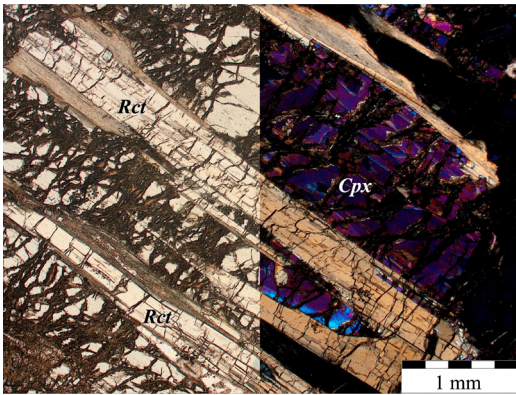


Рис. 8. Кристалл рихтерита. Фотография участка шлифа при одном николе (слева) и в скрещенных николях (справа).

Рихтерит образует удлиненные до 5 мм зерна. Также сильно трещиноватые, видна их сонаправленная ориентировка. Краевые зоны местами замещены слоистыми силикатами. Многие трещины являются общими с соседними зернами пироксена, но в пределах зерен амфибола они более тонкие (рис. 8).

Цементирующая масса и прожилки выполнены слоистыми силикатами и карбонатным материалом (в сумме занимают около 15% шлифа).

## Обсуждение результатов

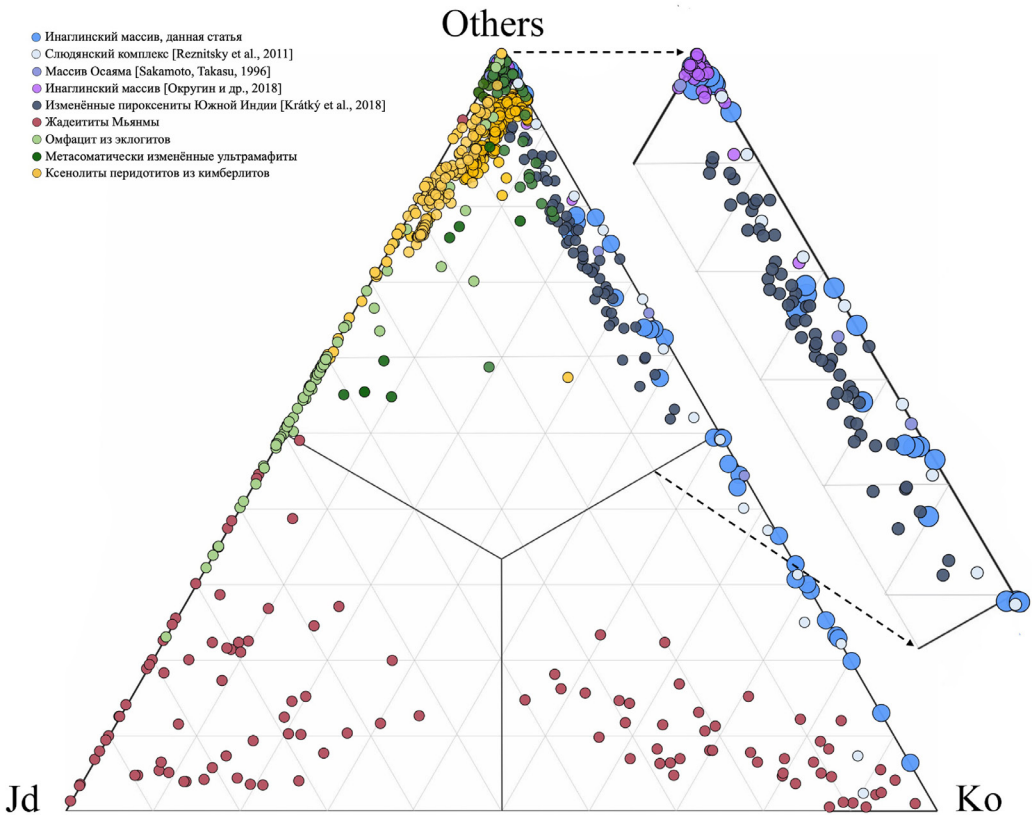
Для сопоставления новых данных с ранее опубликованными была построена диаграмма, показывающая распределение аналитических точек в тройной системе жадеит – космохлор – сумма остальных миналов (рис. 9). Можно выделить три серии составов, соответствующие двойным

твердым растворам: диопсид–космохлор, жадеит–космохлор и диопсид–жадеит. При этом тройные твердые растворы, содержащие существенные количества всех трех миналов одновременно, практически не встречаются (рис. 9), что, вероятно, отражает ограниченную смесимость компонентов в структуре клинопироксена. В частности, для системы жадеит–космохлор ограниченная смесимость предполагалась ранее [Mével, Kienast, 1986]. Характерно, что промежуточные составы ряда жадеит–космохлор обычно содержат заметные количества других миналов, способных сужать область несмесимости твердого раствора.

Составы ряда жадеит–космохлор (твердые растворы  $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$ – $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ ) описаны во многих метасоматически измененных ультраосновных породах. В жадеититах Мьянмы такой клинопироксен образуется при давлении 1.0–1.5 ГПа и температуре 250–370 °C [Shi et al., 2005; Zhang et al., 2025], тогда как в западных Альпах образование хромистых минералов происходило при несколько меньшем давлении ( $\geq 0.8$  ГПа), но также при низкой температуре (300–400 °C) [Mével, Kienast, 1980]. Для всех известных земных находок космохлор отмечается в каймах вокруг хромшпинелида с образованием характерной зональности: количество хрома в клинопироксене убывает по мере удаления от реликтов хромшпинелида [Shi et al., 2005; Zhang et al., 2025]. Максимальное содержание космохлорового минала (97 мол.%) зафиксировано в образцах из Мьянмы [Shi et al., 2005].

Клинопироксены, относящиеся к твердому раствору диопсид–космохлор, описаны в метасоматически преобразованных ультрамафитах [Arai, Akizawa, 2014; Ikehata, Arai, 2004; Пушкарев и др., 2015; Наумов и др., 2008; Sakamoto, Takasu, 1996; Kratky et al., 2018; Округин и др., 2018]. Во всех перечисленных статьях космохлор является либо продуктом метаморфизма/метасоматоза при высоком содержании Cr и Na в системе, либо позднемагматическими выделениями в щелочно-ультрамафических интрузивах [Округин и др., 2018]. Также составы клинопироксена диопсид–космохлорового ряда описаны в метаморфическом комплексе Слюдянки, где космохлор и высокохромистые члены ряда диопсид–космохлор–наталит ( $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ – $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ – $\text{NaVSi}_2\text{O}_6$ ) образуются на регрессивной стадии метаморфизма после достижения пика гранулитовой фации за счет реакции метаморфического эскалоита  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  с диопсидом при локальном притоке натрия в систему [Reznitsky et al., 2011]. В клинопироксене из Слюдянки содержание космохлорового минала варьирует от 0 до 90 мол.% (рис. 9).

В составе клинопироксенов, проанализированных в данной статье, выделяются два диапазона по



**Рис. 9.** Диаграмма жадеит (Jd) – космохлор (Ko) – остальные миналы (Others) для состава Al-Cr-содержащих клинопироксенов. Анализы клинопироксена взяты из литературных источников: жадеититы Мьянмы [Shi et al., 2005; Mevel, Kienast, 1986; Franz et al., 2014; Zhang et al., 2025]; омфацист из эклогитов [Spetsius, 2004; Morita et al., 2022; Patel et al., 2006; Messiga et al., 1999; Dal et al., 1979]; метасоматически измененные ультрамафиты [Tsujiyori, Liou, 2004; Arai, Akizawa, 2014; Himmelberg et al., 1986; Ikehata, Arai, 2004; Пушкарёв и др., 2015; Наумов и др., 2008]; ксенолиты перидотитов из кимберлитов [Grütter et al., 2025; Schulze et al., 2014; Sen, 1988; Sato, Ozawa, 2019; Litvin et al., 2020]. Остальные источники указаны в легенде.

содержанию космохлорового минала: 0–5 мол.% и 20–94 мол.%. Первый диапазон, вероятно, отвечает первичному диопсиду и хромистому диопсиду, содержание хрома в котором не превышает стандартного для клинопироксена ультраосновных пород. В этот диапазон также попадают анализы из [Наумов и др., 2008] и из [Округин и др., 2018], сдвигая верхнюю границу диапазона до 8 мол.% (примерно соответствует 2.62 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ).

Второй диапазон (20–94 мол.% космохлорового минала) отражает закономерное и непрерывное изменение содержания хрома в новообразованном клинопироксене с уменьшением космохлорового компонента по мере удаления от зерен хромшпинелида. Один анализ из [Округин и др., 2018] с содержанием космохлорового минала 18 мол.% (6.14 мас.%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ) также можно отнести

к рассматриваемому диапазону. Этот ряд составов, очевидно, образуется за счет высвобождения хрома из хромшпинелида; при этом реликты хромшпинелида, ассоциирующего с космохлором, отличаются повышенным содержанием цинка, что может являться индикатором взаимодействия хромшпинелида с флюидом [Colas et al., 2014].

Мы предполагаем, что в нашем случае первичная порода была проработана карбонатно-сульфатным флюидом. Карбонат мы наблюдаем в породе, а сульфатные включения подробно описаны в хромдиопсиде из массива Инагли в статье [Наумов и др., 2008]. Также в хромдиопсиде достоверно идентифицирован набор сульфатных минералов [Наумов и др., 2008]: глазерит, глауберит, ангидрит, барит, целестин, тенардит и др., что свидетельствует об активной роли сульфат-

ного флюида при формировании хромдиопсида. Источником хрома мог являться хромшпинелид, от которого остались реликты, наблюдаемые в шлифах. Достоверно определить протолит по изученному образцу не представляется возможным. Это мог быть клинопироксенит или дунит. Предполагается дальнейшее изучение метасоматизированных в различной степени пород Инаглинского массива, что поможет дать ответ об исходных породах и последовательности метасоматических изменений.

## Заключение

Впервые в пределах кольцевого щелочно-ультраосновного массива Инагли (Якутия) описан почти полный ряд твердого раствора диопсид-космохлор, представленный серией составов от практически чистого диопсида до клинопироксена с 94 мол.% космохлорового минала. Космохлор описан в зонах рекристаллизованного клинопироксена, окружающего реликты хромшпинелида, и демонстрирует зональность: концентрация Cr (и соответственно космохлорового минала) убывает по мере удаления от источника хрома. Описанные закономерности, а также присутствие карбонатного цемента и ранее описанные сульфатные включения в хромдиопсиде [Наумов и

др., 2008] указывают на метасоматический генезис космохлора в результате взаимодействия первичных ультрамафитов с флюидом, вероятно, карбонатно-сульфатного состава.

Полученные данные подтверждают, что формирование космохлора в массиве Инагли является постмагматическим процессом, связанным с локальной мобилизацией хрома из хромшпинелида при участии внешнего флюида. Высокое содержание Zn в реликтовых хромшпинелидах может служить дополнительным индикатором флюидного воздействия. Настоящая находка расширяет спектр проявлений космохлора на Земле и подчеркивает роль метасоматических процессов в образовании Cr–Na-пироксенов в щелочно-ультраосновных системах. Кроме того, она демонстрирует, что массив Инагли представляет собой уникальный природный объект для изучения поведения хрома в условиях флюид-породного взаимодействия при относительно низких температурах и умеренных давлениях.

## Благодарности

Авторы благодарят Е.В. Скларова и А.Э. Изова за конструктивные замечания на стадии рецензирования статьи. Работа выполнена в рамках государственного задания МинМузея РАН, тема FMWF-2025-0003.

## Список литературы:

- Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. Наука, 1974. 175 с.
- Добрецов Н.Л., Татаринцев А.В. Жадеит и нефрит в офиолитах (на примере Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1983. 122 с.
- Наумов В.Б., Каменецкий В.С., Томас Р., Кононкова Н.Н., Рыженко Б.Н. Включения силикатных и сульфатных расплавов в хромдиопсиде Инаглинского месторождения (Якутия, Россия) // Геохимия. 2008. Вып. 6. С. 603–614.
- Округин А.В., Борисенко А.С., Прокопьев И.Р., Журавлев А.И. Минералого-геохимические и возрастные характеристики пород Инаглинского массива дунит-клинопироксенит-шонкинитов с платино-хромитовой и хромдиопсидовой минерализацией (Алданский щит) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. Вып. 10. С. 1623–1642.
- Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Морозова А.В., Хиллер В.В., Главатских С.П., Родemann Т. Онтогенез рудных хромшпинелидов и состав включений как индикаторы пневмолито-гидротермального образования платиноносных хромититов массива Кондер (Алданский щит) // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57. Вып. 5. С. 394–394.
- Arai S., Akizawa N. Precipitation and dissolution of chromite by hydrothermal solutions in the Oman ophiolite: New behavior of Cr and chromite // *American Mineralogist*. 2014. Т. 99. № 1. С. 28–34.
- Colás V., González-Jiménez J.M., Griffin W.L., Fanlo I., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Keresztessy T., Proenza J.A. Fingerprints of metamorphism in chromite: New insights from minor and trace elements // *Chemical Geology*. 2014. Т. 389. 137–152.
- Dal P., Battistini D., Gosso G., Venturelli G. Micascisti granatiferi a relitti di omfacite e quarziti a glaucofane e granato nell'unità di Zermatt-Saas della falda ofiolitica piemontese tra St. Jacques ed il Breuil. 1979.
- Franz L., Sun T.T., Hänni H.A., Capitani C.D., Thanasuthipitak T., Atchatt W.A comparative study of jadeite, omphacite and kosmochlor jades from Myanmar, and suggestions for a practical nomenclature // *Journal of Gemmology*. 2014. Т. 34. № 3. С. 210–229.
- FrondeL C., Klein C.Jr. Ureyite, NaCrSi2O6: A new meteoritic pyroxene // *Science*. 1965. Т. 149. № 3685. 742–744.
- Grütter H.S., Stachel T., Sarkar C., Pearson D.G. Profound pyroxenitic/megacrystic overprinting of the central Superior craton lithosphere recorded by sodic Cr-diopside xenocrysts from the Attawapiskat kimberlites, Ontario, Canada // *Mineralogy and Petrology*. 2025. С. 1–20.
- Harlow G.E., Olds E.P. Observations on terrestrial ureyite and ureyitic pyroxene // *American Mineralogist*. 1987. Т. 72.

№ 1-2. С. 126-136.

Himmelberg G.R., Loney R.A., Craig J.T. Petrogenesis of the ultramafic complex at the Blashke Islands, southeastern Alaska. // Department of the Interior, US Geological Survey. 1986. № 1662.

Hein W., Naing A.M. Studies on kosmochlor, jadeite and associated minerals in jade of Myanmar // Journal of Gemmology. 1995. T. 24. № 5. С. 315-320.

Ikehata K., Arai S. Metasomatic formation of kosmochlor-bearing diopside in peridotite xenoliths from North Island, New Zealand // American Mineralogist. 2004. T. 89. № 10. С. 1396-1404.

Khomich V.G., Boriskina N.G., Santosh M. Geodynamics of late Mesozoic PGE, Au, and U mineralization in the Aldan shield, North Asian Craton // Ore Geology Reviews. 2015. T. 68. С. 30-42.

Krátký O., Rappich V., Racek M., Miková J., Magna T. On the chemical composition and possible origin of Na–Cr-rich clinopyroxene in silicocarbonatites from Samalpatti, Tamil Nadu, South India // Minerals. 2018. T. 8. № 8. С. 355.

Krzemnicki M., Franz L., Ernst K., Capitani C., Harlow G., Kouznetsov N. Kosmochlor-bearing jadeite rocks from Kenterlau-Itmurdung (Lake Balkhash, Kazakhstan) // In Proceedings of the International Gemmological Conference. 2017. Windhoek, Namibia. С. 11-15.

Lafuente B., Downs R.T., Yang H., & Stone N. The power of databases: the RRUFF project. Highlights in Mineralogical Crystallography, T Armbruster and R M Danisi, Eds., Berlin, Germany, W. De Gruyter, 2015. 1–30.

Laspeyres H. Kosmochlor, ein neues Mineral der Meteoriten // Zeitschrift für Kristallographie und Mineralogie. 1897. T. 27. № 6. С. 586–601.

Litvin Y.A., Kuzyura A.V., Bovkun A.V., Varlamov D.A., Limanov E.V., Garanin V.K. Genesis of diamondiferous rocks from upper-mantle xenoliths in kimberlite // Geochemistry International. 2020. T. 58. № 3. С. 245-270.

Manson D.V. Recent activities in GLA's research department; clarification of composition of Maw-sit-sit. Gems Gemol. 1979. 16. P. 217–218.

Messiga B., Kienast J.R., Rebay G., Riccardi M.P., Tribuzio R. Cr-rich magnesiochloritoid eclogites from the Monviso ophiolites (Western Alps, Italy) // Journal of metamorphic Geology. 1999. T. 17. № 3. С. 287-299.

Mével C., Kienast J.R. Chromian jadeite, phengite, pumpellyite, and lawsonite in a high-pressure metamorphosed gabbro from the French Alps // Mineralogical Magazine. 1980. T. 43. № 332. С. 979–985.

Mével C., Kienast J.R. Jadeite-kosmochlor solid solution and chromian sodic amphiboles in jadeitites and associated rocks from Tawmaw (Burma) // Bulletin de Minéralogie. 1986. T. 109. № 6. С. 617-633.

Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // American Mineralogist. 1988. T. 73. № 9-10. С. 1123–1133.

Morita I., Tsujimori T., Boniface N., Flores K.E., Aoki S., Aoki K. Neoproterozoic eclogite-to granulite-facies transition in the Ubendian Belt, Tanzania, and the timescale of

continental collision // Journal of Petrology. 2022. T. 63. № 3. С. 1-24.

Mues-Schumacher U., Keller J., Kononova V.A., Suddaby P.J. Mineral chemistry and geochronology of the potassic alkaline ultramafic Inagli complex, Aldan Shield, eastern Siberia // Mineralogical Magazine. 1996. T. 60. № 402. С. 711-730.

Origlieri M.J., Downs R.T., Thompson R.M., Pommier C.J., Denton M.B., Harlow G.E. High-pressure crystal structure of kosmochlor, NaCrSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, and systematics of anisotropic compression in pyroxenes // American Mineralogist. 2003. T. 88. № 7. С. 1025-1032.

Patel S.C., Ravi S., Thakur S.S., Rao T.K., Subbarao K.V. Eclogite xenoliths from Wajrakarur kimberlites, southern India // Mineralogy and Petrology. 2006. T. 88. № 1. С. 363-380.

Philippot P., Kienast J.R. Chemical-microstructural changes in eclogite-facies shear zones (Monviso, Western Alps, north Italy) as indicators of strain history and the mechanism and scale of mass transfer // Lithos. 1989. T. 23. № 3. С. 179-200.

Reznitsky L.Z., Sklyarov E.V., Galuskin E.V. Complete isomorphic join diopside–kosmochlor CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>–NaCrSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> in metamorphic rocks of the Sludyanka complex (southern Baikal region) // Russian Geology and Geophysics. 2011. T. 52. № 1. С. 40-51.

Sakamoto S., Takasu A. Kosmochlor from the Osayama ultramafic body in the Sangun metamorphic belt, southwest Japan // The Journal of the Geological Society of Japan. 1996. T. 102. № 1. С. 49-52.

Sato Y., Ozawa K. Reconstruction of the lithosphere-aesthenosphere boundary zone beneath Ichinomegata maar, Northeast Japan, by geobarometry of spinel peridotite xenoliths // American Mineralogist. 2019. T. 104. №. 9. С. 1285-1306.

Schulze D.J., Flemming R.L., Shepherd P.H., Helmstaedt H. Mantle-derived guyanaite in a Cr-omphacite xenolith from Moses Rock diatreme, Utah // American Mineralogist. 2014. T. 99. № 7. С. 1277-1283.

Sen G. Petrogenesis of spinel lherzolite and pyroxenite suite xenoliths from the Koolau shield, Oahu, Hawaii: implications for petrology of the post-eruptive lithosphere beneath Oahu // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1988. T. 100. №. 1. С. 61-91.

Shi G.H., Stockert B., Cui W.Y. Kosmochlor and chromian jadeite aggregates from the Myanmar jadeite area // Mineralogical Magazine. 2005. T. 69. № 6. С. 1059-1075.

Spetsius Z.V. Petrology of highly aluminous xenoliths from kimberlites of Yakutia // Lithos. 2004. T. 77. № 1-4. С. 525-538.

Tsujimori T., Liou J.G. Coexisting chromian omphacite and diopside in tremolite schist from the Chugoku Mountains, SW Japan: The effect of Cr on the omphacite-diopside immiscibility gap // American Mineralogist. 2004. T. 89. №. 1. С. 7-14.

Zhang Y., Shi G., Wen J. Chromite and Its Thin Kosmochlor and Cr-Omphacite Cortex in Amphibolite from the Myanmar Jadeite Deposits // Crystals. 2025. T. 15. № 1. С. 79.