УЛК552.3.552.4.552.5

ОБЛОМКИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ И МАФИТОВ И ДЕТРИТОВЫЕ МИНЕРАЛЫ ИЗ ПЕСЧАНИКОВ ОФИОЛИТОКЛАСТИТОВОЙ ТОЛЩИ РАССОХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА: ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ ОФИОЛИТОВ ХР. ЧЕРСКОГО¹

© 2024 г. Г. В. Леднева^{a, *, Б. А. Базылев b , С. Н. Сычев a,c,d , А. В. Рогов c}

аГеологический институт РАН, Москва, Россия

^bИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия ^cСанкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, Россия

^dВсероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург, Россия ^eООО "Голд Майнинг", Якутск, Россия

*e-mail: ledneva@ginras.ru

Поступила в редакцию 13.06.2023 г. После доработки 14.08.2023 г. Принята к публикации 18.10.2023 г.

Проведено исследование песчаников из офиолитокластитовой толши Рассохинского террейна хр. Черского, Верхояно-Колымская складчатая область, направленное на получение представительной вещественной характеристики подвергавшихся размыву пород, реконструкцию вероятной геодинамической обстановки формирования их протолитов, а также определение вероятного источника сноса. Состав обломков пород и детритовых минералов в изученных песчаниках (серпентинитовых и лиственитовых) позволяет предполагать, что в источнике сноса обломочного материала присутствовали серпентиниты, хлорититы, листвениты и доломитовые породы, при этом источники сноса находились вблизи места накопления офиолитокластитовой толщи. Размыву пород в источнике сноса предшествовали процессы метаморфической перекристаллизации ультрамафитов и мафитов, формирование лиственитов, тектоническая дезинтеграция офиолитов и тектоническое совмещение ультрамафитов офиолитовой ассоциации с толщами карбонатных (доломитовых) пород. Метаморфизм ультрамафитов из обломков песчаников был ретроградным, имел неизохимичный характер и происходил, по крайней мере, на последнем этапе при их серпентинизации, не в океанической обстановке, как и формирование лиственитов. Вероятным источником обломков метаморфизованных основных и ультраосновных пород, а также детритовых минералов из них, были дезинтегрированные фрагменты неопротерозойских офиолитовых массивов коллизионного пояса хр. Черского. Проведенное исследование позволяет предполагать формирование протолитов пород офиолитов хр. Черского в обстановке задугового спрединга, что в совокупности с опубликованными возрастными оценками свидетельствует о присутствии в коллизионном поясе хр. Черского фрагментов литосферы неопротерозойского задугового бассейна.

Ключевые слова: офиолиты, детритовые хромшпинелиды, серпентин, хлорит, тальк, листвениты, доломит, Рассохинский террейн, Верхояно-Колымская складчатая область

DOI: 10.31857/S0869590324030062 EDN: DAKBAH

ВВЕДЕНИЕ

Исследования ультрамафит—мафитовых массивов, объединяемых в офиолитовый пояс хр. Черского (Верхояно-Колымская складчатая область),

были направлены на выявление их структурной позиции и геологического строения, а также на определение геодинамической обстановки, времени формирования и метаморфической истории входящих в их состав пород (Лейер и др., 1993; Охтап et al., 1995; Оксман, 2000; Карякин и др., 2002; Ганелин и др., 2022). При этом ультрамафиты остаются наименее изученными породами, что

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна doi:10.31857/S0869590324030092 для авторизованных пользователей

обусловлено их интенсивной метаморфической переработкой и редкой сохранностью первичных минералов. В литературе приводятся лишь краткие петрографические описания серпентинизированных мантийных перидотитов, дунитов, верлитов, пироксенитов и немногочисленные данные о составах их первичных минералов (Оксман, 2000). Таким образом, предположения о геодинамической обстановке формирования офиолитов хр. Черского в этих работах, основанные на результатах изучения геохимии вулканитов, габброидов и амфиболитов, не подкреплены результатами изучения ультрамафитов.

В этой связи особый интерес представляют обломочные породы Рассохинского террейна, выделенные в офиолитокластитовую толщу (Кропачев и др., 1987; Шпикерман, Мерзляков др., 1988; Маланин и др., 2021; Сычев и др., 2021) на основании преобладания в них обломков пород офиолитовой ассоциации. Среди обломочных пород толщи широко распространены песчаники, содержащие большое количество детритовых зерен хромшпинелидов и обломков серпентинитов и хлорититов.

Изучение детритовых хромшпинелидов наряду с силикатными минералами позволяет решать несколько принципиальных задач. Одна из них – представительная вещественная характеристика подвергавшихся размыву пород, позволяющая судить о вероятной геодинамической обстановке их формирования, а также определять вероятный источник сноса (при наличии в регионе изученных ультрамафит-мафитовых массивов) (Zimmerle, 1984; Arai et al., 2006; Staddon et al., 2021). Вторая установление времени размыва ультрамафитов/ мафитов (по датированным осадочным толщам, содержащим детритовые хромшпинелиды), что позволяет реконструировать региональную тектоническую историю (Pober, Faupl, 1988; Arai, Okada, 1991). Наиболее удобным объектом для решения этих задач являются серпентинитовые песчаники, часто содержащие весьма многочисленные зерна хромшпинелидов (Arai, Okada, 1991; Baxter et al., 2016). Именно подобные породы и являются предметом исследования в настоящей статье, а идентификация протолита пород, служивших источником детритовых хромшпинелидов и позволяющих судить о вероятной геодинамической обстановке их формирования, составляет основную цель статьи. В задачи работы входило петрографическое исследование песчаников методами оптической и электронной микроскопии и изучение составов минералов в обломках и матриксе/цементе пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Офиолитокластитовая толща обнажается в районе руч. Шумный, левого притока р. Рассоха (см.

Supplementary² 1, рис. 1S). Ее относят либо к структурам Рассохинского террейна (Парфенов и др., 1993; Соколов, 2010) (или Рассохинского блока Омулевского террейна: Парфенов и др., 2001) в составе Колымо-Омолонского супертеррейна сложного строения (Парфенов и др., 2003), либо к офиолитам коллизионного пояса хр. Черского, объединяемым в Мунилканский террейн (Оксман, 2000) того же супертеррейна (рис. 1). Породы толщи мощностью 100-190 м (Шпикерман, Мерзляков, 1988) слагают несколько тектонических пластин, в пределах которых они интенсивно дислоцированы (Рогов, Сычев, 2019). Толща сложена алевролитами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, преимущественно мелкогалечными (рис. 2). Ее возраст в настоящее время принимается как до-раннеордовикский (Кропачев и др., 1987; Шпикерман, Мерзляков, 1988; Маланин и др., 2021).

Более подробная характеристика тектонического положения и геологического строения толщи, а также оценки ее возраста приведены в Supplementary 1 на рис. 1S.

ОБРАЗЦЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Детально были исследованы четыре образца песчаников, положение точек опробования которых показано на рис. 1S (см. Supplementary 1). Петрография пород изучалась в прозрачно-полированных шлифах на оптическом микроскопе в проходящем и отраженном свете, а также во вторично-рассеянных электронах на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) TESCAN Vega3, оснащенном полупроводниковым детектором рентгеновского излучения ULTIM MAX 40 (Oxford Instruments), в Геологическом институте РАН (г. Москва). Исследование шлифов на СЭМ сопровождалось массовыми определениями составов минералов. Микроанализы проводились в точке при ускоряющем напряжении 20 кВ с накоплением 1 млн импульсов. Обработка спектров выполнена в программе AZtec. Хотя данная методика позволяет достаточно надежно определять составы первичных и метаморфических шпинелидов (Mellini et al., 2005) и филлосиликатов (Nakatani, Nakamura, 2016), мы

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http://link.springer.com/ соответственно приведены:

Supplementary 1: Геологическое, тектоническое положение и возраст толщи офиолитокластитов.

Supplementary 2:

ESM_1.xls — Минеральные ассоциации и размер литокластов:

ESM_2.xls — Средние составы хромшпинелидов;

ESM 3.xls – Составы серпентинов, хлоритов и талька;

ESM_4.xls — Составы слюд (фукситов);

ESM 5.xls – Составы карбонатов;

ESM_6.xls - Средние составы акцессорных минералов;

ESM 7.xls — Составы сульфидов.

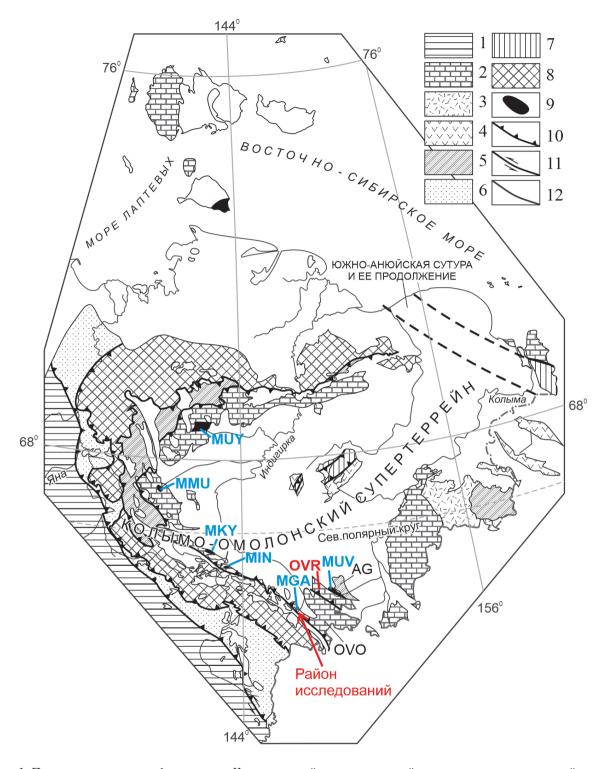


Рис. 1. Положение массивов офиолитов хр. Черского и района исследований на схеме тектонического районирования Верхояно-Колымской складчатой области (Парфенов и др., 2011), с изменениями по (Соколов и др., 2010) и упрощениями. 1 — Верхоянский складчато-надвиговый пояс; террейны: 2 — пассивной континентальной окраины; 3 — кратонный (Омолонский); 4 — островодужные; 5 — турбидитовые; 6 — турбидитовый подножия континентальной окраины (сланцевый пояс); 7 — аккреционного клина, сложенные преимущественно океаническими отложения; 8 — аккреционного клина, преимущественно турбидитовый (Полоусно-Дебинский); 9 — массивы офиолитов, в том числе Мунилканского террейна: МUY — Уяндинский (Калгынский), ММU — Мунилканский, МКУ — Кабытыгасский, МІN — Индигирский (Уччинский), МGA — Гарбыньинский, МUV — Увязкинский; 10 — надвиги; 11 — сдвиги; 12 — разломы. OVR — Рассохинский и граничащие с ним Омулевский (OVO) и Арга-Тасский (AG) террейны.

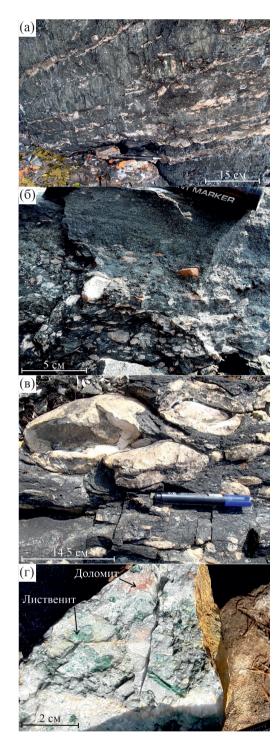


Рис. 2. Породы офиолитокластитовой толщи из бассейна р. Рассоха: (а) переслаивание прослоев и линз доломитовых пород (светло-бежевые) с серпентинитовыми алевролитами (темные зеленовато-серые); (б) серовато-зеленые серпентинитовые песчаники и гравелиты со щебенкой и мелкой галькой разноокрашенных доломитовых пород; (в) прослой валунно-галечных конгломератов в серпентинитовом песчанике, гальки и валуны сложены доломитовыми породами; (г) лиственитовый песчаник с розоватой галькой доломитовых пород.

сопоставили результаты измерения составов силикатов и шпинелидов на микрозонде Сатеса-SX100 в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Верналского РАН (г. Москва) и на микрозонде Jeol JXA8200 SuperProbe в Институте химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия), полученные с использованием международных стандартов, с результатами энергодисперсионного анализа. Несмотря на то, что аналитическая погрешность определения содержаний элементов и пределы обнаружения при энергодисперсионном анализе несколько выше, систематическая разница оказалось незначительной и была минимизирована эмпирической калибровкой. Представительные составы шпинелидов приведены в табл. 1, средние составы филлосиликатов и карбонатов – в табл. 2, а все проанализированные составы минералов в Supplementary 2.

ПЕТРОГРАФИЯ

Петрография песчаников

Исследованные разнозернистые песчаники представлены серпентинитовыми (обр. 1099/4, 1100/1, 1100/4) и лиственитовыми (обр. 1099/1) разновидностями, сложенными плохо сортированными обломками преимущественно серпентинитов или лиственитов, а также доломитовых пород и детритовых минералов из этих же пород в матриксе/ цементе разной структуры и состава. На отдельных участках в тонкослоистом матриксе серпентинитовых песчаников проявлены признаки пластичной деформации. Степень окатанности обломков зависит от их размера и состава; крупные обломки обычно окатаны сильнее.

В серпентинитовых песчаниках преобладающий размер обломков пород составляет от 0.1 до 1.0 мм, на долю обломков пород алевритовой размерности приходится не более 2.5%, а гравийной – от 6 до 20%. Среди обломков пород резко преобладают метаультрамафиты (фактически серпентиниты) (более 90%) (рис. 3а, 3б); в подчиненном количестве встречаются метамафиты (фактически хлорититы) и доломитовые породы, присутствуют также единичные обломки серпентинитовых алевролитов. Обломки минералов, как правило, имеют мелкопесчаную и алевритовую размерности. Матрикс песчаников базальный, сложенный мелкими (до 20 мкм) зернами филлосиликатов и фрагментами доломитовых пород. Матрикс составляет обычно около 5-10% объема пород, местами немного больше, а на некоторых участках практически отсутствует.

Постседиментационная перекристаллизация серпентинитовых песчаников наиболее явно проявлена в росте относительно крупных идиоморфных зерен магнетита, часто вокруг зерен

Таблица 1. Представительные составы хромшпинелидов (мас. %)

Шлиф	1099/4(1)	1100/4	1099/4(2)	1099/4(2)	1099/4(2)	1099/4(2)	1/6601	1099/1	1099/1	1099/1
Литокласт							Ld48	R468	89PT	Fd68
Зерно	A26	E4	B15	B8	B8	B8	D33	D52	D52	D52
Рисунок								12r	12г	12r
Генерация	Sp11res	Sp11res	Sp/1chr-te	Sp/1cum	Spl3	Sp13	Sp/1cum	Spl1cum/react	Spl2a	Sp13
Точки	9	8	4	4	-	2	5	2	7	1
SiO_2	0.00	0.12	00.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.03	1.30	0.43
TiO ₂	0.04	0.02	0.04	89.0	0.39	0.63	1.59	0.21	0.15	0.36
Al_2O_3	41.31	17.79	18.72	22.99	14.72	11.86	19.42	23.20	20.78	2.56
FeO	15.36	17.58	14.46	18.33	27.30	33.73	31.79	19.84	30.64	54.60
MnO	0.17	0.27	0.24	0.21	0.73	1.97	0.33	0.21	0.23	0.27
MgO	16.29	12.95	15.10	13.76	7.92	4.20	6.50	10.38	1.24	0.04
Cr_2O_3	26.01	50.50	99.09	43.05	47.51	45.30	38.80	45.38	40.12	37.53
NiO	0.16	0.13	0.12	0.18	0.07	0.11	0.18	0.17	0.45	0.39
V_2O_3	0.19	0.25	0.24	0.32	0.29	0.36	0.47	0.27	0.25	0.27
ZnO	0.23	0.08	80.0	0.08	0.33	0.89	0.24	0.26	4.80	0.97
Сумма	99.75	89.66	29.66	09.66	99.36	99.03	99.33	96.96	99.95	97.42
Cr# <i>Spl</i>	0.297	0.656	0.645	0.557	0.684	0.719	0.573	0.568	0.564	0.908
Mg#Spl	0.689	0.611	0.701	0.625	0.396	0.230	0.310	0.488	0.068	0.002
F#Spl	0.026	0.038	0.039	0.047	0.080	0.127	980.0	0.005	900.0	0.373
$\frac{1}{2} \frac{1}{2} \frac{1}$	V "	1) Me Cal	14~//N4~ + E-2+	+ D# C / - D.	2 + C. / - E.3 + / / - Z. / + Z. / + Z.	3+7				

Примечание. Cr#Spl = Cr/(Cr+Al), $Mg\#Spl = Mg/(Mg + Fe^{2+})$, $F\#Spl = Fe^{3+}/(Cr + Al + Fe^{3+})$. Генерации минералов охарактеризованы в тексте и подрисуночных подписях.

Таблица 2. Средние составы силикатов и карбонатов (мас. %)

Порода	СП		СП		СП		СП		СП		СП		СП		СП		СП		СП	
Обломок	Serp		Serp		Serp		Serp		Serp		Se: Ch		Serp		Serp		Serp		Chl- te	
Минерал	<i>Ch</i> 11	1σ	Chl2	1σ	Chl3	1σ	Chl4	1σ	Tlc	1σ	Tlc- Chl	1σ	Atg	1σ	Lz	1σ	Flz	1σ	Chl5	1σ
Точки	8		33		20		11		22		107		220		44		40		43	
SiO_2	31.67	1.90	37.20	0.69	36.90	1.10	32.33	2.41	62.75	0.45	46.88	7.09	43.23	1.16	41.06	0.70	39.18	0.86	28.78	1.67
TiO_2	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.08	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.05
Al_2O_3	17.79	2.56	6.33	1.02	10.60	1.80	16.11	3.67	0.27	0.18	5.92	2.92	1.76	0.98	1.55	0.86	1.29	0.69	18.35	1.61
FeO	4.60	0.95	4.54	0.61	4.46	1.02	8.63	1.02	1.49	0.31	3.35	0.83	4.75	1.47	7.31	1.01	10.77	1.54	20.33	5.26
MnO	0.00	0.00	0.04	0.04	0.01	0.03	0.10	0.07	0.01	0.02	0.02	0.07	0.02	0.03	0.01	0.02	0.01	0.03	0.25	0.08
MgO	31.18	1.13	34.35	0.40	34.44	0.96	29.68	1.98	30.09	0.57	32.82	1.21	37.50	1.36	36.84	1.02	35.82	0.78	20.08	3.92
CaO	0.04	0.06	0.08	0.03	0.09	0.09	0.09	0.06	0.08	0.07	0.13	0.07	0.12	0.07	0.08	0.06	0.06	0.06	0.08	0.18
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K_2O	0.02	0.04	0.02	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Cr_2O_3	1.82	1.94	4.62	0.78	0.51	0.39	0.38	0.26	0.27	0.32	1.39	1.17	0.34	0.31	0.30	0.23	0.26	0.23	0.24	0.29
NiO	0.25	0.14	0.28	0.04	0.26	0.09	0.21	0.11	0.31	0.05	0.33	0.04	0.23	0.08	0.29	0.05	0.31	0.07	0.07	0.07
Сумма	87.37		87.47		87.29		87.55		95.30		90.85		87.98		87.45		87.70		88.22	
Mg#	92.4	1.6	93.1	0.9	93.2	1.6	85.9	2.0	97.3	0.6	94.6	1.2	93.3	2.1	90.0	1.5	85.6	2.0	63.5	10.6

Примечание. СП — серпентинитовый песчаник, ЛП — лиственитовый песчаник. Тип обломка: Serp — серпентинит, Chl-te — хлоритит, Ds — доломитовая порода, List — лиственит. 1σ — стандартное отклонение. Mg# = 100Mg/(Mg+Fe).

хромшпинелидов, при практически полном отсутствии мелких рассеянных зерен магнетита (обычных для серпентинизированных и метаморфизованных ультрамафитов) как в обломках, так и в матриксе пород (рис. 4а-4в). Рост идиоморфных зерен магнетита в обломках серпентинитов не сопровождается какой-либо деформацией метаморфических структур (рис. 4а, 4б), при этом крупные зерна магнетита могут развиваться сразу по нескольким контактирующим обломкам серпентинитов или по обломку и матриксу (рис. 4б). Признаков какой-либо структурной перекристаллизации в серпентинитовых обломках на контакте с матриксом также не наблюдается. В некоторых идиоморфных зернах магнетита в матриксе песчаника присутствуют включения зерен доломита (рис. 4в). В крупных обломках доломитовых пород постседиментационная перекристаллизация проявлена в развитии на контакте с матриксом кайм с укрупнением доломитовых зерен (до более чем 20 мкм) и изменением их состава (рис. 4г);

мелкие (до 20 мкм) обломки часто полностью перекристаллизованы.

Лиственитовый песчаник сложен обломками лиственитов, доломитовых пород и отдельных зерен минералов из лиственитов. Обломки лиственитов, как правило, имеют песчаную размерность, разную степень окатанности и неравномерно распределены в породе, образуя скопления на ее отдельных участках (рис. 3в, 3г). Крупные обломки доломитовых пород (песчаной и гравийной размерности) хорошо окатаны, мелкие (0.1–0.15 мм и менее) обломки или их реликты часто имеют линзовидную форму и обычно образуют скопления.

Постседиментационная перекристаллизация лиственитового песчаника проявляется в частичном растворении доломита на краях обломков как доломитовых пород, так и лиственитов, судя по признакам их коррозии (рис. 3г). При этом отмечается формирование кайм сравнительно однородного ферродоломита вокруг обломков лиственитов (рис. 3г) и развитие сети прожилков

Таблица 2. Окончание (вправо)

Порода	ЛП		СП		СП		ЛП		ЛП		ЛП		ЛП	
Обломок	List		Ds		Ds		Ds		List		matrix		List	
Минерал	Fuch	1σ	Dol1	1σ	Dol2	1σ	Dol3	1σ	Dol4	1σ	Dol5	1σ	Cal	1σ
Точки	74		31		27		35		33		37		4	
SiO_2	48.92	2.02	0.07	0.11	0.05	0.10	0.02	0.08	0.06	0.12	0.05	0.08	0.04	0.08
TiO_2	0.22	0.10	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00
Al_2O_3	28.49	1.49	0.04	0.00	0.04	0.03	0.04	0.00	0.09	0.08	0.08	0.07	0.03	0.00
FeO	0.88	0.29	0.10	0.13	0.87	0.46	0.19	0.24	6.26	2.65	4.21	2.40	0.01	0.02
MnO	0.02	0.01	0.29	0.22	0.71	0.32	0.03	0.08	0.12	0.06	0.15	0.09	0.11	0.01
MgO	2.24	0.26	20.67	0.53	20.52	0.53	20.88	0.19	16.81	1.70	18.25	1.67	1.86	0.47
CaO	0.27	0.19	31.32	0.61	30.42	0.58	31.19	0.23	30.34	0.88	30.42	0.62	53.46	0.46
Na ₂ O	0.13	0.05	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00
K_2O	10.42	0.48	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03
Cr_2O_3	3.89	1.40	0.01	0.03	0.03	0.05	0.06	0.08	0.04	0.05	0.07	0.10	0.01	0.00
NiO	0.05	0.08	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.02	0.03	0.06	0.12	0.22	0.10
Сумма	95.52		52.58		52.70		52.49		53.80		53.36		55.79	
Mg#			99.7	0.4	97.7	1.2	99.5	0.6	82.7	7.5	88.5	6.7		

неоднородного по составу ферродоломита между мелкими обломками доломитовых пород (рис. 4д). Эти структурные взаимоотношения однозначно свидетельствуют о том, что лиственитизация происходила в источнике сноса. Перекристаллизация крупных обломков доломитовых пород проявляется как в локальном развитии кайм на краях обломков, так и в появлении участков и прожилков внутри обломков, сложенных укрупненными зернами более железистого доломита. При этом в некоторых обломках доломитовых пород присутствуют идиоморфные зерна альбита, обнаруживающие структурные признаки равновесности с перекристаллизованными зернами доломита (рис. 4е).

Цемент песчаника смешанный: крустификационный на участках, насыщенных обломками лиственитов, и коррозионный на участках, насыщенных мелкими обломками доломитовых пород (рис. 3в, 3г).

ОБЛОМКИ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ И ИХ СОСТАВ

Обломки пород в серпентинитовых песчаниках представлены метаультрамафитами (серпентинитами), метамафитами (хлорититами), серпентинитовыми алевролитами, в лиственитовом песчанике — лиственитами; обломки доломитовых пород присутствуют в обеих разновидностях песчаников. Закономерных различий между составами минералов в обломках пород и в отдельных зернах минералов не выявлено, и их составы рассматриваются совместно.

Серпентиниты

Обломки серпентинитов содержат зерна хромшпинелидов, в том числе просвечивающих красновато-бурых, и сложены метаморфическими филлосиликатами (Supplementary 2, ESM_2. xls), хотя в большинстве обломков хромшпинелиды отсутствуют. Реликтов первичных силикатов,

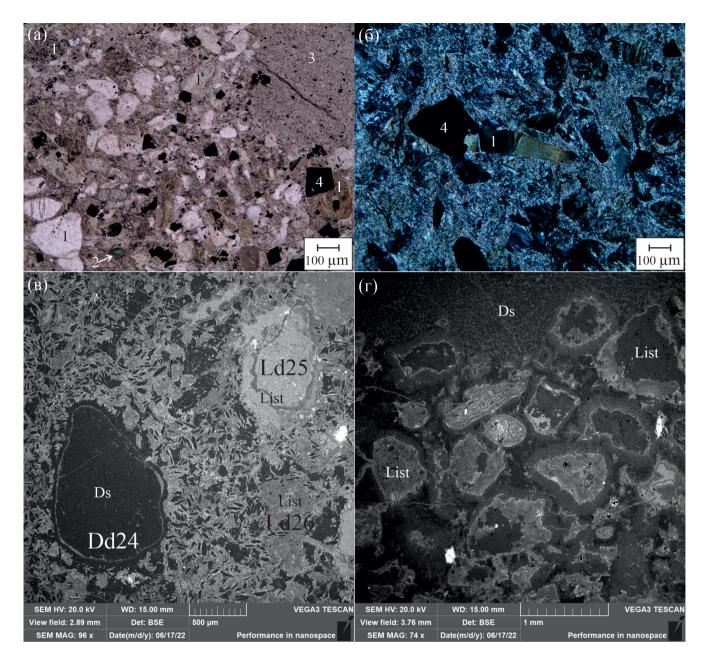


Рис. 3. Серпентинитовый песчаник (обр. 1099/4) (а, б) и лиственитовый песчаник (обр. 1099/1) (в, г). (а) — в проходящем свете; (б) — в поляризованном свете; (в, г) — во вторичнорассеянных электронах (BSE). Обломки на (а, б): 1 — серпентинитов, 2 — хлорититов, 3 — доломитовых пород, 4 — хромшпинелиды и магнетиты. Обломки на (в, г) и других рисунках: Ds — доломитовых пород, List — лиственитов. Проанализированные литокласты (здесь и на других рисунках) пронумерованы (см. Suppl. 2, $ESM_1.xls$).

а также обычных для метаультрамафитов амфиболов в обломках нет. Ввиду этого особое внимание уделялось хромшпинелидам. Зерна хромшпинелидов как в составе обломков пород (литокластов), так и в виде отдельных в разной степени окатанных зерен в матриксе пород (кристаллокластов) в большинстве случаев обнаруживают признаки частичного замещения, такие как прожилки, каймы или отдельные участки размером обычно

5—10 мкм, редко до 40 мкм (рис. 5а—5в), сложенные вторичными шпинелидами, обычно более яркими в отраженном свете и в BSE; при этом первичные хромшпинелиды сохраняются в виде разобщенных реликтов разных размеров и формы. Встречаются как зерна, не затронутые вторичными преобразованиями (рис. 5г), так и полностью замещенные (рис. 5д). Вторичные хромшпинелиды ассоциируют с филлосиликатами, при этом эти фазы

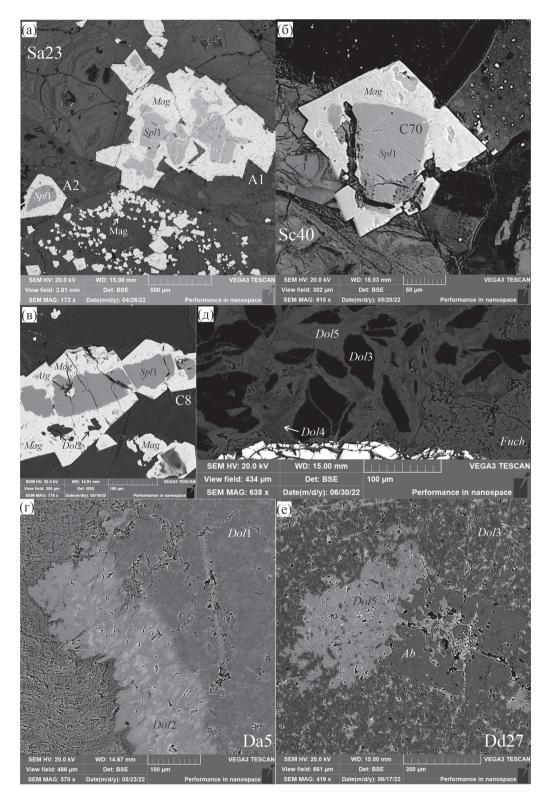


Рис. 4. Постседиментационная перекристаллизация в песчаниках. ВSE изображения: (а—в) развитие идиоморфного магнетита в обломках и в матриксе серпентинитовых песчаников; (г) кайма ферродоломита на контакте обломка доломитовой породы с матриксом серпентинитового песчаника; (д) ферродоломит, цементирующий мелкие обломки доломитовых пород в лиственитовом песчанике; (е) перекристаллизация доломита на отдельных участках и на контакте с альбитом, обломок доломитовой породы в лиственитовом песчанике. Аббревиатура минералов здесь и далее по (Warr, 2021), генерации минералов (здесь и на других рисунках) охарактеризованы в тексте. Проанализированные зерна хромшпинелидов (здесь и на других рисунках) пронумерованы (см. Suppl. 2, ESM_2.xls).

обычно образуют тесные срастания субмикронного или микронного масштаба (рис. 5д—53). Иногда такие срастания или непосредственно вторичные хромшпинелиды имеют отчетливо выраженные каймы филлосиликатов (рис. 53, 5и). В обломках серпентинитов отмечаются как ксеноморфные или амебовидные зерна хромшпинелидов (рис. 4а), типичные для реститовых шпинелевых перидотитов, так и редкие идиоморфные и субидиоморфные зерна (рис. 5ж, 5к), более характерные для кумулятивных перидотитов и дунитов; зерна в матриксе песчаников в той или иной степени окатаны и имеют округлую или изометричную форму (рис. 5л). Размер преобладающей части (85%) детритовых зерен хромшпинелидов варьирует от 10 до 150 мкм.

Составы хромшпинелидов были проанализированы в 321 зерне в пяти прозрачно-полированных шлифах из четырех образцов (см. Supplementary 2, ESM_2.xls). Первичные хромшпинелиды, характеризующиеся низкими содержаниями MnO (<0.28—0.38 мас. %, в зависимости от хромистости) и ZnO (<0.35—0.36 мас. %), установлены в 236 зернах (часто как реликты в хромшпинелидах метаморфических генераций). Составы первичных шпинелидов в обломках серпентинитов и лиственитов принципиально не различаются.

Преобладающая часть первичных хромшпинелидов имеет крайне низкое содержание ТіО2 (<0.1 мас. %), часто ниже предела обнаружения (0.08 мас. % ТіО₂), и низкую степень окисления железа (F#*Spl*, Fe³⁺/(Fe³⁺ + Al + Cr) < 0.050 - 0.055), что свойственно первичным хромшпинелидам из реститовых перидотитов (Spl1res). Широкий диапазон вариаций хромистости этих шпинелидов (Cr # Spl, Cr/(Cr + Al) = 0.294 - 0.656) и характер ее корреляции с их магнезиальностью (Mg#Spl, $Mg/(Mg + Fe^{2+})$) от 0.465 до 0.705 (рис. 6) соответствуют хромшпинелям реститовых перидотитов из массивов офиолитов, в частности Омана (LeMée et al., 2004) (рис. 6). В небольшой части мелких зерен первичных реститовых хромшпинелидов отмечается повышенная степень окисления железа (до 0.09) и пониженная магнезиальность, обусловленные, по-видимому, частичным захватом магнетита при анализе.

Составы четырех зерен первичных хромшпинелидов с низкой степенью окисления железа и низким содержанием TiO₂ (<0.08–0.25 мас. %) из серпентинитовых песчаников (обр. 1099/4 и 1100/4) отличаются от описанной выше резко повышенной магнезиальностью при высокой хромистости (рис. 6), что свойственно составам шпинелидов из хромититов (Pober, Faupl, 1988; Arai, Okada, 1991; Barnes, Roeder, 2001). Низкое содержание титана (<0.08) в двух из четырех таких зерен (*Spl*1chr-te) не исключает их отнесения к хромититам (Page, Barnes, 2009).

Немногочисленные первичные хромшпинелиды с относительно высоким содержанием ${\rm TiO}_2$ (0.54—1.73 мас. %) и повышенной степенью окисления железа (F#Spl, 0.047—0.157), присутствующие во всех изученных образцах, могут быть интерпретированы как кумулятивные (Spl1cum). При этом большая их часть обнаруживает довольно узкий интервал хромистости (${\rm Cr}$ #Spl, 0.56—0.59) при значительном интервале магнезиальности (0.62—0.32), понижение которой сопровождается закономерным ростом содержания титана и степени окисления железа, что характерно для хромшпинелидов из когенетичных кумулятивных пород.

В отдельную группу были выделены хромшпинелиды с содержанием TiO_2 от 0.1 до 0.4 мас. %, превышающим таковое в хромшпинелидах из реститовых перидотитов, но пониженное по сравнению с таковым в хромшпинелидах из кумулятивных пород. Интерпретация этих хромшпинелидов неоднозначна. Такое содержание титана в сочетании с нормальной или повышенной степенью окисления железа свойственно как шпинелилам из некоторых дунитов и кумулятивных перидотитов/ пироксенитов, так и шпинелидам из плагиоклазовых лерцолитов, а также реакционным хромшпинелидам из реститовых перидотитов на контакте с прожилками или телами кумулятивных перидотитов или габброидов (Pearce et al., 2000; Pirnia et al., 2018; Базылев и др., 2023). Не исключено, что в эту группу попали хромшпинелиды разного генезиса (Spl1cum/react). По интервалу значений величины хромистости шпинелиды эта группа не отличается от реститовых и кумулятивных шпинелидов, так что особенности составов не влияют на геодинамическую интерпретацию и ниже не обсуждаются.

В значительной части зерен хромшпинелидов как реститового, так и кумулятивного происхождения обнаруживаются признаки частичной перекристаллизации, которые проявляются в повышении содержаний цинка (преимущественно до 1 мас. %, в одном из зерен до 8.2 мас. % ZnO) и/или марганца (до 1.37 мас. % МпО) и понижении магнезиальности зерен или их отдельных участков (рис. 6б–6д). Судя по составам зерен, в которых присутствуют и первичные хромшпинелиды, и частично перекристаллизованные (Spl2) (табл. 3, зерно А1), частичная перекристаллизация не сопровождается существенными изменениями содержаний титана, трехвалентного железа, хрома и алюминия, т.е. проявлена преимущественно в изменении содержаний двухвалентных катионов, обладающих относительно высокими скоростями диффузии (Barnes, 2000).

Частичная перекристаллизация хромшпинелидов в некоторых зернах сопровождается и их полной перекристаллизацией, хотя и не всегда. Полностью перекристаллизованные хромшпинелиды, которые можно назвать метаморфическими

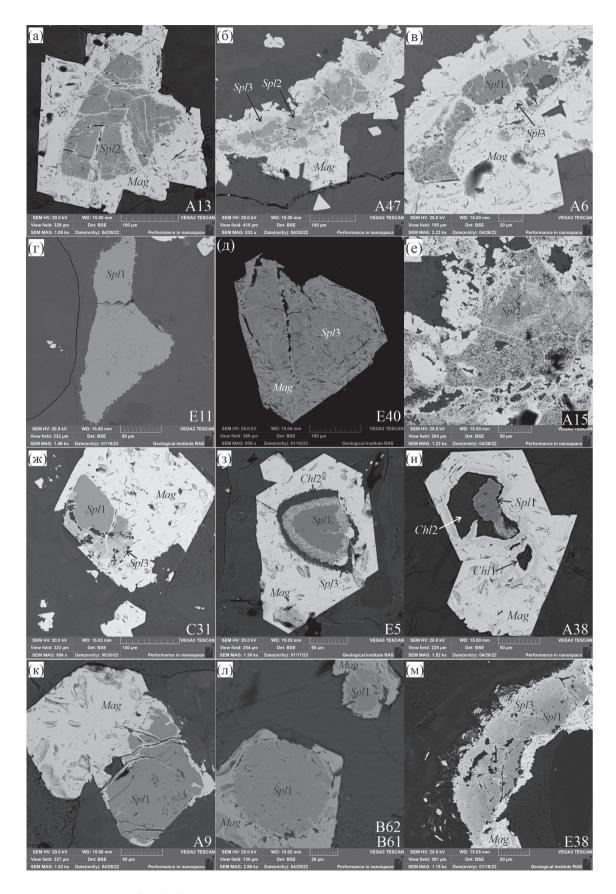


Рис. 5. Зерна хромшпинелидов в серпентинитовых песчаниках.

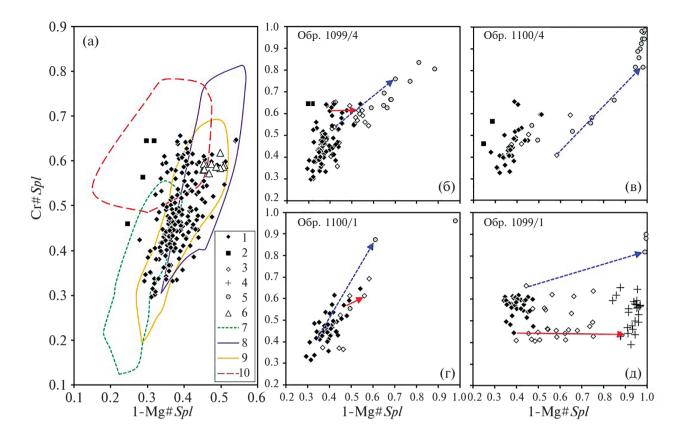


Рис. 6. Составы реститовых и хромититовых хромшпинелидов из песчаников: (а) первичные (все изученные образцы); (б—д) первичные, частично перекристаллизованные и метаморфические в отдельных образцах. Генерации хромшпинелидов: 1 — первичные реститовые (*Spl*1res), 2 — первичные хромититовые (*Spl*1chr-te); 3 — частично перекристаллизованные, специфичные для лиственитов (*Spl*2a); 5 — метаморфические (*Spl*3); 6 — хромшпинелиды из гарцбургитов Мунилканского массива (Оксман, 2000); поля составов первичных хромшпинелидов из: 7 — реститовых перидотитов СОХ (Dick, Bullen, 1994), 8 — гарцбургитов преддуговых бассейнов (Ishii et al., 1992), 9 — гарцбургитов офиолитов Омана (LeMée et al., 2004), 10 — хромититов офиолитовых массивов Омана (Rollinson, Adetunji, 2013, 2015). Сплошной и пунктирной стрелками показаны типичные тренды изменения составов шпинелей при частичной и полной перекристаллизации соответственно.

(Spl3), обычно присутствуют в контакте с частично перекристаллизованными шпинелидами (рис. 5б, 5е), реже с первичными (рис. 5в, 5ж, 5м). Метаморфические шпинелиды отличаются повышенной хромистостью (0.57-0.96) при пониженной магнезиальности и сильно варьирующей степенью окисления железа (0.02-0.82). Для них характерны наиболее высокие содержания марганца (до 3.5 мас. % МпО) и повышенные содержания цинка (до 4.5 мас. % ZnO). Преобладающая часть метаморфических шпинелидов обнаруживает довольно высокое содержание глинозема (5-25 мас. %). Некоторые составы обнаруживают повышенное содержание SiO_2 (>0.5 мас. %), свидетельствующее о частичном захвате ассоциирующего филлосиликата при анализе; такие составы были исключены из рассмотрения.

Метаморфические шпинелиды имеют невысокое содержание титана, когда развиваются по первичным реститовым хромшпинелидам,

и повышенное — когда развиваются по шпинелидам с повышенным или высоким содержанием титана (табл. 1, 3).

Силикаты в изученных обломках серпентинитов представлены серпентинами, хлоритами, тальком и фазами, промежуточными по составу между хлоритом и тальком. Среди серпентинов волокнистых агрегатов или прожилков не обнаружено, что позволяет предполагать отсутствие хризотила. Идентификация фаз филлосиликатов производилась по особенностям их состава и стехиометрии (при допущении отсутствия трехвалентного железа и структурных вакансий). При этих допущениях относительное количество катионов в тетраэдрической и октаэдрической структурных позициях силикатов может быть рассчитано как Σ tetr = Si + + (Al + Cr)/2, $\Sigma oct = \Sigma cat - \Sigma tetr$ (с использованием атомных содержаний элементов). К лизардитам отнесены низкоглиноземистые составы с величинами $\Sigma tetr/(\Sigma tetr + \Sigma oct)$ 0.394—0.407 (с учетом того,

Таблица 3. Представительные минеральные ассоциации в отдельных обломках серпентинитов и хлорититов

			,					,		,				
Шлиф	1099/4	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4	1099/4 (1)	1099/4 (1)	1099/4 (1)
Литокласт	Sa3	Sa3	Sa3	Sa3	Sa3	Sa 17	Sa17	Sa17	Sa17	Sa17	Sa 17	Sa17	Sa23	Sa23
Минерал	Spl1res	Atg	Atg	Tlc-Chl	Flz	Spl1res	Sp13	Chl1	Ch12	Atg1	Atg2	Atg3	Spl1res	Spl2
Позиция		1	3	1	2			7	~	5	1	9		
Зерно	A25					A38							A1	A1
Рисунок						5и, 9г—9е	5и, 9г—9е	9r-9e	9r—9e	9r—9e	9r-9e	9r-9e	4a	4a
Точки	10	3	2	5	4	9	2	2	2	9	5	2	8	2
SiO_2	0,01	43.47	42.13	46.87	38.66	0.00	2.98	30.42	35.00	40.87	41.65	43.02	0.01	0.01
TiO_2	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.10	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	90.0	0.04
Al_2O_3	40.55	1.41	1.70	5.65	1.68	40.21	0.52	16.55	8.84	2.98	2.51	1.43	20.23	20.26
FeO	16.13	3.69	4.99	3.03	11.42	16.14	92.92	5.13	3.57	69.9	6.17	3.04	18.03	20.30
MnO	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.23	0.27	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.25	1.02
$_{\rm MgO}$	15.96	38.81	37.98	32.55	35.00	15.91	2.74	30.55	33.29	36.21	36.84	39.54	12.86	9.57
CaO		0.09	0.11	0.14	0.10			0.05	0.00	0.13	0.15	0.07	47.78	48.25
Na_2O		0.00	0.00	0.00	0.00			0.000	0.000	0.00	0.00	0.00	0.08	0.07
K_2O		0.00	0.00	0.00	0.00			0.05	0.04	0.00	0.00	0.00	0.27	0.19
Cr_2O_3	26.19	0.22	0.82	2.34	0.56	26.67	10.82	4.57	6.38	0.71	0.37	0.65	0.12	0.20
NiO	0.14	0.23	0.31	0.39	0.34	0.16	0.31	0.21	0.37	0.29	0.37	0.11		
V_2O_3	0.16					0.15	0.10							
ZnO	0.31					0.19	0.24							
Сумма	99.70	87.92	88.04	86.06	87.76	99.71	94.85	87.54	87.49	87.90	88.09	87.91	89.66	06.66
Mg#		94.9	93.1	95.1	84.5			91.4	94.3	9.06	91.4	95.9		
Cr#Spl	0.302					0.308	0.933						0.613	0.615
Mg#Spl	0.680					0.678	0.138						0.602	0.468
F#Spl	0.032					0.031	0.809						0.037	0.012
				,						,				

Примечание. Структурная позиция силикатов: 1— центральные части участков между петельчатыми прожилками, 2— краевые части участков между петельчатыми прожилками, 3— петельчатые прожилки, 4— секущие прожилки, 5— бастит, 6— отдельные однородные участки, 7— включение в хромшпинелиде, 8— в контакте с хромшпинелидом.

Таблица 3. Окончание (вправо)

1099/4 1099/4 (2) (2)	Cb3 Cb3	Chl4 Tic-Chl			10a 10a	1 2	33.75 38.33	0.00 0.00	15.08 11.46	8.99 4.45		29.12 33.05	0.20 0.29	00.00 00.00	00.00 00.00	0.28 0.83	0.00 0.29			87.53 88.70	85.2 93.0			
1099/4 (2)	Cb3	Ch15			10a	3	25.99	0.14	19.40	29.80	0.37	12.97	0.03	0.00	0.00	0.08	0.00			88.77	43.7			
1099/4 (2)	Cb3	Пт			10a	2	0.00	48.53	0.04	46.92	3.16	0.28				0.00	0.02	0.29	0.00	99.23				
1099/4 (1)	Sa4	Atg	32. 6?		9a	3	42.32	0.00	2.62	4.16	0.00	38.35	0.09	0.00	0.00	0.15	0.28			96.78	94.2			
1099/4 (1)	Sa4	Ch14	8.9		9a	5	31.30	0.00	17.37	8.33	0.12	29.91	60.0	0.00	0.00	0.21	0.22			87.55	86.4			
1099/4 (1)	Sa4	Chl3	9		9a	3	35.25	0.00	13.80	4.22	0.00	33.55	60.0	0.00	0.00	0.14	0.21			87.26	93.4			
1099/4 (1)	Sa4	Chl1	9		9a	1	30.24	0.00	22.44	4.44	0.00	29.33	0.13	0.00	0.00	0.14	0.58			87.30	92.2			
1099/4 (1)	Sa4	Sp/1cum		49	5к, 9а	4	0.00	1.04	29.51	25.12	0.24	11.58				31.07	0.19	0.38	0.21	99.34		0.414	0.518	0.077
1099/4 (1)	Sa23	T^2	2		4a, 9B	2	40.95	0.00	1.19	8.30	0.00	36.63	0.05	0.00	0.00	0.09	0.30			87.51	88.7			
1099/4 (1)	Sa23	Atg	1		4a, 9B	3	42.23	0.00	3.35	6.07	0.00	35.64	0.21	0.00	0.00	0.22	0.33			88.05	91.3			
1099/4 (1)	Sa23	Atg	4		4a, 9B	2	41.49	0.00	3.91	5.69	0.00	35.36	0.25	0.00	0.00	1.01	0.35			90.88	91.7			
1099/4 (1)	Sa23	Tlc-Chl	3		4a, 9B	2	57.07	0.00	1.88	2.22	0.00	31.65	0.11	0.00	0.00	0.39	0.31			93.63	96.2			
1099/4 (1)	Sa23	Tlc	3		4а, 9в	1	62.63	0.00	0.23	1.37	0.00	29.93	0.11	0.00	0.00	0.71	0.32			95.30	97.5			

что в стехиометрическом лизардите эта величина составляет 0.400), к антигоритам — 0.408—0.435 (для наиболее типичных антигоритов с m=17 должно быть 0.418 (Mellini et al., 1987)), к Fe-лизардитам — 0.374—0.397 (рис. 7, 8). К хлоритам отнесены составы с Σ tetr/(Σ tetr + Σ oct) 0.396—0.420 и величиной (Al + Cr)/ Σ cat выше 0.092, к тальку — составы с величинами (Al + Cr)/ Σ cat менее 0.010 и Σ tetr/(Σ tetr + Σ oct) выше 0.564 (по стехиометрии 0.571).

Составы силикатных минералов обнаруживают некоторые необычные черты. Так, гомогенные даже при максимальном увеличении электронного микроскопа талько-хлориты (тонкая смесь фаз или смешаннослойная фаза) встречаются и в обломках, и в матриксе значительно чаще, чем чистые хлорит и тальк. При этом составы талько-хлоритов образуют непрерывный ряд (рис. 7) от чистого талька до низкоглиноземистых хлоритов (с содержанием Si 6.6—7.3 атомов на форм. ед. при пересчете на 18 атомов O и величиной (Al + Cr)/ Σ cat 0.092–0.156). Чистый тальк имеет высокую магнезиальность $(Mg# 97.3 \pm 0.6)$ и высокое содержание никеля $(0.31 \pm 0.05 \,\text{мас.} \,\% \,\text{NiO})$, но обнаруживает варьирующее содержание хрома при невысоком содержании глинозема (0.27 \pm 0.18 мас. % Al_2O_3) (табл. 2).

Низкоглиноземистые хлориты, соответствующие ассоциирующим или переслаивающимся с тальком в талько-хлоритах, имеют довольно высокую магнезиальность (Мд# 89.0-95.1). По содержанию хрома они четко подразделяются на высокохромистые (до 6.8 мас. % Cr_2O_3 , кеммемериты) (Chl2), тесно ассоциирующие с метаморфическими хромшпинелидами, и низкохромистые (Chl3), обычно не ассоциирующие с ними (табл. 2). Высокоглиноземистые магнезиальные хлориты (Chl1, с величиной (Al + Cr)/ Σ cat 0.170-0.253 и 5.7-6.6 атомов Si в формуле, Mg# 90.9–96.0) в обломках серпентинитов редки; они также сильно различаются по содержанию хрома. В обломках серпентинитов с кумулятивными хромшпинелидами преимущественно развиты умеренно-железистые хлориты (*Chl*4, Mg# 83.7–89.3, 5.3–6.7 атомов Si в формуле). С хлоритами в обломках серпентинитов ассоциируют талько-хлориты и антигориты варьирующего состава (табл. 3). В составе отдельных обломков высоко- и низкоглиноземистые хлориты часто встречаются совместно и имеют одинаковое структурное положение (рис. 5и). При этом низкохромистые хлориты, по-видимому, развиваются в результате замещения преимущественно плагиоклаза наряду с пироксенами. Присутствие плагиоклаза в протолите таких обломков, в сочетании с повышенным содержанием титана в хромшпинелидах и пониженной магнезиальностью хлоритов (табл. 3, литокласт Sa4), согласуется с вероятной кумулятивной природой их протолита.

Серпентины в обломках представлены как лизардитом, так и антигоритом, хотя их составы четко

не разделяются (рис. 7); при этом антигориты резко преобладают. Магнезиальность серпентинов варьирует в широком интервале, магнезиальность антигоритов (преимущественно 90—97) в среднем выше магнезиальности лизардитов (87.4—92.9) (рис. 8).

Особую группу составляют Fe-лизардиты (Мg# 80.8-88.4), составы которых обнаруживают невысокое содержание глинозема ((Al + Cr)/ Σ cat менее 0.05) и отличаются пониженным содержанием кремнезема относительно стехиометрии лизардита $(\Sigma tetr/\Sigma cat 0.374-0.397)$ (рис. 7, 8). Дефицит кремнезема в составе этих серпентинов в принципе может быть связан либо с примесью в них брусита, либо с присутствием трехвалентного железа по чермакитовому механизму замещения (Evans et al., 2012). Однако тесная ассоциация этих серпентинов с тальком или талько-хлоритом практически исключает первую возможность, поскольку ассоциация брусита с тальком термодинамически нестабильна. Величина $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ в этих серпентинах, рассчитанная согласно (Evans et al., 2012), оценена как 0.30 ± 0.11 , при этом их магнезиальность без учета трехвалентного железа $(100 \text{Mg/(Mg} + \text{Fe}^{2+}))$ составляет 89.6 ± 1.1 .

В отношении измеренных составов филлосиликатов нельзя не отметить, что мелкие размеры зерен этих минералов в матриксе песчаников и тесная ассоциация разных филлосиликатов в структурах некоторых обломков не позволяют исключать возможности захвата нескольких фаз при анализе. По-видимому, это относится к немногочисленным составам, промежуточным между составами серпентина и талька (рис. 7), которые ввиду этого не рассматриваются, а также, возможно, к некоторым также немногочисленным составам, промежуточным между составами преобладающей части серпентинов (с величинами (Al + Cr)/ Σ cat менее 0.06) и хлоритов (с величинами (Al + Cr)/ Σ cat более 0.092).

Как отмечалось выше, в обломках серпентинитов среди филлосиликатов резко преобладает антигорит. В преобладающей части обломков он является единственным минералом, при этом его состав бывает как однородным в пределах обломка, так и неоднородным, со значительными вариациями магнезиальности и содержаний глинозема и хрома (см. Supplementary 2, ESM 3.xls). Для значительной части обломков, в которых антигорит ассоциирует с другими филлосиликатами, характерна псевдопетельчатая структура, где прожилки целиком или только их центральные части сложены антигоритом, участки между прожилками (иногда похожие на серпофиты) – тальком, талько-хлоритом, реже антигоритом, а краевые части прожилков или краевые части участков между прожилками лизардитом (литокласт Sa3 в табл. 3, рис. 9б). Однако в части обломков структурные соотношения

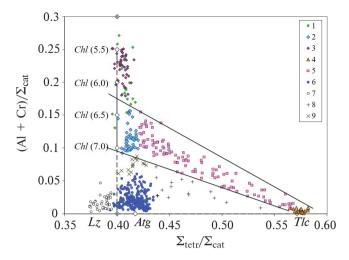


Рис. 7. Составы силикатов из обломков серпентинитов и хлорититов. 1 -хлориты (Chl1, Chl4); 2 -хлориты (Chl2, Chl3); 3 -хлориты (Chl5); 4 -тальк; 5 -талько-хлорит; 6 -серпентины (лизардит и антигорит); 7 - Fе-лизардиты; 8 -тальк + серпентин(?); 9 -серпентин +хлорит(?). Lz, Atg, Tlc, Chl (незалитые ромбы) - идеальные составы минералов; для хлоритов в скобках указано количество атомов Si в формуле при пересчете на 18O. Сплошные линии ограничивают поле составов талько-хлоритов.

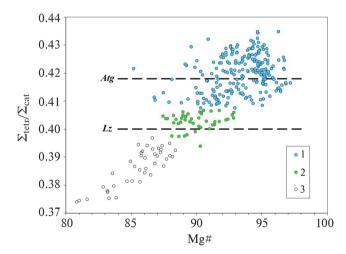


Рис. 8. Составы серпентинов: 1 — антигориты, 2 — лизардиты, 3 — Fe-лизардиты.

обратные — прожилки сложены тальком или талько-хлоритом, а участки между прожилками — антигоритом (литокласт Sa23 в табл. 3, рис. 9в). При этом псевдоморфного замещения первичных силикатов, как правило, не отмечается; лишь в единичных обломках удается уверенно различить гомоосевой серпентин (бастит), псевдоморфно замещающий пироксен, и серпентин, псевдоморфно замещающий оливин (рис. 9г—9е), при этом составы обоих серпентинов отвечают антигориту

и не сильно отличаются (литокласт Sa17 в табл. 3). Обычный для серпентинизированных ультрамафитов мелкий магнетит, рассеянный или в виде линейных выделений, в преобладающем большинстве обломков отсутствует.

Все филлосиликаты, слагающие обломки серпентинитов, присутствуют и в матриксе песчаников в виде мелких зерен, среди которых, однако, преобладают тальк и талько-хлорит (рис. 36, 9д).

Хлорититы

Хлорититы слагают преимущественно мелкие хорошо окатанные обломки, имеющие массивную или сланцеватую текстуру без реликтов первичных структур (рис. 10а-10г). В составе обломков доминируют высокоглиноземистые железистые хлориты (*Chl*5, Mg# 39.0–81.4), что позволяет предполагать мафитовую природу их протолита. С хлоритами в обломках ассоциируют талько-хлориты (литокласт Cb3 в табл. 3); серпентинов в этих обломках нет. Составы хлоритов из хлорититов образуют непрерывный ряд с составами хлоритов из серпентинитов, в котором с понижением магнезиальности хлоритов увеличивается их глиноземистость и понижается содержание кремнезема (количество атомов Si в формуле уменьшается от 6.6 до 5.4) (рис. 11). Составы большей части талько-хлоритов в этих обломках практически не отличаются от таковых в обломках серпентинитов, лишь некоторые составы обнаруживают пониженную магнезиальность (*Tlc-Chl*2) (см. Supplementary 2, ESM 3.xls).

В отдельных обломках хлорититов присутствует ильменит в виде зерен различной формы и размера, частично замещенных рутилом и магнетитом (рис. 10а, 10б), а также зерна апатита. Судя по ассоциациям минералов, их магнезиальности, а также размерам зерен ильменита и апатита, протолитом хлорититов были габброиды. Минералы хлорититов (железистый хлорит, ильменит, апатит, титанистый магнетит (см. Supplementary 2, ESM 6.xls)) слагают также отдельные детритовые зерна в матриксе песчаников (рис. 10д-10ж). Титанистый магнетит слагает окатанное зерно в обр. 1100/4 с ламеллями силиката в разных кристаллографических направлениях (рис. 10е). Магнетитовой каймы вокруг этого зерна нет, а состав магнетита в зерне отличается повышенными содержаниями TiO_2 (0.7 мас. %) и V_2O_3 (1.5 мас. %) (см. Supplementary 2, ESM 6.xls), что характерно для магматических магнетитов.

Алевролиты

Обломки алевролитов (размером до 2—3 мм) имеют удлиненную или уплощенную форму с признаками слоистости, согласной с удлинением обломков. Алевролиты сложены мелкими, до 60 мкм,

зернами филлосиликатов, характерными для серпентинитов и хлорититов (антигорит, лизардит, Fе-лизардит, железистый хлорит, талько-хлорит), а также содержат единичные обломки доломитовых пород размером до 20 мкм. В составе алевролитов отмечаются также идиоморфные зерна магнетита размером до 20 мкм, похожие на зерна в матриксе песчаников, в некоторых обломках довольно обильно.

Листвениты

Обломки лиственитов различаются по степени окатанности, крупные обломки обычно округлые, мелкие – часто угловатые (рис. 12а-12в). Наиболее полная минеральная ассоциация (фуксит, ферродоломит, кварц, кальцит, хромшпинелид) встречена лишь в единичных обломках (см. Supplementary 2, ESM_1.xls). Текстура лиственитов в обломках массивная, иногда с элементами концентрической зональности, когда ферродоломит переменного состава нарастает на другие фазы. Единичные слабоокатанные обломки имеют неправильную сильно удлиненную форму и сложены преимущественно кварцем с подчиненным количеством доломита. Вероятно, такие обломки представляют собой фрагменты доломит-кварцевых жил, обычных для лиственитов (Gahlan et al., 2020). Среди минералов лиственитов преобладают ферродоломит (Dol4) и фуксит (хромистый фенгит, или марипозит), в подчиненном количестве присутствуют кварц и кальцит, в части обломков установлены также хромшпинелиды и рутил. Эти же минералы в виде отдельных зерен присутствуют и в цементе пород, где, помимо них, отмечены также единичные сильно окатанные трещиноватые зерна циркона (рис. 123), а также мелкие зерна пирита с каймами гидроокислов железа и никеля и срастания миллерита и полидимита (рис. 12е). В цементе и в обломках присутствуют зерна замещенного ильменита с выделениями рутила (рис. 12ж).

Ферродоломиты, часто с элементами циклической (осцилляторной) зональности, обнаруживают сильно неоднородный состав с широкими вариациями магнезиальности (Мд# 68.3-93.3) при невысоких содержаниях марганца. Кальцит представлен единичными мелкими (40-150 мкм) субидиоморфными зернами. В его составе отмечены довольно высокие содержания магния, которые, по оценкам кальцит-доломитового геотермометра (Anovitz, Essene, 1987), соответствуют температуре равновесия около 500°C. Фуксит слагает сплошные мелкочешуйчатые агрегаты, часто цементирует отдельные фрагменты растащенных зерен хромшпинелидов, а иногда также слагает псевдоморфозы по идиоморфным включениям первичных силикатов в хромшпинелиде (рис. 12д). Составы фукситов довольно однородны и характеризуются умеренно-высокими содержаниями хрома (в среднем 3.9 мас. % $\rm Cr_2O_3$) (табл. 2; см. Supplementary 2, ESM 4.xls).

Зерна хромшпинелидов в обломках лиственитов обычно сильно раздроблены (рис. 12в) и не имеют магнетитовых кайм. Среди реликтов первичных хромшпинелидов преобладают хромшпинелиды, типичные для реститовых перидотитов (Cr#Spl 0.44-0.62), но присутствуют также зерна кумулятивных хромшпинелидов ($Cr \# Spl\ 0.57 - 0.60$, TiO_2 1.0-1.7 мас. %), а также зерна с промежуточными содержаниями титана. Частичная перекристаллизация первичных хромшпинелидов в лиственитах проявлена намного интенсивнее, чем в обломках серпентинитов - магнезиальность частично перекристаллизованных шпинелидов (Spl2a) понижается до 0.03-0.16 (рис. бд), а содержание цинка достигает 5 мас. % ZnO при том, что хромистость, содержание титана и степень окисления железа не претерпевают существенного изменения по сравнению с составами первичных хромшпинелидов в этих же зернах (литокласт Ld68 в табл. 1; см. Supplementary 2, EMS_2.xls). Ввиду небольшого размера зерен хромшпинелидов в части анализов фиксируется повышенное содержание кремнезема, обусловленное частичным захватом ассоциирующих силикатов при анализе; это приводит к нестехиометрии рассчитанных составов хромшпинелидов (F#Spl < 0) (Suppl. 2, ESM 2.xls). Полностью перекристаллизованные метаморфические хромшпинелиды, отличающиеся повышенной хромистостью (0.74–0.94), в обломках лиственитов редки. Чаще они слагают отдельные мелкие зерна без реликтов первичных хромшпинелидов, контактирующие с фукситом (рис. 12в, 12з), но также и тонкие каймы, нарастающие на частично перекристаллизованные хромшпинелиды (рис. 12г). Метаморфические шпинелиды в лиственитах имеют содержание глинозема 1.8-10.2 мас. %, повышенную степень окисления железа (F#Spl 0.09-0.37), повышенное содержание цинка (0.5-1.4 мас. % ZnO) и крайне низкую магнезиальность (0.002-0.022). Однако содержание марганца в них (0.17-0.40 мас. % MnO) находится на уровне его содержания в первичных хромшпинелидах.

Доломитовые породы

Составы доломитов в обломках доломитовых пород со скрытокристаллической структурой на участках без признаков постседиментационной перекристаллизации характеризуются низкими содержаниями FeO (до 1 мас. %) и MnO (до 0.8 мас. %) (табл. 2; см. Supplementary 2, ESM_5. xls). При этом основной примесью в доломитах из обломков доломитовых пород в серпентинитовых песчаниках

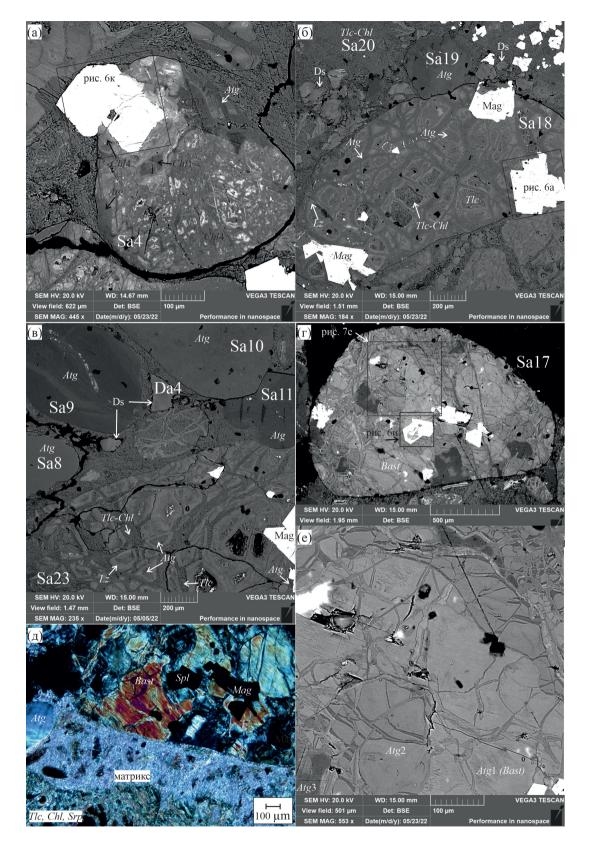


Рис. 9. Обломки в серпентинитовом песчанике, обр. 1099/4; BSE (а-г, е) и в поляризованном свете (д). (а) обломок серпентинита неопределенной структуры; (б) обломок серпентинита с псевдопетельчатой структурой; (в) обломки серпентинитов с разными структурами; (г-е) обломок серпентинита с признаками псевдоморфного замещения первичных силикатов.

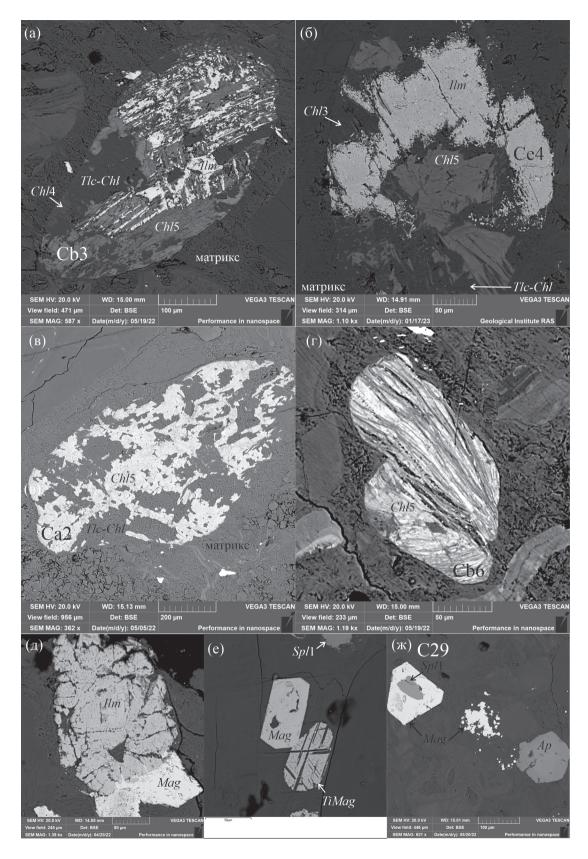


Рис. 10. Обломки хлорититов и их отдельных зерен в серпентинитовых песчаниках; BSE. (а—в) массивные обломки, (г) сланцеватый обломок, (д) зерно ильменита с локальной магнетитовой каймой обрастания, (е) окатанное зерно титанистого магнетита с ламеллями силикатных минералов, (ж) зерно апатита.

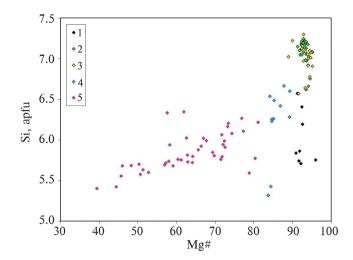


Рис. 11. Составы хлоритов: 1 — высокоглиноземистые магнезиальные хлориты (Chl1), 2 — низкоглиноземистые магнезиальные хлориты (высокохромистые) (Chl2), 3 — низкоглиноземистые магнезиальные хлориты (низкохромистые) (Chl3), 4 — умеренно-магнезиальные хлориты (Chl4), 5 — железистые хлориты (Chl5).

(Dol1) является марганец, а в лиственитовых песчаниках (Dol3) — железо.

СОСТАВЫ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ МИНЕРАЛОВ

Перекристаллизация доломитов из обломков доломитовых пород в серпентинитовых песчаниках (тонкие четкие каймы, включения доломита в магнетите, мелкие до 30 мкм зерна в матриксе; Dol2) сопровождается умеренным возрастанием в них содержаний FeO до 1.5 мас. %, МпО до 1.5 мас. %) (рис. 13). В лиственитовом песчанике составы перекристаллизованных доломитов (участки укрупненной зернистости и секущие прожилки в обломках доломитовых пород, каймы вокруг обломков лиственитов; *Dol5*) отличаются сильно варьирующим и в целом повышенным содержанием FeO (1.0-10.7 мас. %), так что составы доломитов в цементе песчаника почти полностью перекрывают поле составов ферродоломитов из обломков лиственитов (*Dol*4, FeO 2.5–11.1 мас. %). Таким образом, особенности составов доломитов и структур песчаника и обломков позволяют предполагать растворение ферродоломита из обломков лиственитов с последующим переотложением карбонатного материала в цементе песчаника.

В составах части магнетитов обнаруживается повышенное содержание SiO_2 (0.6–2.7 мас. %), сопровождающееся также повышенным содержанием MgO, по-видимому, вследствие захвата силикатов при анализе; эти составы ниже нами не рассматриваются. Отличить низкоглиноземистые

метаморфические хромшпинелиды, замещающие с краев зерна первичных хромшпинелидов (каймы замещения), от постседиментационных хромистых магнетитов, которые могут нарастать как непосредственно на первичные хромшпинелиды, так и на метаморфические хромшпинелиды (каймы обрастания), удается не всегда, поскольку во вторичнорассеянных электронах эти фазы практически не различаются по яркости. Однако во многих зернах, особенно в обр. 1100/4, где хромистый магнетит нарастает, по крайней мере, на отдельных участках, не непосредственно на хромшпинелид, а на обрамляющий его низкоглиноземистый хлорит (или губчатый агрегат субмикронного срастания хлорита с метаморфическим хромшпинелидом), различие между этими фазами очевидно – каймы замешения оказываются с внутренней стороны хлоритового обрамления, а каймы нарастания – с наружной (рис. 53, 5и).

Составы постседиментационных магнетитов в разных образцах серпентинитовых песчаников различаются содержанием хрома, которое в обр. 1099/4 варьирует преимущественно в интервале $0.14-0.92 \text{ Mac.} \% \text{ Cr}_2\text{O}_3$, B ofp. $1100/1 \ 0.4-4.3 \text{ Mac.} \%$, а в обр. 1100/4~0.5-9.5~мас. % с тенденцией к понижению его содержания к наружным частям кайм. Содержания цинка и марганца в магнетитах коррелируют с содержанием в них хрома, однако не превышают 0.45 мас. % ZnO и 0.4 мас. % MnO. Из других примесных элементов в значимых количествах присутствует только никель (в среднем 0.25— 0.43 мас. % NiO); содержание глинозема не превышает 0.4 мас. %, а содержания титана и ванадия в большинстве точек ниже предела обнаружения $(0.08-0.13 \text{ mac. } \% \text{ TiO}_2).$

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Вероятные обстановка накопления и источники сноса обломочного материала песчаников

Предшествовавшие исследователи предполагали, что накопление толщи офиолитокластитов происходило в условиях относительно глубоководного склона и его последующего обмеления (Шпикерман, Мерзляков, 1988). Действительно, прибрежно-морская/шельфовая обстановка является наиболее типичной обстановкой накопления серпентинитовых песчаников (Lockwood, 1971; Arai, Okada, 1991; Hisada, Arai, 1993; Bhatta, Ghost, 2014). Хотя выяснение обстановки седиментации не входило в число задач статьи, нельзя не обратить внимание на некоторые особенности пород. Так, довольно неожиданным оказалось отсутствие обломков серпентинитов в лиственитовом песчанике. Размер тел лиственитов в массивах ультрамафитов обычно не превышает первых десятков метров, а непосредственно вмещающие листвениты породы, как правило, представлены

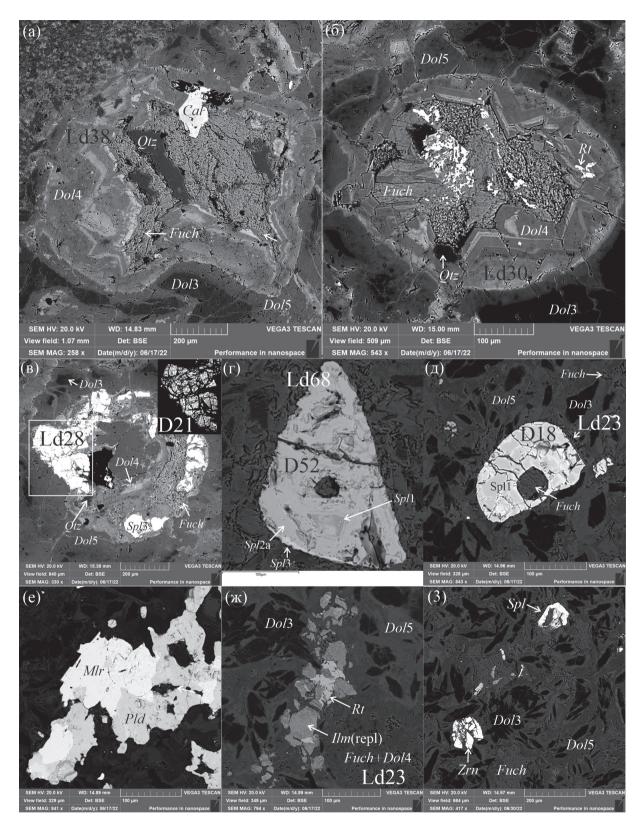


Рис. 12. Обломки пород и детритовых минералов в лиственитовом песчанике (обр. 1099/1). (а—в) окатанные обломки лиственитов с ферродоломитовыми каймами, (г) разные генерации хромшпинелидов в зерне с обрамлением фуксита, (д) зерно хромшпинелида с псевдоморфозой фуксита по идиоморфному включению первичного силиката, (е) агрегат миллерита и полидимита в цементе, (ж) выделения рутила в замещенном ильмените, (з) зерна циркона, метаморфического хромшпинелида и фуксита (*Fuch*) в цементе.

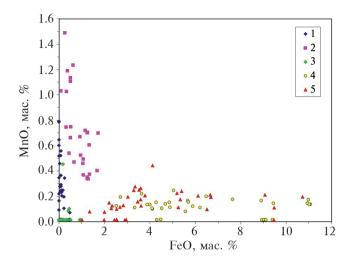


Рис. 13. Составы доломитов: 1, 2 — серпентинитовые песчаники: 1 — центральные участки доломитовых обломков (Dol1), 2 — каймы обломков, мелкие зерна в матриксе, включения в магнетите (Dol2); 3-5 — лиственитовые песчаники: 3 — центральные участки доломитовых обломков (Dol3), 4 — листвениты (Dol4), 5 — каймы вокруг обломков лиственитов, перекристаллизованные участки обломков доломитовых пород, прожилки в цементе и в обломках доломитовых пород (Dol5).

тальк-хлорит-антигоритовыми метаультрамафитами с карбонатами или без них (Halls, Zhao, 1995; Godard et al., 2021). Отсутствие обломков серпентинитов и минералов из них в лиственитовом песчанике свидетельствует о том, что при формировании этой породы размывался довольно локальный источник, и отложение осадков происходило в непосредственной близости от зоны размыва, без их существенного перемешивания с осадками из других источников. Однако при накоплении песчаников офилитокластитовой толщи в прибрежно-морской зоне и на шельфе следовало бы ожидать хорошего перемешивания обломочного материала, поступавшего из обширной области сноса.

В случае серпентинитовых песчаников, с одной стороны, примечательно присутствие среди обломков пород с высоким содержанием талька. Тальк – один из самых мягких минералов, и такие обломки не могли перемещаться далеко и долго оставаться в непереотложенном состоянии. С другой стороны, обилие в этих песчаниках изометричных (окатанных) зерен хромшпинелидов, количество которых (в среднем 60-70 зерен в каждом шлифе) многократно превышает обычное количество зерен хромшпинелидов в ультрамафитах на такой же площади, позволяет предполагать довольно удаленный источник и обширную область сноса для зерен детритовых хромшпинелидов. В пользу обширной области их сноса говорит выдержанный и довольно широкий интервал хромистости

первичных реститовых хромшпинелидов детритовых зерен в каждом из изученных образцов (0.29—0.64 в обр. 1099/4, 0.33—0.65 в обр. 1100/1, 0.33—0.66 в обр. 1100/4), по-видимому, представительный для крупного офиолитового массива, а также присутствие в каждом из образцов, наряду с реститовыми первичными хромшпинелидами, также кумулятивных хромшпинелидов,

Среди обломков лиственитового песчаника изометричные зерна детритовых хромшпинелидов практически отсутствуют, а интервал хромистости первичных реститовых шпинелидов (0.44—0.62) из обломков лиственитов существенно меньше, чем в остальных образцах, что согласуется с более локальным источником сноса материала для этой породы.

Плохая сортировка обломков песчаников по размерности и широкие вариации состава и размерности обломков по разрезу обломочной толщи, отмечаемые и при геологическом описании обнажений, в совокупности с изложенным выше, позволяют предполагать, что данные породы, скорее всего, являются аллювиальными отложениями, подобно серпентинитовым песчаникам Калифорнии (Wakabayashi, 2020). При этом источники сноса обломков пород находились вблизи места осадконакопления, а источники сноса детритовых хромшпинелидов — на более значительном удалении. В пользу вероятного аллювиального происхождения офиолитокластитовой толщи также говорит и локальный, а не региональный характер ее распространения.

Состав обломков пород в изученных песчаниках позволяет предполагать, что в источнике сноса обломочного материала присутствовали серпентиниты, хлорититы, листвениты и доломитовые породы, при этом источники сноса находились вблизи места накопления офиолитокластитовой толщи. Размыву пород в источнике сноса предшествовали процессы метаморфической перекристаллизации ультрамафитов и мафитов, формирование лиственитов, тектоническая дезинтеграция офиолитов и/или их частичная денудация (на что указывает отсутствие обломков базальтов, долеритов, амфиболитов и кремнистых осадочных пород в исследованных нами образцах), а также совмещение (по-видимому, также тектоническое) преимущественно ультрамафитовых членов офиолитовой ассоциации с толщами карбонатных (доломитовых) пород.

Перекристаллизация ультраосновных и основных пород в источнике сноса

В обломках всех исследованных образцов серпентинитовых песчаников присутствуют генерации низкоокисленных (F#Spl < 0.5) метаморфических шпинелидов с высоким содержанием глинозема

 $(yAl, Al/(Al + Cr + Fe^{3+}) 0.28-0.47)$ (рис. 14), что типично для хромшпинелидов в ассоциациях с ортопироксеном, оливином, кальциевым амфиболом и хлоритом, и умеренно-высоким vAl 0.07-0.28, характерным для хромшпинелидов в ассоциации с антофиллитом (Evans, Frost, 1975). Эти ассоциации соответствуют метаморфизму середины-верхов амфиболитовой фации (Evans, Frost, 1975). Однако из силикатов этих ассоциаций в породах сохранился, возможно, только хлорит, а оливин, ортопироксен и амфиболы были замещены более низкотемпературными тальком и серпентинами, что свидетельствует о ретроградном характере метаморфизма пород в источнике сноса. Типичные для ассоциаций с тальком (vAl ниже 0.06, Evans, Frost, 1975) более низкотемпературные низкоглиноземистые метаморфические хромшпинелиды также присутствуют в двух из трех изученных образцов.

Составы низкоглиноземистых хлоритов в исследованных обломках серпентинитов соответствуют составам низкотемпературных наименее глиноземистых хлоритов, ассоциирующих с антигоритом — более 6.7—6.8 атомов Si в формуле при расчете на 18О (McPhail et al., 1990). При этом снижение содержания глинозема в хлоритах из минеральных ассоциаций ультрамафитов с понижением равновесной температуры (Evans, Frost, 1975; McPhail et al., 1990) позволяет рассматривать высокоглиноземистые хлориты из обломков серпентинитов как сохранившиеся реликты более ранних высокотемпературных метаморфических ассоциаций.

В отношении низкоглиноземистых хлоритов следует отметить, что их идентификация только по составу является не вполне однозначной, поскольку аналогичные составы могут иметь и глиноземистые лизардиты (Nakatani, Nakamura, 2016). Присутствующие в изученных обломках серпентинитов фазы промежуточного состава между серпентином и хлоритом похожи на смешаннослойные упорядоченные или неупорядоченные серпентин-хлоритовые фазы, обнаруживающие непрерывный ряд составов от бедных глиноземов лизардитов до богатых глиноземом хлоритов и Al-лизардитов, которые слагают каймы вокруг зерен шпинелидов в ассоциации с метаморфическими хромшпинелидами (Mellini et al., 2005).

Фазы промежуточного состава между низкоглиноземистыми хлоритами и тальком, подобные присутствующим в изученных обломках серпентинитов и хлорититов, могут быть смешаннослойными фазами, формирование которых отмечается при ретроградном замещении амфиболов и пироксенов в ультрамафитах (Veblen, Buseck, 1979; Veblen, 1983; Schreyer et al., 1982).

Применительно к вероятной обстановке метаморфизма пород из обломков следует отметить,

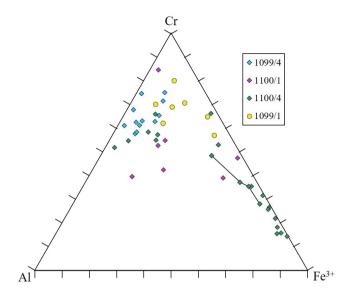


Рис. 14. Составы метаморфических хромшпинелидов. Обр. 1099/1 — лиственитовый песчаник, остальные образцы — серпентинитовые песчаники. Линией соединены составы, измеренные в одном зерне.

что в реститовых перидотитах срединно-океанических хребтов (СОХ) метаморфические шпинелиды и кальциевые амфиболы, отвечающие амфиболитовой фации метаморфизма, отмечаются довольно часто, но тальк - сравнительно редко (Базылев, 1997; Moll et al., 2007; Rouméjon et al., 2019; Patterson et al., 2021), при этом, наряду с тальком, описывались и фазы промежуточного состава тальк-хлорит (Базылев, 1997; Силантьев и др., 2012). По-видимому, это обусловлено составом реститовых перидотитов, в которых оливин является доминирующим минералом. Кристаллизация в перидотитах талька при изохимичном ретроградном метаморфизме происходит ниже примерно 650°С за счет замещения ортопироксена или антофиллита, но с понижением температуры примерно до 460°C тальк полностью расходуется в реакции с оливином с образованием ассоциации оливин-антигорит или оливин-лизардит (Evans, 2004). Таким образом, формирование ассоциации антигорита или лизардита с тальком в реститовых перидотитах может быть только результатом неизохимичного процесса (с привносом кремнезема или выносом магния). Большинством исследователей допускается привнос кремнезема флюидом, при этом в качестве вероятного источника кремнезема рассматриваются ассоциирующие с ультрамафитами измененные (хлоритизированные) габброиды (Базылев, 1997; Rouméjon et al., 2018). Неизохимичность метаморфической перекристаллизации в изученных обломках серпентинитов и хлорититов проявляется и в отсутствии в них кальциевых силикатов и низких содержаниях кальция, натрия

и калия во всех метаморфических фазах, что свидетельствует о практически полном выносе этих элементов при изменении пород.

Идентификация антигорита и лизардита только по особенностям составов минералов не всегда однозначна, поскольку реальные составы этих минералов частично перекрываются (Rouméjon et al., 2015), что имеет место и в исследованных нами обломках серпентинитов (рис. 7, 8). Тем не менее преобладание в них антигоритов над лизардитами представляется достаточно достоверным. Однако для ультрамафитов, метаморфизованных в океанической обстановке, преобладание антигорита среди серпентиновых минералов нехарактерно – доминирующими серпентиновыми фазами в них являются лизардит и хризотил (O'Hanley, 1996; Mével, 2003; Rouméjon et al., 2015). Хотя антигорит и присутствует в океанических ультрамафитах, его количество обычно не превышает 5% (Rouméjon et al., 2019). В качестве фактора кристаллизации в океанических перидотитах антигорита, как и талька, рассматривается привнос кремнезема в породу флюидом, сопутствующий или предшествующий (оталькование) формированию антигорита (развитие антигорита по оливину или по реакции талька с оливином).

Проблема равновесности или неравновесности ассоциаций антигорита с лизардитом давно и активно дискутируется, как и относительная роль термодинамических и кинетических факторов в кристаллизации этих минералов (Evans, 2004 и ссылки в этой работе). То, что в ряде исследованных обломков серпентинитов антигорит и лизардит слагают разные участки единых прожилков, скорее, свидетельствует об их совместной кристаллизации. При этом более низкая магнезиальность лизардитов по сравнению с антигоритами, по-видимому, обусловлена вхождением трехвалентного железа в структуры этих минералов, которое намного более интенсивно для лизардитов (Evans et al., 2012).

При серпентинизации шпинелевых лерцолитов и гарцбургитов в океанической обстановке составы серпентинов, пседоморфно развивающихся по пироксенам (баститы) и развивающихся по оливину, достаточно четко обособляются по содержаниям хрома, алюминия и никеля, которые в серпентинах остаются близкими к таковым в замещаемом минерале (Mével, 2003; Rouméjon et al., 2015). Однако в исследованных обломках серпентинитов составы ни лизардитов, ни антигоритов по содержаниям этих элементов не дискриминируются, образуя единое поле составов с широко варьирующими содержаниями Al, Cr и Ni, а псевдоморфная серпентинизация отмечается лишь в единичных случаях. Возможно, это обусловлено тем, что на стадии серпентинизации в породах замещались преимущественно не первичные минералы ультрамафитов,

а заместившие их ранее метаморфические силикаты (амфиболы, тальк). Псевдопетельчатые структуры некоторых обломков, в которых прожилки сложены серпентином (преимущественно антигоритом), а ядра петель или основная масса — тальком или талько-хлоритом, также позволяют это предполагать.

Таким образом, метаморфизм ультрамафитов из обломков серпентинитовых песчаников был ретроградным, имел неизохимичный характер и происходил, по крайней мере, на последнем этапе при их серпентинизации, вероятно, не в океанической обстановке.

Формирование лиственитов

Отсутствие геологических взаимоотношений лиственитов с вмещающими породами, а также реликтовых силикатов из вероятного протолита в обломках лиственитов не позволяет детально обсуждать их возможное происхождение. В принципе, в изученной ассоциации минералов, слагающих обломки лиственитов (ферродоломит-фуксит-кварц-кальцит-рутил-хромшпинелид-миллерит-полидимит-пирит) нет минералов, которые не описывались бы в составе минеральных ассоциаций лиственитов (Halls, Zhao, 1995; Ferenc et al., 2016; Gahlan et al., 2020), но отсутствие в изученной ассоциации магнезита, часто доминирующего карбоната в лиственитах, нехарактерно, хотя и известно. Необычной является и довольно высокая оцененная по кальцит-доломитовому геотермометру температура (около 500°C), превышающая интервал температур, который считается типичным для образования лиственитов (от 400 до 80°C и ниже (Godard et al., 2021)). Однако присутствие в минеральных ассоциациях некоторых лиственитов антофиллита наряду с тальком, тремолитом и хлоритом (Boskabadi et al., 2016) позволяет предполагать возможность их формирования и при более высокой температуре, соответствующей средней амфиболитовой фации (Evans, Frost, 1975).

В отличие от частично перекристаллизованных хромшпинелидов из обломков серпентинитов, в аналогичных хромшпинелидах из обломков лиственитов содержание марганца практически не увеличивается (до 0.38~Mac. % MnO), что может отражать их частичную равновесность с карбонатами (Gahlan et al., 2020). Именно эта генерация шпинелидов (Spl2a), по-видимому, наиболее характерна для изученных минеральных ассоциаций лиственитов.

Формирование лиственитов, при всем разнообразии вероятных протолитов и обстановок (Godard et al., 2021), связывается с воздействием на породы преимущественно ультраосновного состава CO_2 - и K-содержащих флюидов (Halls, Zhao, 1995). Эти флюиды могут иметь ювенильное, метеорное

или метаморфическое происхождение (Godard et al., 2021). Однако для океанического метаморфизма типичным является резкое понижение содержания углекислоты во флюиде с повышением температуры, что проявляется в обычном присутствии карбонатов в виде поздних низкотемпературных прожилков, секущих все серпентиновые структуры (Bach et al., 2011), и в отсутствии карбонатов в более высокотемпературной ассоциации с тремолитом и тальком (Базылев, 1997; Rouméjon et al., 2015; Patterson et al., 2021). Эти минералогические закономерности воспроизводятся и при термодинамическом моделировании взаимодействия просачивающейся морской воды с перидотитами в широком интервале температур и отношений вода/порода (Силантьев и др., 2009), при этом минеральных ассоциаций лиственитов ни при каких параметрах не возникает. С этим согласуется и отсутствие лиственитов среди пород, обнаруженных в центрах океанического и задугового спрединга. Таким образом, формирование лиственитов в источнике сноса лиственитового песчаника происходило определенно не в океанической обстановке.

Офиолитовые массивы хр. Черского как вероятный источник сноса

Составы детритовых хромшпинелидов указывают на то, что вмещавшие их мантийные (реститовые) и коровые плутонические ультрамафиты и мафиты входили в состав офиолитовой ассоциации, как это и допускалось ранее (Кропачев и др., 1987; Шпикерман, Мерзляков, 1988). При этом предполагаемая близость источника сноса литокластов позволяет рассматривать в качестве основного поставщика обломочного материала песчаников офиолитокластитовой толщи комплексы офиолитовых массивов хр. Черского. Это согласуется с находками в песчаниках толщи детритовых зерен магматического циркона со средневзвешенным $^{206}{
m Pb}/^{238}{
m U}$ возрастом 568 \pm 1 млн лет (Сычев и др., 2022), близким к 206 Pb/ 238 U возрасту магматического циркона (581-610 млн лет) из габбро-амфиболитов Калгынского массива (Ганелин и др., 2022).

Ультрамафиты в составе офиолитовых массивов хр. Черского интенсивно изменены (преимущественно серпентинизированы), но изредка в них сохраняются реликты первичных хромшпинелидов и силикатов (оливина, орто- и клинопироксена). Протолитами этих пород были шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты, а также пироксениты и верлиты. Составы первичных реститовых хромшпинелидов были изучены в породах Мунилканского массива (Оксман, 2000); они обнаруживают узкий диапазон вариаций хромистости (Сг#*Spl*, 0.58—0.62) и отвечают наиболее высокохромистой части изученных реститовых детритовых

хромшпинелидов. Такую же хромистость (0.58) имеют первичные хромшпинелиды в породах Кабытыгасского массива (Оксман, 2000). В метаультрамафитах массивов описаны серпентины (лизардит и антигорит), брусит, тремолит, хлорит, тальк, карбонаты и магнетит (Оксман, 2000). Среди пород, слагающих зоны меланжа в составе Мунилканского массива, упоминаются листвениты, однако их взаимоотношения с вмещающими породами и минералогия не изучались (Оксман, 2000). Кроме того, листвениты слагают мелкие тела и линзы в карбонат-терригенных гравититах.

Во всех офиолитовых массивах хр. Черского распространены габбро, габбро-амфиболиты и метабазальты, слагающие отдельные тектонические пластины, пространственно сближенные с пластинами ульграмафитов. Эти породы сильно метаморфизованы; из слагающих их минералов изучены только составы метаморфических кальциевых амфиболов (Оксман, 2000).

Преобладающая часть серпентинитов и хлорититов в изученных песчаниках вполне сопоставима с породами офиолитовых массивов хр. Черского, хотя надо отметить отсутствие среди изученных обломков габбро, габбро-амфиболитов и метабазальтов, а также метаультрамафитов с реликтами первичных силикатов, карбонатами и тремолитом. При этом среди обломков присутствуют также хромититы, которые неизвестны в числе пород, слагающих офиолитовые массивы хр. Черского, обнаженные на современном эрозионном уровне.

В современной структуре офиолитовые массивы представляют собой небольшие по площади выходы пакетов аллохтонных пластин мощностью до 500 м; наиболее крупный Уяндинский (Калгынский) массив имеет максимальную протяженность около 8 км при максимальной ширине около 5.5 км, размеры остальных массивов существенно меньше. Массивы, являвшиеся источниками сноса обломочного материала для формирования толщи офиолитокластитов, скорее всего, были крупнее, но на современном уровне эрозионного среза не сохранились.

Источником обломков доломитовых пород могли служить карбонатные толщи палеозойского возраста (ордовика, силура, девона), широко распространенные в хр. Черского и обнаруживающие повсеместную пространственную приуроченность к известным массивам офиолитов, а также тектонические соотношения с ними (Оксман, 2000). Однако фрагментарность данных о составе этих карбонатных толщ, с одной стороны, и отсутствие возрастных определений для не содержащих фаунистических остатков доломитовых пород из обломков в песчаниках, с другой, не позволяют определенно это утверждать.

На основе изучения минеральных парагенезисов и возрастов габбро-амфиболитов, амфиболитов и метабазальтов было выделено три этапа метаморфического преобразования пород офиолитовых массивов хр. Черского, которые были интерпетированы как этап океанического метаморфизма (419—430 млн лет, 40 Ar/ 39 Ar, амфибол из габбро-амфиболитов, 650—670°С, 1—2 кбар), этап тектонического скучивания в океанической обстановке (\sim 370 млн лет, 40 Ar/ 39 Ar, биотит из метапелитов метаморфической подошвы) и коллизионный этап (\sim 174 млн лет, 40 Ar/ 39 Ar, мусковит, 250-300°C, 1-4 кбар) (Лейер и др., 1993; Oxman et al., 1995). Доломитовые поролы не являются членом офиолитовой ассоциации, и их формирование нехарактерно для океанических обстановок. Поэтому тектоническое совмещение пород офиолитов с толшами карбонатных (доломитовых) пород, по всей вероятности, происходило на коллизионном этапе, и если приведенная выше геодинамическая интерпретация геохронологических данных корректна, то возраст отложения пород изученной офиолитокластитовой толщи должен быть существенно моложе до-раннеордовикского, принятого в настоящее время. Однако это никак не влияет на результаты исследования обломков размывавшихся толщ.

Таким образом, минералогические особенности исследованных песчаников, в совокупности с опубликованными геохронологическими данными, позволяют предполагать, что источником сноса для них являлись дезинтегрированные фрагменты офиолитов, тектонически совмещенные с толщами карбонатных пород, аналогичные офиолитовым массивам хр. Черского.

Геодинамические обстановки формирования ультрамафитов и мафитов в источнике сноса

Первичные реститовые детритовые хромшпинелиды обнаруживают широкой диапазон вариации хромистости (0.29–0.66), который существенно расширяет известный интервал хромистости первичных хромшпинелидов мантийных перидотитов из офиолитов хр. Черского (Оксман, 2000) (рис. 6а). Этот диапазон составов соответствует значительным вариациям степени частичного плавления мантийного источника от 12 до 20% (Hellebrand et al., 2001). При этом максимальная хромистость хромшпинели (и, соответственно, степень частичного плавления) значительно превышает типичную для мантийных перидотитов нормальных сегментов COX (Cr#Spl <0.55 (Dick, Bullen, 1984); или <0.6 (Warren, 2016)). Такая повышенная хромистость шпинелидов характерна как для реститовых перидотитов, сформированных в надсубдукционных обстановках (Dick, Bullen, 1984), так и для шпинелевых гарцбургитов из аномальных сегментов СОХ, в частности, аномального

сегмента в зоне разлома 15°20'с.ш. Срединно-Атлантического хребта (до 0.62—0.68, Пущаровский и др., 1988; Соболев и др., 1992; Базылев, 2000; Urann et al., 2020).

Однако присутствие среди обломков песчаников зерен хромшпинелей из хромититов (рис. 6), хоть и немногочисленных, все же позволяет отдать предпочтение надсубдукционной обстановке формирования вмещавших их ультрамафитов. Основанием для этого служит закономерная и повсеместная приуроченность хромититов к надсубдукционным шпинелевым перидотитам (Robinson et al., 1997; Rollinson, Adetunji, 2013). Действительно, крайне немногочисленные находки хромититов в пределах COX (Arai, Matsukage, 1996; Morishita et al., 2007; Abe, 2011) фактически представляют собой небольшие сегрегации, не превышающие 1–2 см, и состав хромшпинелидов из них не отличается от состава хромшпинелидов реститовых перидотитов СОХ ни по хромистости, ни по магнезиальности. Интервал хромистости зерен хромититовых шпинелилов в изученных песчаниках (0.46-0.64) позволяет отнести их к высокоглиноземистому типу подиформных хромититов, формирование которых связывается с начальными этапами кристаллизации толеитовых базальтовых магм в обстановке задугового спрединга (Robinson et al., 1997) или в преддуговой обстановке (Xiong et al., 2017).

Для преддуговых реститовых перидотитов характерны повышенные степени частичного плавления, что проявляется в обычном присутствии высокохромистых шпинелидов с Cr#Spl выше 0.7 (Ishii et al., 1992) и отсутствии низкохромистых шпинелидов с Cr#Spl ниже 0.34 (Arai, 1994), что не соответствует интервалу хромистости первичных реститовых шпинелидов в изученных песчаниках. Напротив, в реститовых перидотитах из задуговых центров спрединга высокохромистые шпинелиды не встречены, но описаны низкохромистые шпинелиды с Cr#Spl 0.19-0.39 (Савельева, 1987; Ohara et al., 2002). Это позволяет считать наиболее вероятным формирование офиолитов хр. Черского в обстановке задугового спрединга. Составы кумулятивных хромшпинелидов с повышенным содержанием титана (>0.5 мас. % TiO_2) и с Cr # Spl0.414—0.597 по составу соответствуют хромшпинелидам из кумулатов толеитовых расплавов типа MORB и BABB (Arai, 1992), что не противоречит этому выводу.

Для габбро, габбро-амфиболитов и базальтов из офиолитовых массивов хр. Черского на основании их геохимии также предполагалась кристаллизация из толеитовых расплавов, при этом в качестве вероятных обстановок магматизма рассматривались как обстановки океанического или задугового спрединга, так и океаническая внутриплитная (Оксман, 2000; Карякин и др., 2002).

Однако составы изученных детритовых хромшпинелидов из песчаников более определенно указывают на формирование пород в их источнике сноса в обстановке задугового спрединга и позволяют считать маловероятными другие предполагавшиеся ранее обстановки.

Полученные данные по офиолитокластитам хр. Черского, в совокупности с неопротерозойскими оценками возрастов детритовых цирконов из них (Сычев и др., 2022) и магматического циркона из габбро-амфиболита Уяндинского (Калгынского) массива (Ганелин и др., 2022), а также данными по геохимии метамафитов из офиолитовых массивов (Оксман, 2000; Карякин и др., 2002) свидетельствуют о присутствии в коллизионном поясе хр. Черского фрагментов литосферы неопротерозойского задугового бассейна.

выводы

- 1. Изученные породы офиолитокластитовой толщи представлены серпентинитовыми и лиственитовыми песчаниками. Состав обломков пород и детритовых минералов в изученных песчаниках позволяет предполагать, что в источнике сноса обломочного материала присутствовали серпентиниты, хлорититы, листвениты и доломитовые породы, при этом источники сноса литокластов находились вблизи места накопления офиолитокластитовой толщи, а область сноса детритовых хромшпинелидов была более обширной. Размыву пород в источнике сноса предшествовали процессы метаморфической перекристаллизации ультрамафитов и мафитов, формирование лиственитов, тектоническая дезинтеграция офиолитов и тектоническое совмещение пород офиолитовой ассоциации с толщами доломитовых пород.
- 2. Метаморфизм ультрамафитов из обломков песчаников был ретроградным, имел неизохимичный характер и происходил, по крайней мере, на последнем этапе при их серпентинизации, не в океанической обстановке, как и формирование лиственитов.
- 3. Состав обломков серпентинитов, хлорититов, детритовых минералов исследованных песчаников и опубликованные данные по породам офиолитовых массивов хр. Черского позволяют предполагать, что источником сноса для обломочной толщи являлись дезинтегрированные фрагменты офиолитов пояса хр. Черского.
- 4. Проведенное исследование свидетельствует о формировании протолитов пород офиолитов хр. Черского в обстановке задугового спрединга. В совокупности с опубликованными неопротерозойскими возрастными оценками это является аргументом в пользу присутствия в коллизионном

поясе хр. Черского фрагментов литосферы задугового бассейна неопротерозойского возраста.

Благодарности. Авторы выражают признательность С.Д. Соколову (ГИН РАН), ставшему инициатором настоящего исследования, Н.В. Горьковой и А.А. Киселеву (ГИН РАН) за помощь при проведении электронно-микроскопических исследований. Авторы благодарны С.А. Силантьеву и А.А. Пейве за ценные замечания и рекомендации, позволившие устранить отдельные недостатки и неточности в статье.

Источники финансирования. Изученные образцы были отобраны в ходе полевых работ в рамках темы ФГБУ ВСЕГЕИ. Исследование, направленное на реконструкцию геодинамической обстановки формирования офиолитов в источнике сноса, выполнено при финансовой поддержке РНФ (проект 20-17-00197-П). Сотрудники ГИН РАН (Г.В. Леднева, С.Н. Сычев) обеспечены бюджетным финансированием по теме госзадания ГИН РАН. Изучение метаморфизма (вклад Б.А. Базылева) проводилось за счет средств госбюджета на исследования по теме госзадания ГЕОХИ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Базылев Б.А. Аллохимический метаморфизм мантийных перидотитов из зоны разлома Хэйс, Северная Атлантика // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 362—379.

Базылев Б.А. Развитие аваруитсодержащей минеральной ассоциации в перидотитах из зоны разлома 15°20′ (Атлантический океан) как одно из проявлений океанического метаморфизма // Российский журнал наук о Земле. 2000. Т. 2. № 3/4. С. 279—293.

Базылев Б.А., Портнягин М.В., Савельев Д.П. и др. Признаки формирования плутонических пород офиолитов Камчатского мыса (Восточная Камчатка, Россия) в обстановках океанического и надсубдукционного магматизма // Петрология. 2023. Т. 31. № 3. С. 1—21.

Ганелин А.В., Соколов С.Д., Шпикерман В.И. и др. Новые данные о возрасте Калгынского офиолитового массива коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии): результаты U-Th-Pb (SIMS)-геохронологических исследований // Докл. АН. Науки о Земле. 2022. Т. 506. № 2. С. 20–25.

Карякин Ю.В., Оксман В.С., Третьяков Ф.Ф. Калгынский офиолитовый комплекс Селеняхского кряжа (Северо-Восток России): структура и минералого-петрохимический состав // Бюлл. МОИП. 2002. Т. 77. Вып. 6. С. 24—33.

Кропачев А.П., Стрельников С.И., Киселев А.А., Федорова Н.П. Доордовикские офиолитокластиты Омулевского поднятия (Северо-Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292. № 4. С. 941—944.

Лейер П., Парфенов Л.М., Сурнин А.А., Тимофеев В.Ф. Первые 40 Аг/ 39 Аг определения возраста магматических и метаморфических пород Верхояно-Колымских мезозоид // Докл. АН СССР. 1993. Т. 329. № 5. С. 621–624.

Маланин Ю.А., Громов Г.С., Шпикерман В.И. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба $1:1000\ 000$. Третье поколение. Серия

Верхояно-Колымская. Лист Q-55 — р. Мома. Объяснительная записка / Минприроды России, Роснедра, ФГБУ "ВСЕГЕИ", ГУП "Сахагеоинформ". СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2021. 615 с.

Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (Северо-Восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.

Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В. Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68—78.

Парфенов Л.М., Оксман В.С., Прокопьев А.В. и др. Коллаж террейнов Верхояно-Колымской орогенной области // Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука/Интерпериодика", 2001. С. 199—255.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7—41.

Пущаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницин Ю.Н. и др. Разлом Зеленого Мыса: вещественный состав пород и структуры (Центральная Атлантика) // Геотектоника. 1988. № 6. С. 18—31.

Рогов А.В., Сычев С.Н. Первые данные структурно-кинематического анализа пород Рассохинской зоны и ее обрамления (Омулевское поднятие, Восточная Якутия) // Вестник СПбГУ. Науки о Земле. 2019. Т. 64. Вып. 1. С. 65–80.

Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре // Тр. ГИН. Вып. 404. 1987. 246 с.

Силантыев С.А., Мироненко М.В., Новоселов А.А. Гидротермальные системы в перидотитовом субстрате медленно-спрединговых хребтов. Моделирование фазовых превращений и баланса вещества: нисходящая ветвь // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 154—174.

Силантьев С.А., Новоселов А.А. Краснова Е.А. и ∂p . Окварцевание перидотитов разломной зоны Стелмейт (северо-запад Тихого океана): реконструкция условий низкотемпературного выветривания и их тектоническая интерпретация // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 25—44.

Соболев А.В., Дмитриев Л.В., Цамерян О.П. и др. О структуре и происхождении геохимической аномалии в базальтах 2-го слоя между 12° и 18° с.ш. Срединно-Атлантического хребта // Докл. АН. 1992. Т. 326. С. 541-546.

Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60-78.

Сычев С.Н., Лебедева О.Ю., Рогов А.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации м-ба 1: 200000. Серия Яно-Индигирская. Листы Q-55-XXIX, XXX (Устье р. Булкут). Под ред. С.Д. Соколова. Изд.2-е. СПб.: ВСЕГЕИ, 2021.

Сычев С.Н., *Худолей А.К.*, *Лебедева О.Ю. и др.* Тектоническая эволюция и источники сноса нижнепалеозойских терригенных пород Омулевского и Рассохинского террейнов (Северо-Восток России) // Геотектоника. 2022. № 5. С. 3-26.

Шпикерман В.И., Мерзляков В.М. О базальных слоях палеозойского разреза Омулевского поднятия // Стратиграфия и палеонтология фанерозоя Северо-Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1988. С. 5–27.

Abe N. Petrology of podiform chromitite from the ocean floor at the 15°20' N FZ in the MAR, site 1217, ODP leg 209 // J. Mineral. Petrol. Sci. 2011. V. 106. P. 97–102.

Anovitz L.M., Essene E.J. Phase equilibria in the system CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃ // J. Petrol. 1987. V. 28. P. 389-415.

Arai S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry // Mineral. Mag. 1992. V. 56. P. 173–184.

Arai S. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: Review and interpretation // Chem. Geol. 1994. V. 113. P. 191–204.

Arai S., Matsukage K. Petrology of the gabbro—troctolite—peridotite complex from Hess Deep, equatorial Pacific: implications for mantle—melt interaction within the oceanic lithosphere // Proc. ODP: Sci. Res. 147. Eds. C. Mevel, K. Gillis, J.F. Allan, P.S. Meyers et al. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1996. P. 135–155.

Arai S., Okada Y. Petrology of serpentine sandstone as a key to tectonic development of serpentine belts // Tectonophysics. 1991. V. 195. P. 65–81.

Arai S., Kadoshima K., Morishita T. Widespread arc-related melting in the mantle section of the northern Oman ophiolite as inferred from detrital chromian spinels // J. Geol. Soc. 2006. V. 163. P. 869–879.

Bach W., Rosner M., Jöns N. et al. Carbonate veins trace seawater circulation during exhumation and uplift of mantle rock: Results from ODP Leg 209 // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 311. P. 242–252.

Barnes S.J. Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism // J. Petrol. 2000. V. 41. P. 387–409.

Barnes S.J., Roeder P.L. The range of spinel compositions in terrestrial mafic and ultramafic rocks // J. Petrol. 2001. P. 42. P. 2279–2302.

Baxter A.T., Aitchison J.C., Ali J.R. et al. Detrital chrome spinel evidence for a Neotethyan intra-oceanic island arc collision with India in the Paleocene // J. Asian Earth Sci. 2016. V. 128 P. 90–104.

Bhatta K., Ghost B. Chromian spinel-rich black sands from eastern shoreline of Andaman Island, India: Implication for source characteristics // J. Earth Syst. Sci. 2014. V. 123. № 6. P. 1387–1397.

Boskabadi B.A., Pitcairn I.K., Broman C. et al. Carbonate alteration of ophiolitic rocks in the Arabian–Nubian Shield of Egypt: sources and compositions of the carbonating fluid and implications for the formation of Au deposits // Int. Geol. Rev. 2016. V. 59. № 4. P. 391–419.

Dick H.B., Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. Is. 1. P. 54–76.

Evans B.W. The serpentinite multisystem revisited: Chrysotile is metastable // Int. Geol. Rev. 2004. V. 46. № 6. P. 479–506.

Evans B.W., Frost B.R. Chrome-spinel in progressive metamorphism — a preliminary analysis // Geochim. Cosmochim. Acta. 1975. V. 39. P. 959—972.

Evans B.W., Dyar M.D., Kuehner S.M. Implications of ferrous and ferric iron in antigorite // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 184–196.

Ferenc Š., Uher P., Spišiak J., Šimonová V. Chromium- and nickel-rich micas and associated minerals in listvenite from the Muránska Zdychava, Slovakia: products of hydrothermal metasomatic transformation of ultrabasic rock // J. Geosci. 2016. V. 61. P. 239–254.

Gahlan H.A., Azer M.K., Asimow P.D, Al-Kahtany K.M. Petrogenesis of gold-bearing listvenites from the carbonatized mantle section of the Neoproterozoic Ess ophiolite, Western Arabian Shield, Saudi Arabia // Lithos. 2020. V. 12. 105679.

Godard M., Carter E.J., Decrausaz T. et al. Geochemical profiles across the listvenite-metamorphic transition in the basal megathrust of the Semail ophiolite: Results from drilling at OmanDP Hole BT1B // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2021. V. 126. Is. 12. Article e2021JB022733.

Halls C., Zhao R. Listvenite and related rocks: Perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, Co. Mayo, Republic of Ireland // Mineral. Deposita. 1995. V. 30. № 3–4. P. 303–313.

Hellebrand E., Snow J.E., Dick H.J.B., Hofmann A. Coupled major and trace elements as indicators of the extend of melting in mid-ocean ridge peridotites // Nature. 2001. V. 410. P. 677–681.

Hisada K., Arai S. Detrital chrome spinels in the Cretaceous Sanchu sandstone, central Japan: indicator of serpentinite protrusion into a fore-arc region // Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 1993. V. 105. P. 95–109.

Ishii T., Robinson P.T., Maekawa H., Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana Forearc, Leg. 125 / // Proc. ODP: Sci. Res. Eds. P. Fryer, J.A. Pearce, L.B. Stokking. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 1992. V. 125. P. 445–485.

LeMée L., Girardeau J., Monnier C. Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge // Nature. 2004. V. 432. P. 167–172.

Lockwood J.P. Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentinite // Geol. Soc. Amer. Bull. 1971. V. 82. P. 919–936.

McPhail D.C., Berman R.G., Greenwood H.J. Experimental and theoretical constraints on aluminum substitution in magnesian chlorite, and a thermodynamic model for H₂O in magnesian cordierite // Can. Mineral. 1990. V. 28. P. 859–874.

Mellini M., Trommsdorff V., Compagnoni R. Antigorite polysomatism: Behaviour during progressive metamorphism // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 97. P. 147–155.

Mellini M., Rumori C., Viti C. Hydrothermally reset magmatic spinels in retrograde serpentinites: Formation of "ferritchromit" rims and chlorite aureoles // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 149. P. 266–275.

Mével C. Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges // C.R. Geosci. 2003. V. 335. P. 825–852.

Moll M., Paulick H., Suhr G., Bach W. Data report: Microprobe analyses of primary phases (olivine, pyroxene, and spinel) and alteration products (serpentine, iowaite, talc, magnetite, and sulfides) in Holes 1268A, 1272A, and 1274A // Proc. ODP, Sci. Res. Eds. P.B. Kelemen, E. Kikawa, D.J. Miller. Ocean Drilling Program, College Station, TX, 2007. V. 209. P. 1–13.

Morishita T., Maeda J., Miyashita S. et al. Petrology of local concentration of chromian spinel in dunite from the low-spreading Southwest Indian Ridge // Eur. J. Mineral. 2007. V. 19. P. 871–882.

Nakatani T., Nakamura M. Experimental constraints on the serpentinization rate of fore-arc peridotites: Implications for the upwelling condition of the slab-derived fluid // Geochem. Geophys. Geosyst. 2016. V. 17. P. 3393–3419.

O'Hanley D.S. Serpentinites: Record of tectonic and petrologic history. NY and Oxford: Oxford University Press, 1996. 277 p.

Ohara Y., Stern R., Ishii T. et al. T. Peridotites from the Mariana trough: first look at the mantle beneath an active back-arc basin // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 1–18.

Oxman V.S., Parfenov L.M., Prokopiev A.V. et al. The Chersky Range ophiolite belt, Northeast Russia // J. Geol. 1995. V. 103. P. 539–556.

Page P., Barnes S.J. Using trace elements in chromites to constrain the origin of podiform chromitites in the Thetford mines ophiolite, Quebec, Canada // Econ. Geol. 2009. V. 104. P. 997–1018.

Patterson S.N., Lynn K.J., Prigent C., Warren J.M. High temperature hydrothermal alteration and amphibole formation in Gakkel Ridge abyssal peridotites // Lithos. 2021. V. 392. P. 434–438.

Pearce J.A., Barker P.F., Edwards S.J. et al. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 139. P. 36–53.

Pirnia T., Saccani E., Arai S. Spinel and plagioclase peridotites of the Nain ophiolite (Central Iran): Evidence for the incipient stage of oceanic basin formation // Lithos. 2018. V. 310–311. P. 1–19.

Pober E., Faupl P. The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps // Geol. Rundsch. 1988. V. 77. P. 641–670.

Robinson P.T., Zhou, M.F., Malpas J., Bai W.J. Podiform chromitites: Their composition, origin and environment of formation // Episodes. 1997. V. 20. № 4. 247–252.

Rollinson H., Adetunji J. Mantle podiform chromitites do not form beneath mid-ocean ridges: A case study from the Moho transition zone of the Oman ophiolite // Lithos. 2013. V. 177. P. 314–327.

Rollinson H., Adetunji J. The geochemistry and oxidation state of podiform chromitites from the mantle section of the Oman ophiolite: a review // Gondwana Res. 2015. V. 27. P. 543–554.

Rouméjon S., Cannat M., Agrinier P. et al. Serpentinization and fluid pathways in tectonically exhumed peridotites from the Southwest Indian Ridge $(62^{\circ}-65^{\circ}E)$ // J. Petrol. 2015. V. 56. No 4. P. 703–734.

Rouméjon S., Früh-Green G.L., Orcutt B.N., the IODP Expedition 357 Science Party. Alteration heterogeneities in peridotites exhumed on the southern wall of the Atlantis Massif (IODP Expedition 357) // J. Petrol. 2018. V. 59. P. 1329–1358.

Rouméjon S., Andreani M., FrühGreen G.L. Antigorite crystallization during oceanic retrograde serpentinization of abyssal peridotites // Contrib. Mineral. Petrol. 2019. V. 174. Article 60.

Schreyer W., Medenbach O., Abraham K. et al. Kulkeite, a new metamorphic mineral: Ordered 1:1 chlorite/talc mixed-layer // Contrib. Mineral. Petrol. 1982. V. 80. P. 103–109.

Staddon L.G., Parkinson I.J., Cavosie A.J. et al. Detrital chromite from Jack Hills, Western Australia: Signatures of metamorphism and constraints on provenance // J. Petrol. 2021. V. 62. \mathbb{N} 12. P. 1–30.

Urann B.M., Dick H.J.B., Parnell-Turner R., Casey J.F. Recycled arc mantle recovered from the Mid-Atlantic Ridge // Nature Communications. 2020. V. 11. Article 3887.

Veblen D.R. Microstructures and mixed layering in intergrown wonesite, chlorite, talc, biotite and kaolinite // Amer. Mineral. 1983. V. 68. P. 566–580.

Veblen D.R., Buseck P.R. Serpentine minerals: Intergrowths and new combination structures // Science. 1979. V. 206. № 4425. P. 1398–1400.

Wakabayashi J. Clastic sedimentary rocks and sedimentary mélanges: Potential naturally occurring asbestos occurrences

(amphibole and serpentine) // Environ. Eng. Geosci. 2020. V. XXVI. № 1. P. 15–19.

Warr L.N. IMA-CNMNC approved mineral symbols // Mineral. Mag. 2021. V. 85. P. 291–320.

Warren J.M. Global variations in abyssal peridotite compositions // Lithos. 2016. V. 248. P. 193–219.

Xiong Q., Henry H., Griffin W.L. et al. High- and low-Cr chromitite and dunite in a Tibetan ophiolite: evolution from mature subduction system to incipient forearc in the Neo-Tethyan Ocean // Contrib. Mineral. Petrol. 2017. V. 172. Article 45.

Zimmerle W. The geotectonic significance of detrital brown spinel in sediments // Mitt. Geol. Palaeont. Inst. Univ. Hamburg. 1984. V. 56. P. 337–360.

Metamorphosed Ultramafic and Mafic Lithoclasts and Detrital Minerals from Sandstones of Clastic Ophiolitic Deposits of the Rassokha Terrane: a Setting of Formation of the Chersky Range Ophiolites

G. V. Ledneva¹, B. A. Bazylev², S. N. Sychev^{1, 3, 4}, A. V. Rogov⁵

¹Geological Institute, RAS, Moscow, Russia ²V.I. Vernadsky Institute of geochemistry and analytical chemistry, RAS, Moscow, Russia ³St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, St. Petersburg, Russia ⁴A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute, St. Petersburg, Russia ⁵Gold Mining LLC, Yakutsk, Russia

Ophiolite-derived clastic rocks of the Rassokha terrane in the Chersky Range of the Verkhoyansk—Kolyma folded area were studied to obtain representative characteristics of the eroded source metamorphosed ultramafic and mafic rocks, to gain an insight into the possible geodynamic setting in which the protoliths of these rocks were formed, and to identify the possible source of the eroded material. The composition of lithoclasts and detrital minerals of the serpentinite and listwanite sandstones suggests that their source was composed of serpentinite, chloritite, listwanite, and dolomite rocks and that this source was proximal. Prior to the source erosion, the ultramafic and mafic rocks were metamorphosed and recrystallized, listwanite was formed, and the ultramafic rocks were tectonically disintegrated and combined with units of carbonate rocks (dolomite). Ultramafic rocks from lithoclasts experienced allochemical metamorphic retrogression during at least the latest stage of their serpentinization in a nonoceanic setting, where also the listwanite was formed. The Late Neoproterozoic ophiolites of the collisional belt of the Chersky Range were the most probable source for the protoliths of the clastic material. The protoliths of the ophiolite rock were probably formed in a backarc setting. Considered together with the published ages, our data indicate that relics of suprasubduction oceanic lithosphere of the Neoproterozoic basin occurred in the Chersky Range.

Keywords: ophiolite, Cr-spinel, serpentine, chlorite, talc, listwanite (listvenite), the Rassokha terrane, the Verkhoyansk-Kolyma folded area