

УДК 549.01:550.4

## ПЛАВЛЕНЫЕ ПОРОДЫ (КЛИНКЕРЫ И ПАРАЛАВЫ) ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ХАМАРИН-ХУРАЛ-ХИД, ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ: МИНЕРАЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ

© 2020 г. Е. А. Савина<sup>a</sup>, И. С. Перетяжко<sup>a</sup>, \*, Е. А. Хромова<sup>b</sup>, В. Е. Глушкова<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

<sup>b</sup>Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, Россия

\*e-mail: pgmigor@mail.ru

Поступила в редакцию 08.08.2019 г.

После доработки 02.12.2019 г.

Принята к публикации 29.12.2019 г.

Впервые охарактеризованы минералого-геохимические особенности и получены оценки условий формирования плавленых пород пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид в Восточной Монголии. Клинкеры и паралавы образовались в результате частичного плавления раннемеловой осадочной толщи, вызванного воздействием природных угольных пожаров, которые происходили как минимум с начала XIX в. На изученной площади комплекса преобладают пирогенно измененные пелитовые породы, а вблизи эпицентров горения угля их плавленые разновидности – клинкеры дацитового и риолитового состава. Намного реже встречаются паралавы, сформированные из мафического ненасыщенного по  $\text{SiO}_2$  обогащенного Ca и Na расплава, который образовался в процессе плавления силикатных минералов (новообразованных, реликтовых), находящихся в известняке. Пирогенно измененные аргиллиты и клинкеры содержат кислое силикатное стекло с оплавленными зернами кварца, полевых шпатов, монацита и других минералов, а также новообразованные фазы – кордиерит-секанинант, герцинит, магнетит, гематит, ферросилит, кристобалит, барит-целестин, иногда рутил, ильменит, фторапатит, фаялит. Паралавы представлены раскристаллизованными породами, сложенными минералами фенокристной ассоциации (плагиоклазом, Al-клинопироксеном, мелилитом), между которыми в интерстициях находятся плеонаст, K-Ва полевые шпаты (цельзиан, гиалофан), минералы рёйтит-куратитовой серии, Ca-Fe оливины (Ca-фаялит, кирштейнит), пирротин, барит, фторапатит. Обнаружены также бариевые Fu-Cu сульфиды из группы джерфишерита (зонарит, оуенсит) и фосфиды Fe (штрейберзит, баррингерит, эвтектика  $\alpha$ -Fe +  $\text{Fe}_3\text{P}$ ). На завершающей стадии формирования матрикса паралав кристаллизовался Ca-содержащий минерал из группы нефелина, предположительно, давидсмитит. Кристаллизация расплавов паралав происходила в высокотемпературных условиях (1365–945°C для фосфидов Fe, около 1100°C для минералов рёйтит-куратитовой серии и 950–850°C для Fe-Сa оливинов) при летучести кислорода от IW до QFM буферов. Локально создавались крайне восстановительные условия, при которых в расплавах находились мелкие выделения фосфидов Fe и самородного железа. Встречаются также паралавы, содержащие  $\text{Fe}^{3+}$ -плеонаст и минералы подгруппы рёйтита с большой долей минала доррита, которые образовались в окислительных условиях, вероятно, соответствующих НМ буферу. Мелилит-нефелиновые паралавы пирометаморфических комплексов Монголии (Хамарин-Хурал-Хид и Нилгинского) имеют близкие минералого-геохимические особенности. Подобные пирогенные породы нигде ранее в мире не описывались. Отличия минерально-фазового и геохимического составов клинкеров и паралав этих комплексов могут быть связаны с вариациями состава участующего в плавлении осадочного протолита (пелитовых и карбонатных пород), а также с локальными изменениями физико-химических условий их формирования (температуры, флюидного режима, летучести кислорода, скорости охлаждения–закаливания пирогенных расплавов и других факторов).

**Ключевые слова:** клинкер, паралава, пирогенные плавленые породы, пирометаморфический комплекс Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия

**DOI:** 10.31857/S0869590320050052

### ВВЕДЕНИЕ

Клинкеры и паралавы формируются в процессе плавления различных типов дегидратирован-

ного и частично декарбонатированного осадочного протолита под воздействием высоких температур, вызванных пожарами каустобиолитов (угля, битумов, природного газа). Фазовый состав

плавленых пород определяется сочетанием нескольких факторов: особенностями состава осадков угленосной толщи, локальными вариациями окислительно-восстановительных условий в очаге горения, температурой и температурными градиентами в зоне пожара, скоростью охлаждения/закалки расплавов и другими параметрами. До настоящего времени нет общепринятой классификации пирогенных пород. Термин клинкер обычно используют для обозначения частично плавленых метапелитов, содержащих кислое силикатное стекло (Cosca et al., 1989; Grapes, 2011; Coal and Peat Fires ..., 2015). К паралавам относят продукты плавления вещества, образованного в ходе пирогенных изменений карбонатно-силикатных осадочных пород (Cosca, Peacor, 1987; Cosca et al., 1989; Сокол и др., 2005; Grapes, 2011; Coal and Peat Fires ..., 2015). Состав паралав варьирует в широком диапазоне концентраций породообразующих элементов (Si, Al, Fe, Ca, Mg, K, Na) и часто не имеет аналогов среди изверженных пород.

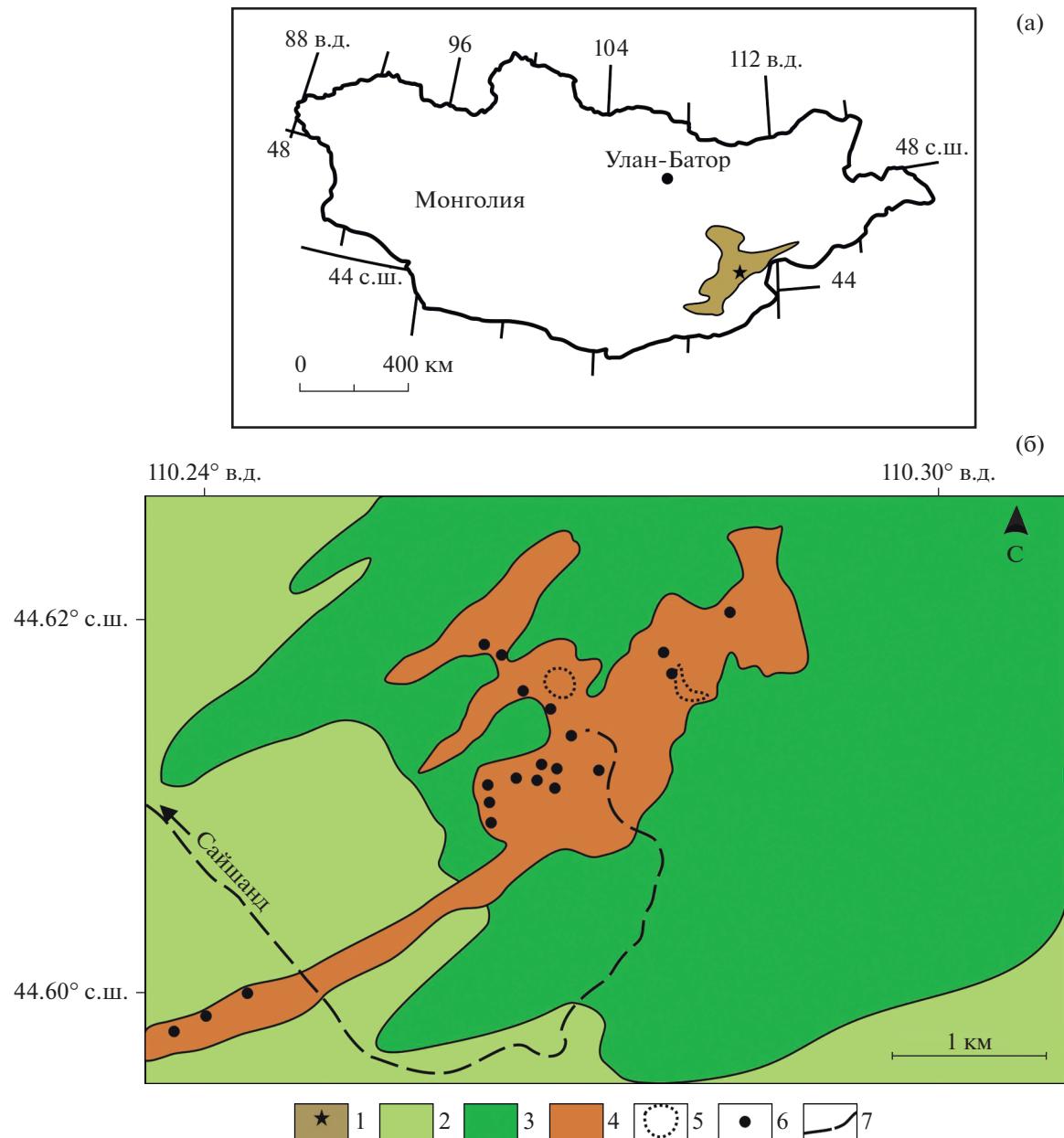
На территории Монголии известно большое количество угольных месторождений различного возраста (Erdenetsogt et al., 2009), но проявления пирогенных пород на них не встречались либо им не уделялось должного внимания. Ранее мы изучали Нилгинский пирометаморфический комплекс в Центральной Монголии, где в результате плавления пелитовых и карбонатно-силикатных осадочных пород, вызванного природными угольными пожарами, формировались клинкеры и мелилит-нефелиновые паралавы с уникальными минерально-фазовыми ассоциациями (Перетяжко и др., 2018). В Восточной Монголии также известны очаги современного природного горения бурого угля в районе Хамарин-Хурал-Хид (Покровский, 1949), но пирогенные породы здесь не изучались. В настоящей работе представлены первые результаты исследования минерально-фазового состава и геохимии нескольких разновидностей плавленых пород, которые были обнаружены на площади пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид. Анализируются геохимические особенности клинкеров, паралав и осадочных пород, в разной степени измененных пирогенными процессами. Приводятся данные по рентгенофазовому анализу пород, составам породообразующих, второстепенных, акцессорных и редких минералов, обсуждаются условия кристаллизации некоторых из них. Проводится сравнение минералого-геохимических особенностей клинкеров и мелилит-нефелиновых паралав, не имеющих аналогов в мире, из пирометаморфических комплексов Восточной и Центральной Монголии.

## ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Небольшое проявление (месторождение, не имеющее промышленной значимости) бурого угля Хамарин-Хурал-Хид расположено в 32 км на юго-восток от г. Сайшанд в пределах Восточно-Монгольской угленосной провинции (рис. 1а), занимающей обширную территорию около 450000 км<sup>2</sup> (Erdenetsogt et al., 2009). Бурый уголь здесь добывали открытым способом в небольших объемах для местного потребления. В настоящее время такие работы не проводятся. Масштабы распространения буроугольных пластов не определены и уголь не изучался. Единственное краткое описание пирогенно измененных осадочных пород (горельников) этого района проводится в работе В.П. Покровского (1949).

Коренные выходы горельников прослеживаются вдоль узкой полосы в северо-восточном направлении на 8–10 км при максимальной ширине в центральной части до 1.5–2 км. Пирогенные породы находятся среди раннемеловых отложений дзунбаинской свиты – песчаников, алевропесчаников, конгломератов, кремнистых сланцев, угленосных аргиллитов и алевролитов. Небольшие фрагменты угольных пластов мощностью 0.5–1 м вскрыты по долинам временных водотоков в нескольких участках осадочной толщи среди аргиллитов и алевропесчаников. В результате разновозрастных природных угольных пожаров на этой территории формировался характерный для горельников рельеф с многочисленными провалами и пещерами, образованными в результате обрушения осадочных пород после выгорания прослоев угля. По историческим данным пещеры в пирогенных породах использовались с 1821 г. буддийскими монахами как помещения для монастыря Хамарин-Хайд. Последний угольный пожар происходил с 1932 по 1949 гг. Здесь были описаны отложения нашатыря и самородной серы из газовых возгонов, идущих по трещинам в раскаленных докрасна и частично оплавленных осадочных породах (Покровский, 1949). Открытое горение угля в настоящее время не наблюдается, но очаг угольного тления в районе последнего пожара, по-видимому, сохраняется, поскольку пирогенно измененные осадочные породы на поверхности имеют повышенную температуру.

В ходе полевых работ в 2016 и 2018 гг. было опробовано несколько коренных выходов плавленых пород, похожих на лавы и шлаки. На юго-западном участке площади изучались пирогенные породы в пределах гряды высотой до 5 м при ширине 150–200 м, которая прослеживается примерно на 2 км (рис. 1б). Грязь сложена обожженными аргиллитами с останцами массивного, часто стекловатого клинкера, окрашенного в разные оттенки кирпично-красного и сиреневого цветов. Встречаются породы флюидальной текстуры с чередованием



**Рис. 1.** Восточно-Монгольская угленосная провинция на карте Монголии (а) и схематическая геологическая карта пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид (б).  
1 – положение пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид в пределах угленосной провинции; 2 – песчано-конгломератовая толща Дзунбаинской свиты ( $K_1$ ); 3 – глины, песчаники, угленосные аргиллиты Дзунбаинской свиты ( $K_1$ ); 4 – пирогенно измененные осадочные породы, клинкеры и паралавы; 5 – участок угольного пожара 1932–1949 гг. (слева на схеме) и пещеры буддийского монастыря Хамарин-Хайд (справа на схеме); 6 – точки опробования; 7 – дорога в г. Сайшанд.

сиреневых и черных стекловатых прослоев мощностью от 0.3 до 1 см. Массивный клинкер содержит в разном количестве и соотношении стекло, оплавленные зерна кварца и полевых шпатов (плагиоклаза, санидина) до 5 мм в сечении, обломки и реликтовые прослои пирогенно измененных аргиллитов и песчаников. Геологические наблюдения указывают на формирование клин-

керов при частичном плавлении осадочной толщи, вызванном угольными пожарами.

В центральной части площади горельника, где пирогенная толща выходит на участке масштабных преобразований осадочной толщи, массивные стекловатые клинкеры формируют в рельефе положительные формы – удлиненные холмы и гряды, нередко причудливых очертаний. Среди

пирогенных пород преобладают кирпичные и буровато-красные измененные аргиллиты и клинкеры. В результате разрушения осадочной толщи временными водотоками образовались многочисленные овраги, провалы и пещеры. Мощность разрезов пирогенных пород составляет 2–5 м, иногда достигая 15 и более метров в северо-восточной части горельника, где располагались пещеры буддийского монастыря. В основании разрезов обнаружены аргиллиты и алевропесчаники (рис. 2а). Над ними среди измененных аргиллитов находятся частично выгоревшие прослои угля мощностью до 10 см, а выше них – слой до 3–5 м по мощности брекчированных пород, содержащих преимущественно остроугольные обломки размером 20–40 см кирпично-красного измененного аргиллита и черного стекловатого клинкера (рис. 2б). В этом слое также обнаружены обособления желтоватой карбонатно-силикатной флюидальной породы (рис. 2а, врезка) и паралавы размером до 20–30 см. Паралава, в отличие от клинкера, имеет более плотную массивную текстуру, и на поверхности образцов часто прослеживаются следы течения расплава. Нередко паралава содержит ксенолиты пирогенно измененного аргиллита, клинкера и черного стекла. В долинах временных водотоков на этом участке встречаются также глыбы паралав размером до одного метра в сечении. Пирогенно измененные осадочные и плавленые породы на изученной площади мы объединили в пирометаморфический комплекс Хамарин-Хурал-Хид.

## МЕТОДИКИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Валовый состав пирогенных пород определяли в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) следующими методами: рентгенофлюoresцентным на многоканальном рентгеновском спектрометре CPM-25 (породообразующие элементы), титрованием ( $\text{FeO}$ ,  $\text{CO}_2$ ) и гравиметрии ( $\text{H}_2\text{O}^+$ ,  $\text{H}_2\text{O}^-$ , общая сера). Анализ примесных элементов проводили методом масс-спектрометрии с ионизацией в индуктивно связанной плазме (ICP-MS) на масс-спектрометре NexION 300D (Agilent Technologies Inc) в ЦКП “Изотопно-геохимических исследований” ИГХ СО РАН. При химической подготовке проб применяли методику открытого кислотного разложения (аналитик Л.С. Таусон).

Для изучения минералов и стекол в породах использовали сканирующую электронную микроскопию и энерго-дисперсионную спектрометрию (СЭМ ЭДС). Анализы выполняли на электронном микроскопе Carl Zeiss LEO-1430VP с системой микроанализа INCA Energy 350 (г. Улан-Удэ, ГИН СО РАН). Качество анализов контролировали на эталонных образцах кварца, альбита, калиевого полевого шпата, волластонита, металлов и синтетических соединений  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaF}_2$ ,  $\text{NaCl}$  из стандартных наборов для микроанализа

(№ 6316 и № 7682, Micro-Analysis Consultants Ltd). Матричные эффекты учитывали по методу XPP, реализованному в программном обеспечении INCA Energy. Анализы минералов и стекол проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе зонда 0.5 нА и длительности накопления спектров 50 с. Для данных условий нижняя граница определяемых концентраций элементов составила 0.2–0.3 мас. %, а средняя случайная погрешность по основным ( $>10$  мас. %), второстепенным (1–10 мас. %) и примесным (0.3–1 мас. %) элементам – 0.9, 3.0 и 13 отн. % соответственно (Лаврентьев и др., 2015). Стекла и минералы анализировали в режиме сканирования прямоугольных участков площадью более 10  $\mu\text{m}^2$ , что позволило уменьшить до минимума потерю щелочных элементов.

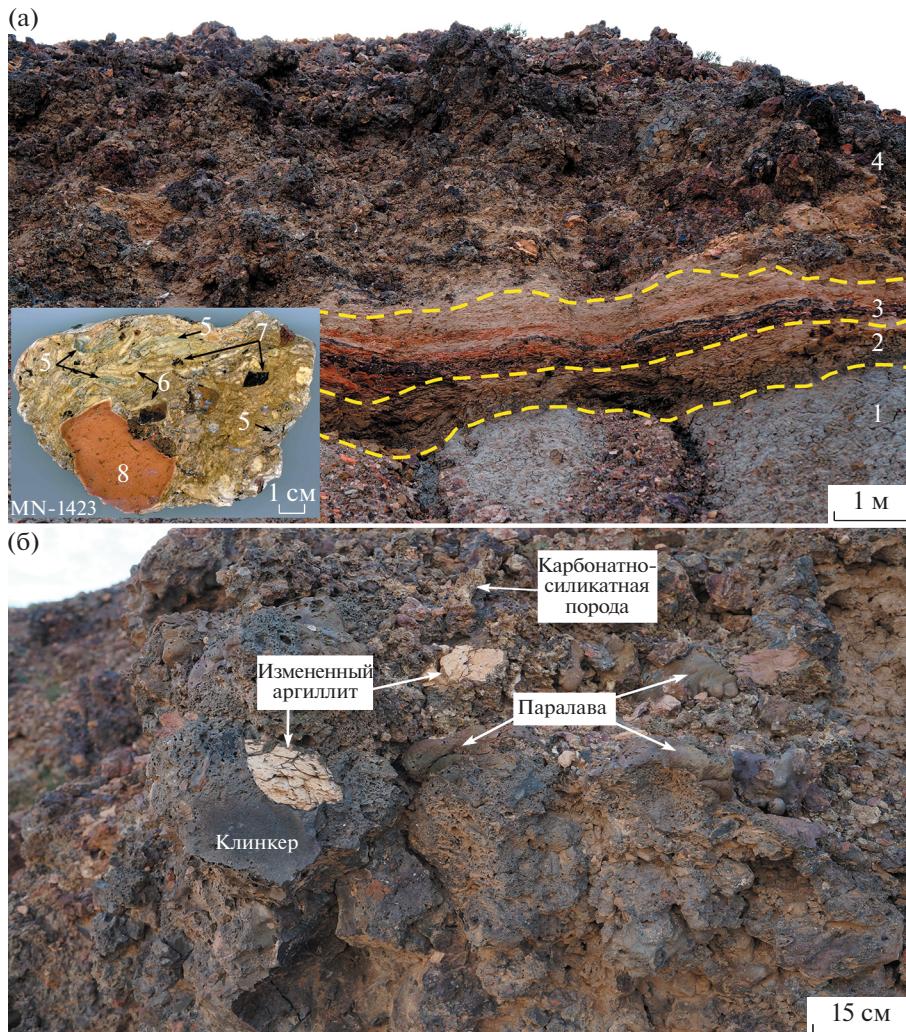
Рентгенофазовое изучение пород выполнили на дифрактометре D8 ADVANCE Bruker, оснащенном детектором VANTEC-1 PSD в диапазоне углов  $2\theta$  от  $5^\circ$  до  $70^\circ$ , используя  $\text{CuK}\alpha$  источник излучения при следующих параметрах: 40 кВ, 40 мА, время экспозиции 1 с, размер шага  $0.02^\circ 2\theta$  (ИГХ СО РАН, аналитики А.Н. Сапожников, Е.В. Канева).

Спектры комбинационного рассеяния (КР) получили на конфокальном рамановском спектрометре Horiba Jobin Yvon LabRam HR800 с детектором Horiba Scientific Symphony II CCD, охлаждаемым жидким азотом (г. Новосибирск, ИГМ СО РАН). Для съемки КР-спектров минералов и фаз использовали лазер 532 нм Nd:YAG мощностью 50 мВт и оптический поляризационный микроскоп Olympus BX-41 с объективом 100 $\times$  при диафрагме 50–100 мкм.

Кристаллохимические формулы минералов рассчитывали в программном комплексе CRYSTAL (Перетяжко, 1996). Для оценок условий кристаллизации минералов использовали экспериментальные данные из работ (Boivin, 1980; Mukhopadhyay, Lindsay, 1983; Davidson, Mukhopadhyay, 1984; Kunzmann, 1999; Haefeker et al., 2012).

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Валовые составы и концентрации элементов-примесей определены в нескольких образцах алевропесчаника, аргиллита, пирогенно измененных осадочных пород и клинкеров (табл. 1, ан. 1–9). При прокаливании проб  $>105^\circ\text{C}$  происходит потеря  $\text{H}_2\text{O}^+$ : из аргиллита 4.66 мас. %, обр. MN-1418, и 1.37 мас. % из измененного белого аргиллита, обр. MN-1422 (см. рис. 2б). Флюидальная карбонатно-силикатная порода в обр. MN-1423 (рис. 2а, врезка) имеет высокие концентрации  $\text{CaO}$ ,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и значительную примесь  $\text{Na}_2\text{O}$  (табл. 1, ан. 4). На TAS-диаграмме вулканических пород безводные составы аргиллита, алевро-



**Рис. 2.** Коренные обнажения пирогенных пород в центральной части комплекса Хамарин-Хурал-Хид: (а) – разрез пирогенной толщи с врезкой для образца карбонатно-силикатной породы MN-1423. (б) – детализация слоя брекчированных пирогенных пород.

На фото (а) выделены пунктирной линией участки: 1 – свалы пород в нижней части разреза, 2 – аргиллит с прослоями алевропесчаника, 3 – реликты частично выгоревших слоев угля (черное) среди пирогенно измененных аргиллитов, 4 – брекчированные пирогенные породы. На врезке – фото обр. MN-1423: 5 – ксенолиты известняка с тонкими черными прослойками Na-алюмосиликатного (близкого по составу к альбиту-анортоклазу) стекла, 6 – флюидальные слои, выполненные кальцитом, 7 – выделения черного Na-алюмосиликатного стекла во флюидальном матриксе, 8 – ксенолит пирогенно измененного аргиллита.

песчаника, измененных пород осадочной толщи и клинкеров находятся в поле низкощелочных дацитов и риолитов при вариациях концентрации  $\text{SiO}_2$  68–81 мас. % и суммы щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) 2–5.3 мас. % (рис. 3). Клинкеры содержат стекло преимущественно кислого состава, в котором  $\text{SiO}_2 > 67$  мас. % и  $\text{K}_2\text{O}$  (3–8 мас. %) преобладает над  $\text{Na}_2\text{O}$  (2–5 мас. %). В этой группе пород минимальные концентрации примесных элементов имеют алевропесчаник и аргиллит (обр. MN-1424, MN-1418), а максимальные – клинкеры. Для мультиэлементных нормированных к примитивной мантии распределений пород характерна близкая

форма с максимумами  $\text{Cs}$ ,  $\text{U}$ ,  $\text{La}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Nd}$ ,  $\text{Sm}$ ,  $\text{Gd}$  и минимумами  $\text{Ba}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{P}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Hf}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Y}$  (рис. 4а).

По валовому составу паралавы являются нефелин-нормативными ненасыщенными по  $\text{SiO}_2$  (39–45 мас. %), обогащенными  $\text{CaO}$  (17–24 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (18–21 мас. %) и  $\text{Na}_2\text{O}$  мафическими породами (табл. 1, ан. 10–18). Для них характерно значительное преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  (4.5–6.5 мас. %) над  $\text{K}_2\text{O}$  (0.3–0.7 мас. %) и  $\text{FeO}$  (2.2–4.3 мас. %) над  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (<0.1–4.1 мас. %) при отношении  $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$  до 22, а также близкие концентрации  $\text{MgO}$  (3.5–5.3 мас. %), примеси (мас. %):  $\text{P}_2\text{O}_5$

Таблица 1. Геохимическая характеристика пиропород комплекса Хамарин-Хурал-Хид

Компоненты	1424*	1418	1422	1423	1364	1401	1402	1408	1415
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	81.31	63.25	68.95	16.31	75.00	69.66	69.33	67.71	68.98
TiO <sub>2</sub>	0.25	0.92	1.43	0.34	0.95	0.81	0.86	1.03	0.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.38	17.48	23.10	9.07	13.41	15.56	15.40	17.81	14.17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.98	4.27	0.82	0.84	3.36	0.11	0.38	1.65	3.19
FeO	0.45	0.16	0.44	0.44	0.35	3.47	3.16	3.12	0.18
MnO	0.05	0.02	0.03	0.10	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02
MgO	0.36	0.94	0.70	1.94	0.73	1.03	1.04	1.24	0.87
CaO	1.11	0.87	1.64	39.94	0.64	0.63	0.76	0.65	2.27
Na <sub>2</sub> O	2.17	2.16	1.42	2.62	1.59	2.47	2.55	1.70	1.67
K <sub>2</sub> O	3.28	2.16	0.56	0.33	2.03	2.83	2.56	2.08	2.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.07	0.11	0.23	0.07	0.08	0.09	0.05	0.07
CO <sub>2</sub>	0.13	0.07	0.43	26.16	0.13	<0.10	0.06	<0.10	1.18
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1.27	4.66	1.37	1.50	1.07	1.81	1.87	1.80	2.51
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.17	2.43	0.19	0.45	0.24	0.29	0.22	0.17	0.67
S <sub>общ</sub>	<0.10	0.11	<0.10	0.17	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
Сумма	100.97	99.57	101.19	100.44	99.60	98.78	98.31	90.05	98.84
Li	20	83	71	24	26	23	27	32	20
Be	1.6	2.8	3.4	2.6	2.0	2.1	2.1	2.6	2.4
Rb	131	107	33	20	98	107	104	114	112
Cs	3.4	8.9	8.5	2.4	7	7.5	7.5	10	8.7
Ba	713	454	179	255	377	469	492	402	440
Sr	194	319	313	1505	142	317	262	170	316
Zr	35	74	87	99	64	96	109	201	85
Hf	0.91	2.1	2.3	2.6	1.9	2.8	3.1	5.3	2.2
Ta	0.45	1.1	2.1	0.58	0.73	1.1	1.2	1.4	1.1
Nb	5.2	13	25	7.9	10	14	15	19	15
Ni	7.9	33	22	33	23	23	18	21	19
Co	4.8	8.4	3.2	11	18	14	12	8.4	9.4
Cr	17	56	66	43	51	77	71	83	58
V	26	196	75	74	94	91	88	138	105
Ga	11	20	39	6	15	19	19	24	18
Ge	1.4	15	0.56	0.49	0.24	1.0	0.49	1.3	1.5
Sc	2.7	15	11	12	11	11	12	17	12
Cu	11	34	34	56	31	32	30	52	30
Zn	19	88	74	18	35	80	82	92	77
Mo	0.93	4.7	1.9	1.1	0.87	1.3	0.94	2.1	0.86
Sn	0.98	2.6	2.4	0.17	1.2	1.4	0.73	4.9	2.4
Sb	0.50	0.92	0.70	0.24	0.89	1.5	0.97	2.3	1.8
W	0.75	2.0	3.7	1.1	1.5	1.8	1.7	2.8	2.7
Tl	0.54	0.49	1.2	0.11	0.81	0.53	0.64	0.81	0.67
Pb	17	16	27	0.99	5.7	16	14	38	32
Th	4.4	8.2	13	7.8	10	10	10	13	10
U	4.4	8.2	13	7.8	1.9	2.1	10	13	10
Y	8.6	11	16	21	17	18	20	34	18
La	15	23	32	19	33	31	33	42	35
Ce	29	50	65	35	69	66	70	88	91
Pr	3.5	5.6	7.3	4.1	7.8	7.7	8.1	10	9.2
Nd	13	21	27	16	29	30	32	40	38
Sm	2.5	3.9	5.0	3.3	5.6	5.8	6.3	8.4	8.0
Eu	0.61	0.76	0.87	0.71	1.1	1.2	1.3	1.7	1.6
Gd	2.2	3.2	4.0	3.3	4.6	5.1	5.4	7.7	6.8
Tb	0.30	0.42	0.53	0.50	0.64	0.71	0.77	1.1	0.92
Dy	1.7	2.2	2.8	3.2	3.6	3.8	4.2	6.5	4.5
Ho	0.32	0.42	0.55	0.68	0.65	0.70	0.77	1.3	0.77
Er	0.90	1.2	1.5	2.1	1.8	1.9	2.2	3.7	2.0
Tm	0.13	0.19	0.22	0.34	0.25	0.28	0.31	0.52	0.27
Yb	0.83	1.3	1.5	2.2	1.6	1.8	2.0	3.5	1.7
Lu	0.13	0.18	0.21	0.35	0.24	0.25	0.29	0.52	0.23

Таблица 1. Окончание

Компоненты	1367	1407	1410	1411	1412	1413	1419	1420	1425
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	42.18	45.06	45.37	39.72	42.75	43.63	39.37	41.18	43.35
TiO <sub>2</sub>	0.71	0.92	0.66	0.77	0.75	0.77	0.83	0.79	0.79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.62	17.16	18.30	20.76	20.21	17.50	19.30	19.85	21.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.93	0.49	0.08	4.07	0.68	1.30	2.60	<0.10	1.19
FeO	3.63	3.75	3.35	2.85	3.45	4.31	4.35	2.21	4.06
MnO	0.26	0.22	0.21	0.23	0.29	0.29	0.32	0.19	0.18
MgO	3.74	5.26	3.49	3.89	4.35	4.09	3.73	4.16	3.55
CaO	19.15	19.13	19.01	19.18	18.56	19.51	20.37	23.51	17.49
Na <sub>2</sub> O	5.80	5.18	4.74	6.45	5.50	5.17	5.48	4.45	5.69
K <sub>2</sub> O	0.72	0.32	0.62	0.58	0.54	0.57	0.36	0.27	0.63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.80	0.64	0.17	0.40	0.30	1.28	0.93	0.23
CO <sub>2</sub>	0.45	0.67	1.94	0.37	0.90	0.68	0.36	1.13	0.57
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0.51	0.57	0.40	0.16	0.37	0.45	0.20	0.26	0.60
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0.20	0.27	0.25	0.12	0.29	0.21	0.13	0.25	0.21
S <sub>общ</sub>	0.14	0.19	0.17	<0.10	0.14	0.13	0.12	0.39	0.10
Сумма	99.21	99.99	99.23	99.32	99.18	98.91	98.80	99.57	99.75
Li	48	75	56	34	68	56	103	109	54
Be	4.2	5.4	4.0	3.3	4.2	3.8	4.3	4.8	4.6
Rb	38	13	25	25	21	25	23	16	37
Cs	3.3	1.3	1.7	2.7	2.5	2.0	3.2	1.9	3.7
Ba	1368	3702	3144	2125	2152	2695	4689	2623	2745
Sr	2991	3950	3766	2800	3475	3599	5081	5538	3214
Zr	207	239	201	196	231	231	224	222	250
Hf	5.6	6.0	5.2	5.2	6.1	6.1	5.9	5.9	6.6
Ta	1.2	1.6	1.1	1.1	1.4	1.4	1.5	1.4	1.4
Nb	16	20	15	15	17	18	19	17	19
Ni	31	14	19	42	18	22	30	7.2	26
Co	16	9.0	9.4	25	9.9	12	15	3.6	16
Cr	88	82	65	63	65	71	84	54	86
V	160	99	103	120	122	116	114	100	152
Ga	27	18	18	52	24	22	26	19	30
Ge	1.3	0.85	2.0	0.42	1.5	0.66	0.77	0.25	1.1
Sc	24	23	19	19	22	19	20	21	25
Cu	62	20	23	62	31	28	50	11	42
Zn	15	18	13	16	13	16	22	10	20
Mo	3.6	4.5	3.5	4.0	3.1	3.0	3.2	1.0	3.5
Sn	0.86	0.28	1.2	0.33	0.31	0.42	0.41	0.10	0.60
Sb	0.73	0.15	0.73	0.36	0.23	0.38	0.38	0.05	0.59
W	2.7	1.7	1.6	2.4	2.1	2.6	3.0	2.2	6.8
Tl	0.05	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03
Pb	2.4	0.67	0.83	1.4	0.88	0.96	1.1	-	1.58
Th	17	17	13	13	15	14	15	15	17
U	4.5	5.4	4.1	3.7	5.2	4.4	5.1	5.5	4.7
Y	33	56	33	28	36	34	40	44	38
La	40	71	46	34	46	44	52	55	46
Ce	81	136	85	70	90	87	97	104	92
Pr	8.9	15	10	7.8	10	9.7	11	12	11
Nd	34	57	39	30	39	37	43	48	41
Sm	6.7	11	7.6	6.0	8.0	7.4	8.6	9.5	8.1
Eu	1.2	2.5	1.8	1.3	1.7	1.7	2.0	2.1	1.9
Gd	6.0	11	7.0	5.7	7.6	7.0	8.1	9.0	7.8
Tb	0.90	1.7	1.0	0.85	1.1	1.1	1.2	1.3	1.1
Dy	6.0	9.5	5.8	4.8	6.4	6.0	6.8	7.5	6.9
Ho	1.2	1.9	1.2	1.0	1.3	1.2	1.4	1.5	1.4
Er	3.7	5.3	3.4	3.0	3.8	3.6	4.0	4.3	4.1
Tm	0.55	0.75	0.49	0.44	0.55	0.52	0.57	0.61	0.61
Yb	3.9	4.7	3.3	3.0	3.7	3.5	3.8	4.1	4.0
Lu	0.59	0.69	0.48	0.47	0.58	0.54	0.57	0.62	0.63

Примечание. \*Номера образцов имеют префикс "MN-". 1 – алевропесчаник; 2 – аргиллит; 3 – пирогенно измененный аргиллит; 4 – карбонатно-силикатная порода; 5–9 – клинкеры; 10–18 – параплавы. Концентрации оксидов даны в мас. %, при-месных элементов – ppm. Прочерк – ниже предела обнаружения ICP-MS анализа.

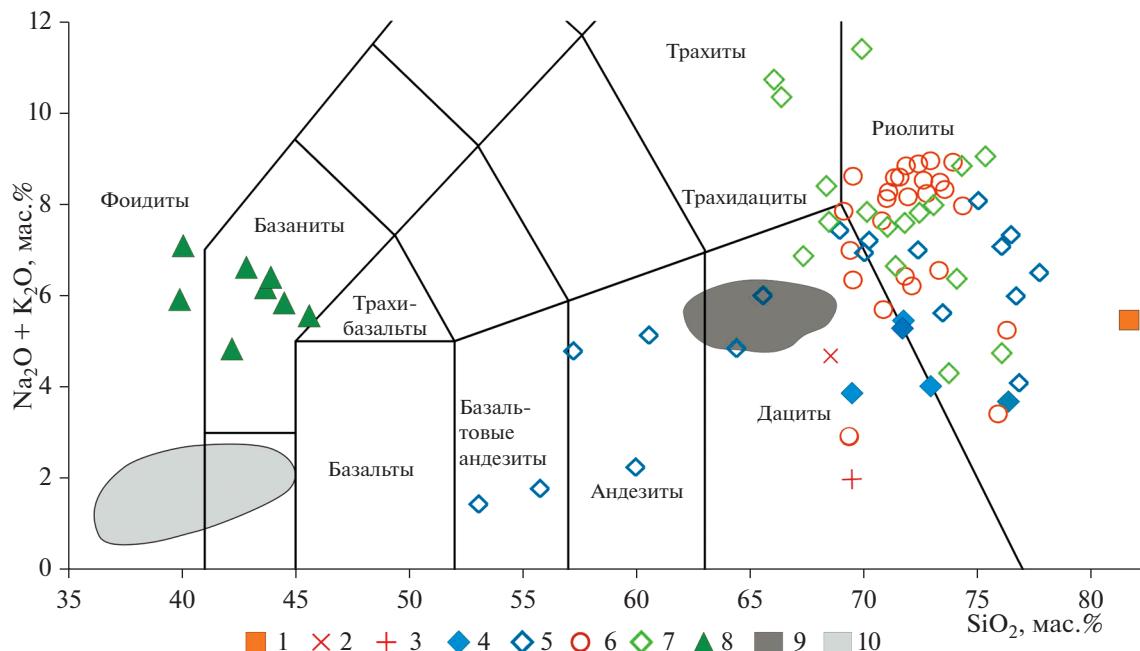


Рис. 3. TAS-диаграмма пород осадочной толщи и пирометаморфического комплекса.

1 – алевропесчаник, обр. MN-1424; 2 – аргиллит, обр. MN-1418; 3 – измененный белый аргиллит, обр. MN-1422; 4 – клинкеры; 5 – стекло в образце клинкера MN-1402; 6 – стекло в образце клинкера MN-1365; 7 – стекло в образце клинкера MN-1403; 8 – паралавы; 9 и 10 – поля состава клинкеров и паралав Нилгинского комплекса, по (Перетяжко и др., 2018).

0.2–1.3, MnO 0.2–0.3, TiO<sub>2</sub> 0.7–0.9, CO<sub>2</sub> 0.5–1.9 и S<sub>общ</sub> до 0.4. Количество H<sub>2</sub>O<sup>+</sup> в пробах изменяется от 0.2 до 0.6 мас. %. На TAS-диаграмме большинство точек состава паралав находится в поле базанита (рис. 3). Мультиэлементные нормированные к примитивной мантии распределения паралав и карбонатно-силикатной породы (обр. MN-1423) показаны на рис. 4б. Карбонатно-силикатная порода, по сравнению с паралавами, имеет минимальные концентрации примесных элементов (за исключением Cs, Rb, U) и форму их распределения, близкую к таковым для паралав. На мультиэлементных нормированных распределениях паралав наблюдаются максимумы Ba, U, La, Sr, Sm, Gd и минимумы Rb, K, Pb, P, Ti.

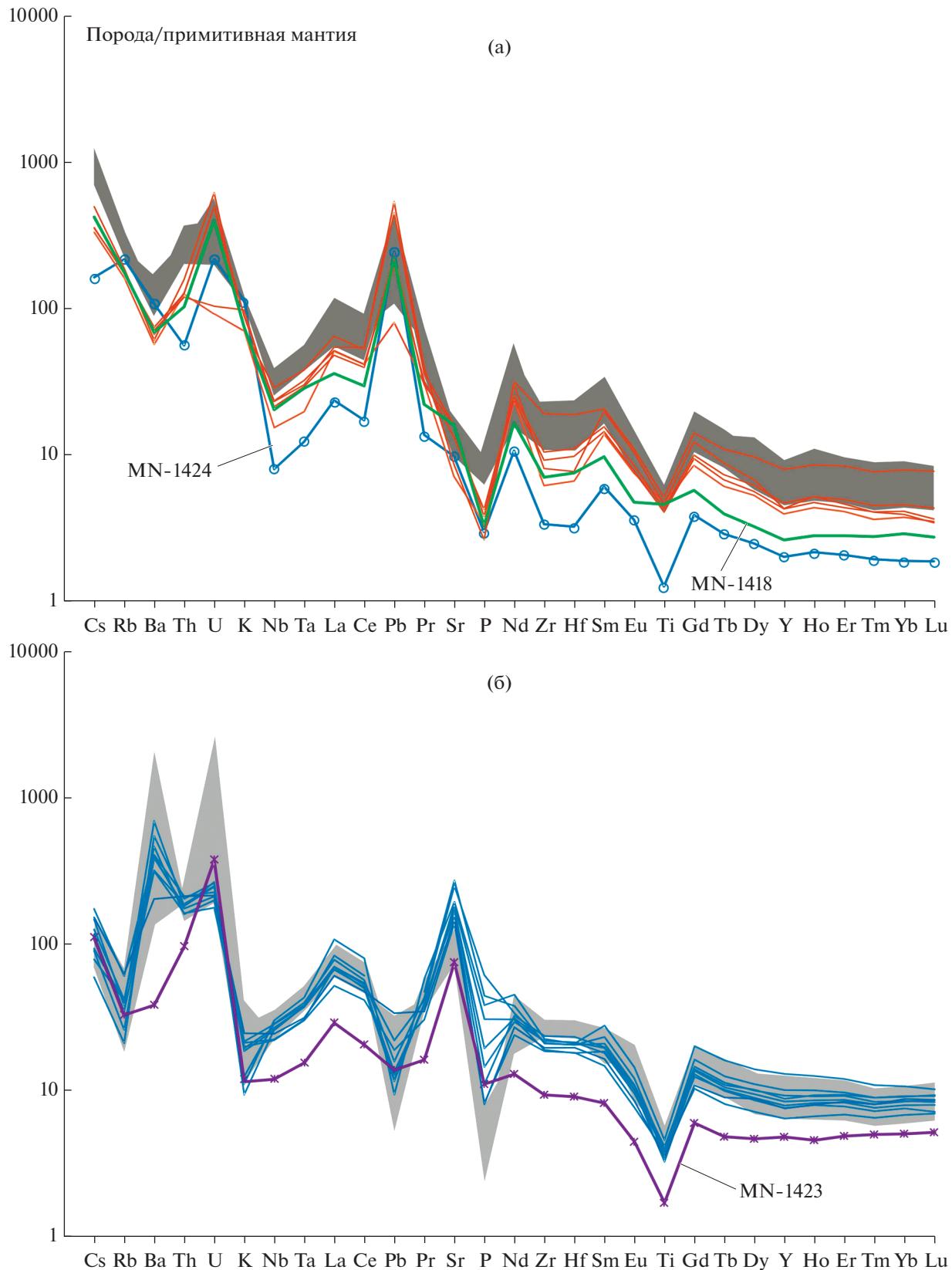
#### ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ И РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ ПИРОГЕННЫХ ПОРОД

По данным СЭМ ЭДС клинкеры содержат кислое силикатное стекло с оплавленными зернами кварца, полевых шпатов, иногда циркона, реликты обогащенного Al тонкодисперсного агрегата пирогенно измененного аргиллита, а также новообразованные микролиты кристобалита (данные рентгенофазового анализа), кордиерита-секанинита, шпинели (герцинита, хромита), гетита, магнетита, пироксена (ферросилилита), барита, целестина, фторапатита и магнетита (рис. 5б–5е). В матриксе часто встречаются включения и каверны, заполненные кальцитом, иногда сидеритом.

нита, фторапатита, фаялита, недиагностированных сульфатов и других минералов.

Чаще всего в клинкерах встречаются минералы изоморфного ряда кордиерит–секанинит (табл. 2, ан. 1, 2) в виде таблитчатых и футлярных кристаллов размером до 50–100 мкм, иногда с гексагональным сечением в разрезах поперек удлинения (рис. 5а). Ромбические упорядоченные разновидности этого ряда были диагностированы по КР-спектрам, в которых наблюдаются три пика в интервале 557–578 см<sup>-1</sup>, что отличает их от гексагонального индиалита–ферроиндиалаита, имеющего один пик около 567 см<sup>-1</sup> (Peretyazhko et al., 2017). Соотношение Mg/Fe<sup>2+</sup> в формулах минералов изменяется от 0.57 до 0.17, а максимальное содержание K достигает 0.15 форм. ед. (около 1 мас. % K<sub>2</sub>O). Большинство составов соответствует K-содержащему секаниниту.

Паралавы представлены тонкокристаллическими породами, матрикс которых слагают фенокристы и микролиты размером до 500 мкм мелилита, клинопироксена и плагиоклаза. Интерстиции между фенокристами заполнены минералом из группы нефелина с включениями шпинелидов, K-Ва полевых шпатов, оливина, минералов рёнит–куратитовой серии, пирротина, барита, целестина, фторапатита и магнетита (рис. 5б–5е). В матриксе часто встречаются включения и каверны, заполненные кальцитом, иногда сидеритом.



**Рис. 4.** Мультиэлементные распределения для пирогенных пород комплекса Хамарин-Хурал-Хид. Нормированы на состав примитивной мантии, по (McDonough, Sun, 1995).  
 (а) – сплошные линии – клинкеры и осадочные породы (аргиллит, обр. MN-1418 и алевропесчаник, обр. MN-1424), темно-серое поле клинкеров Нилгинского комплекса, по (Перетяжко и др., 2018). (б) – сплошные линии – паралавы и силикатно-карбонатная порода (обр. MN-1423), серое поле паралав Нилгинского комплекса, по (Перетяжко и др., 2018).

**Таблица 2.** Составы и кристаллохимические формулы минералов из плавленых пород комплекса Хамарин-Хурал-Хид

Компоненты	1403*	1403	1367	1425	1411	1420	1425	1420	1406
	1(6)	2(29)	3(18)	4(9)	5(4)	6(7)	7(26)	8(6)	9(43)
SiO <sub>2</sub>	47.48	49.14	46.70	35.47	44.41	46.52	42.88	41.47	50.05
TiO <sub>2</sub>	—	—					2.62	10.01	1.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	32.68	31.53	33.50	24.93	21.75	22.90	9.25	10.06	2.08
FeO	10.79	14.05					9.49	1.30	27.29
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0.49	0.85	1.78	0.54	4.03	0.29	0.87
MnO	—	—	—	—	—	—	0.36	0.93	0.62
MgO	7.13	4.83	—	—	—	—	6.89	10.71	17.37
CaO	—	—	16.95	0.99	1.14	4.03	23.41	22.65	1.19
Na <sub>2</sub> O	—	—	1.87	0.95	2.12	3.25	0.34	1.64	—
K <sub>2</sub> O	0.16	0.29	—	0.80	3.63	2.10	—	—	—
BaO	—	—	—	33.77	23.88	19.26	—	—	—
SrO	—	—	—	2.35	0.97	2.14	—	—	—
Сумма	98.23	99.84	99.51	100.11	99.68	100.74	99.25	99.05	100.68
Кристаллохимические коэффициенты									
Si	4.955	5.106	2.153	2.141	2.454	2.451	1.666	1.556	1.912
Ti	—	—	—	—	—	—	0.076	0.283	0.034
Al	4.019	3.862	1.819	1.766	1.416	1.425	0.423	0.446	0.093
Fe <sup>2+</sup>	0.942	1.222					0.310	0.041	0.873
Fe <sup>3+</sup>			0.019	0.038	0.074	0.021	0.118	0.008	0.025
Mg	1.109	0.750	—	—	—	—	0.397	0.600	0.988
Mn	—	—	—	—	—	—	0.012	0.029	0.020
Ca	—	—	0.838	0.063	0.068	0.227	0.974	0.911	0.049
Na	—	—	0.168	0.099	0.225	0.330	0.025	0.119	—
K	0.022	0.038	—	0.055	0.258	0.141	—	—	—
Ba	—	—	—	0.789	0.518	0.401	—	—	—
Sr	—	—	—	0.084	0.030	0.065	—	—	—
Сумма	11.05	10.98	5.00	5.04	5.04	5.06	4.00	3.99	4.00
O	18	18	8	8	8	8	6	6	6

**Таблица 2.** Продолжение

Компоненты	1411	1411	1419	1419	1420	1420
	10(6)	11(28)	12(6)	13(30)	14(4)	15(32)
SiO <sub>2</sub>	30.50	38.11	36.25	40.59	27.44	39.43
TiO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.69	14.03	17.57	11.80	26.78	13.83
FeO	0.50	0.70	0.77	2.85	0.00	0.04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.92	2.62	1.58	1.93	0.24	0.32
MnO	—	—	—	0.18	—	—
MgO	3.14	5.14	4.66	4.99	3.28	6.12
CaO	38.00	35.82	37.16	35.01	41.44	35.35
Na <sub>2</sub> O	1.95	3.64	2.92	3.94	0.67	3.90
Сумма	99.70	100.37	100.91	101.30	99.65	98.98
Кристаллохимические коэффициенты						
Si	1.402	1.724	1.628	1.827	1.261	1.786
Ti	—	—	—	—	—	—
Al	1.230	0.764	0.934	0.626	1.451	0.739
Fe <sup>2+</sup>	0.020	0.026	0.029	0.108	0.000	0.002
Fe <sup>3+</sup>	0.102	0.091	0.054	0.065	0.008	0.011
Mg	0.216	0.346	0.312	0.335	0.224	0.413
Mn	—	—	—	0.007	—	—
Ca	1.872	1.737	1.793	1.688	2.042	1.716
Na	0.173	0.320	0.253	0.343	0.059	0.342
Сумма	5.01	5.01	5.00	5.00	5.03	5.01
O	7	7	7	7	7	7

Таблица 2. Продолжение

Компоненты	1412	1411	1411	1406	1419	1419	1425	1425
	16(9)	17(6)	18(12)	19(4)	20(3)	21(1)	22(10)	23(18)
SiO <sub>2</sub>	—	—	—	34.81	30.74	32.41	30.12	30.89
TiO <sub>2</sub>	0.09	1.70	0.71	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	65.22	17.96	36.68	—	—	—	—	—
FeO	9.04	23.93	16.56	42.85	48.97	36.16	55.17	38.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.36	49.14	30.38	0.06	3.63	0.13	2.48	2.75
MnO	0.59	1.65	1.39	0.89	5.25	3.16	2.71	2.01
MgO	21.33	6.88	13.21	21.31	7.89	3.02	4.49	2.01
CaO	—	—	—	0.53	5.30	25.62	5.65	24.03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.11	1.52	—	—	—	—	—
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.07	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.83	101.43	100.50	100.45	101.78	100.50	100.63	100.72
Кристаллохимические коэффициенты								
Si	—	—	—	1.000	0.957	0.998	0.970	0.968
Ti	0.002	0.042	0.016	—	—	—	—	—
Al	1.930	0.693	1.251	—	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	0.190	0.558	0.409	1.034	1.276	0.932	1.487	1.017
Fe <sup>3+</sup>	0.063	1.219	0.682	0.001	0.085	0.003	0.060	0.065
Mg	0.779	0.337	0.573	0.917	0.366	0.139	0.214	0.093
Mn	0.013	0.046	0.035	0.022	0.139	0.082	0.074	0.053
Ca	—	—	—	0.016	0.177	0.846	0.195	0.804
Cr	0.002	0.003	0.034	—	—	—	—	—
V	0.002	0.002	—	—	—	—	—	—
Сумма	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	3.00	3.00	3.00
O	4	4	4	4	4	4	4	4

Таблица 2. Окончание

Компоненты	1412	1412	1411	1412	1420	1425	1411	1419
	24(15)	25(2)	26(5)	27(29)	28(31)	29(14)	30(15)	31(10)
SiO <sub>2</sub>	30.85	30.27	19.93	48.99	49.50	44.22	43.69	43.58
TiO <sub>2</sub>	9.49	9.98	4.10	—	—	—	—	—
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.67	9.59	20.62	30.86	30.72	34.41	32.81	33.19
FeO	14.48	24.80	6.72					
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.69	6.10	24.76	0.36	0.04	0.47	1.56	0.77
MnO	0.94	1.70	0.70	—	—	—	—	—
MgO	13.34	6.76	10.26	—	—	—	—	—
CaO	11.98	9.70	13.98	1.85	2.20	4.43	4.45	4.45
Na <sub>2</sub> O	1.95	2.47	0.32	16.17	15.62	15.07	15.00	15.34
K <sub>2</sub> O	—	—	—	1.66	1.52	1.80	1.98	1.31
Сумма	100.38	101.35	101.38	99.90	99.60	100.39	99.49	99.64
Кристаллохимические коэффициенты								
Si	8.031	8.383	5.411	9.131	19.218	8.309	8.335	8.431
Ti	1.882	2.079	0.838	—	—	—	—	—
Al	4.235	3.130	6.604	6.781	6.744	7.620	7.379	7.399
Fe <sup>2+</sup>	3.211	5.746	1.535					
Fe <sup>3+</sup>	0.735	1.270	5.064	0.050	0.439	0.066	0.223	0.110
Mg	5.221	2.792	4.155	—	—	—	—	—
Mn	0.211	0.397	0.160	—	—	—	—	—
Ca	3.378	2.879	4.067	0.371	0.439	0.892	0.910	0.901
Na	0.996	1.324	0.165	5.845	5.640	5.488	5.547	5.623
K	—	—	—	0.396	0.362	0.431	0.482	0.317
Сумма	28.00	28.00	28.00	22.57	22.41	22.81	22.88	22.78
O	40	40	40	32	32	32	32	32

Примечание. 1 – кордиерит; 2 – секанинант; 3 – плагиоклаз; 4 – цельзиан; 5 – гиалофан; 6 – Ba-Na-Ca-K полевой шпат; 7, 8 – клинопироксен; 9 – ферросиллит; 10–15 – мелилит; 16–18 – минералы семейства шпинели; 19–23 – оливины: 19 – гортнолит, 20 и 22 – Ca-фаялит; 21 и 23 – кирштейнит; 24–26 – рёйтит-куратит; 27–31 – Ca-содержащий минерал из группы нефелина, предположительно, давидсмитит. После порядкового номера в скобках – количество СЭМ ЭДС анализов минерала. Концентрации FeO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, коэффициенты Fe<sup>2+</sup> и Fe<sup>3+</sup> рассчитаны по стехиометрии минерала. Кристаллохимические формулы рассчитаны по кислородному методу. Прочерк – концентрации ниже предела обнаружения СЭМ ЭДС метода. Концентрации оксидов – мас. %.

\* Номера образцов имеют префикс “MN-”.

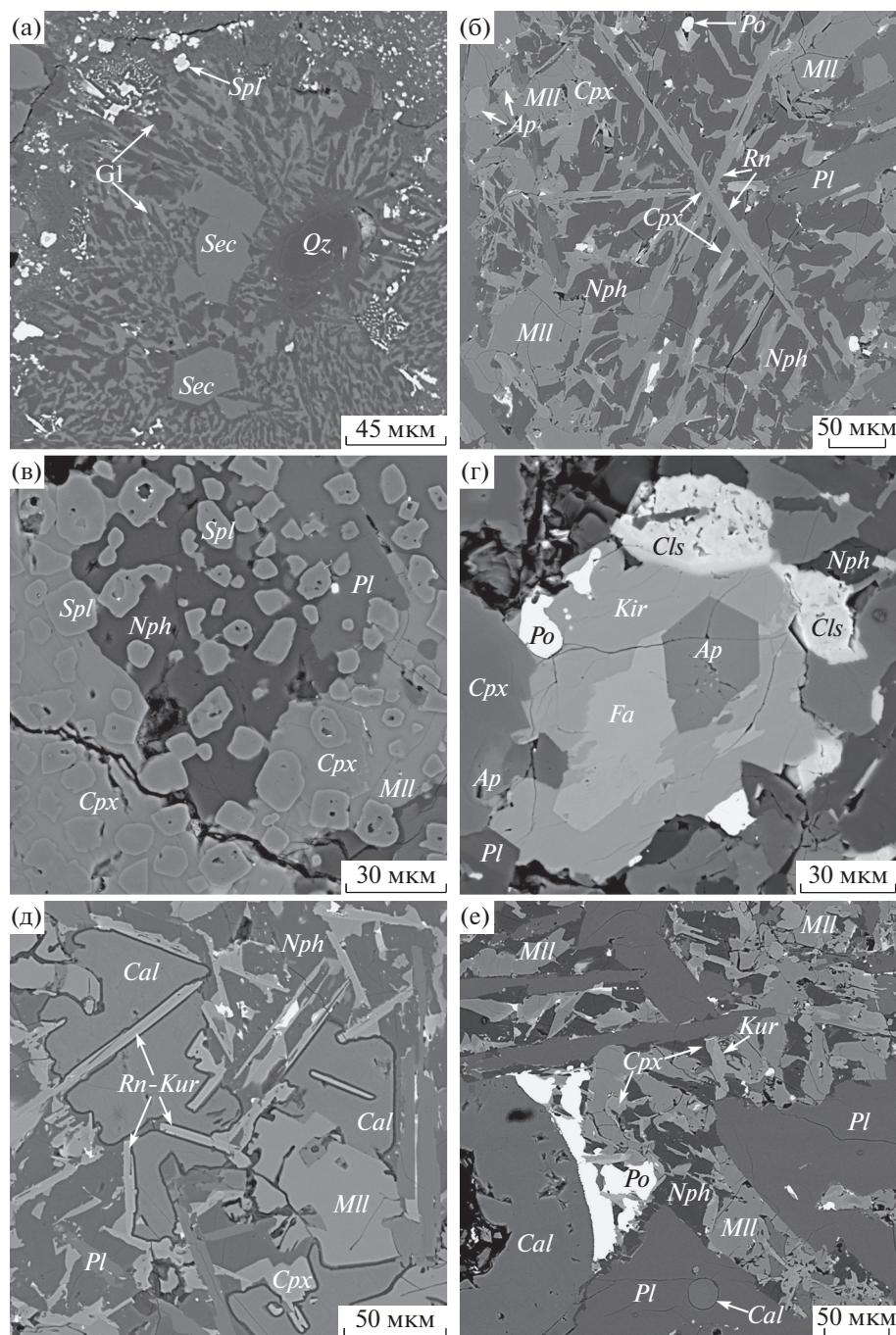
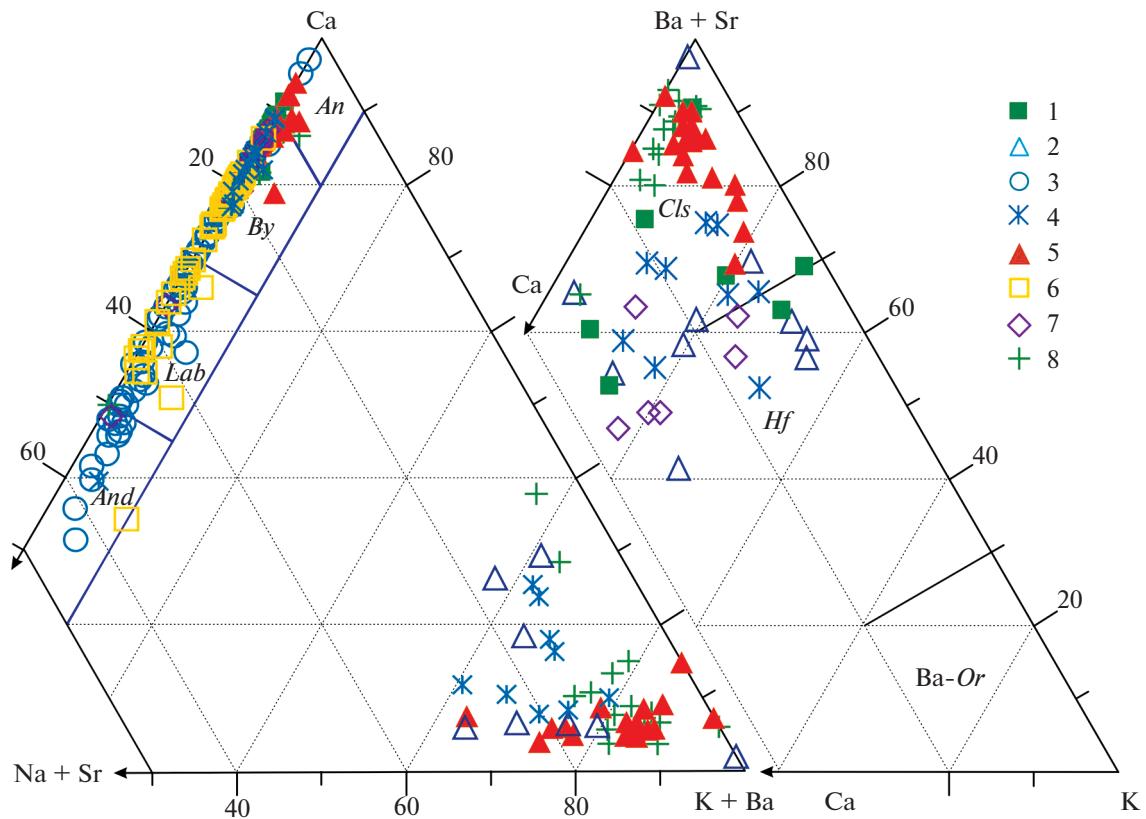


Рис. 5. Фрагменты матрикса плавленых пирогенных пород.

(а) – клинкер с новообразованными микролитами секанинита в стекле с оплавленным зерном кварца и реликтами с игольчатыми кристаллами аргиллита, обр. MN-1403. (б) – мелилит-клинопироксен-нефелиновая ассоциация паралавы с игольчатыми кристаллами рёниита, включениями пирротина и фторапатита, обр. MN-1412. (в) – в паралаве микролиты пленонаста в фенокристах клинопироксена, мелилита, плагиоклаза и в интерстициях между ними, обр. MN-1413. (г) – в паралаве Са-фаялит и кирштейнит в ассоциации с фторапатитом, цельзианом, пирротином и нефелином, обр. MN-1425. (д) – в интерстициях между фенокристами паралавы нефелин и кальцит с игольчатыми включениями рёниита-куратита, обр. MN-1412. (е) – в паралаве глобула кальцита и включение кальцита в плагиоклазе, обр. MN-1412. Изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE). *Qz* – кварц, *Sec* – секанинит, *Gl* – стекло, *Pl* – плагиоклаз, *Mll* – мелилит, *Cpx* – клинопироксен, *Nph* – Ca-содержащий минерал из группы нефелина (давидсмитит), *Spl* – спинель, *Rn* – рёният, *Kur* – куратит, *Ap* – фторапатит, *Clz* – цельзиан, *Fa* – Са-фаялит, *Po* – пирротин, *Cal* – кальцит.

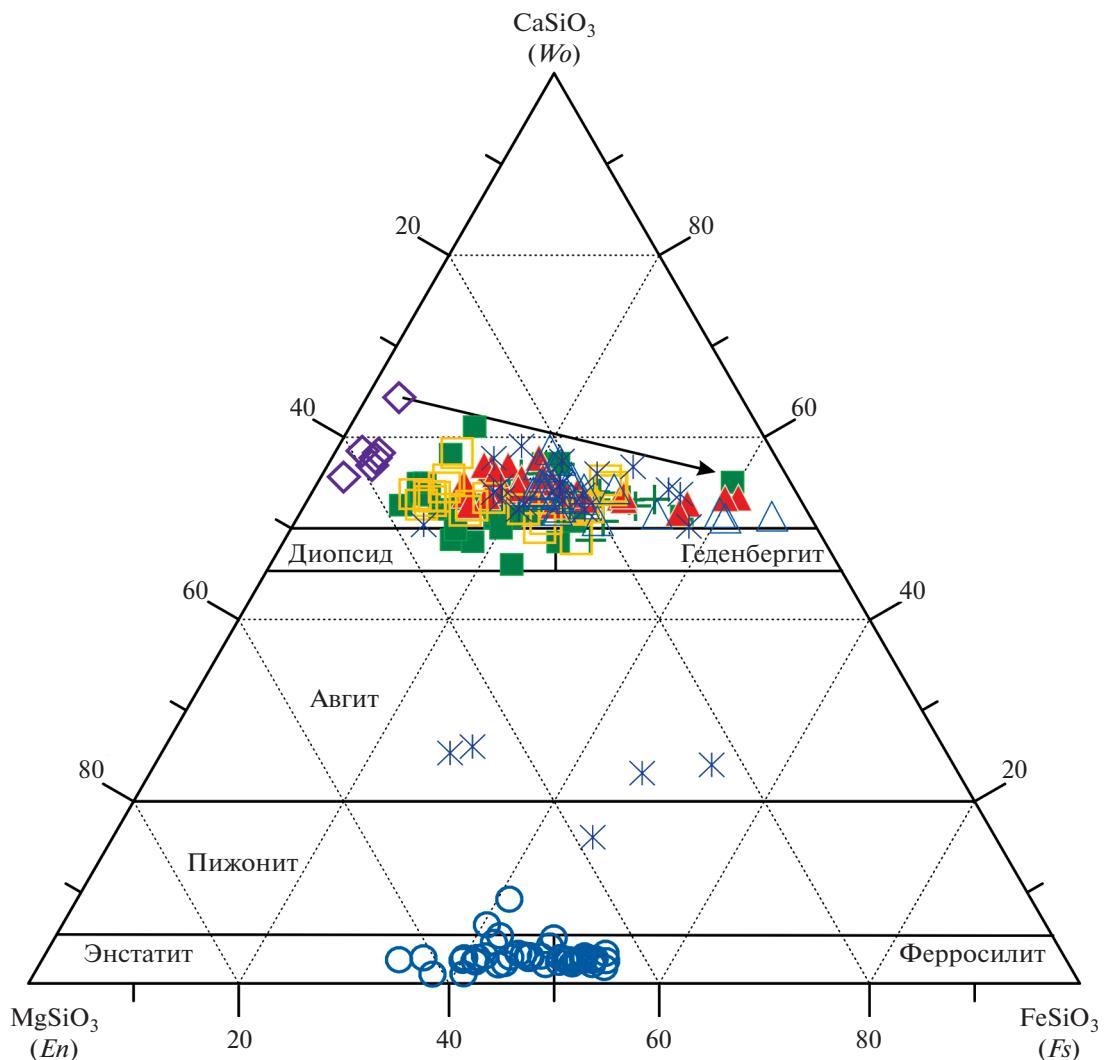


**Рис. 6.** Ca–(K + Ba)–(Na + Sr) и (Ba + Sr)–K–Ca диаграммы состава плагиоклаза и K–Ba полевых шпатов в паралавах. An – анортит, By – битовнит, Lab – лабрадор, And – андезин, Cls – цельзиан, Hf – гиалофан, Ba-Or – Ba-ортоклаз. Полевые шпаты из образцов: 1 – MN-1412, 2 – MN-1411, 3 – MN-1406, 4 – MN-1367, 5 – MN-1425, 6 – MN-1410, 7 – MN-1420, 8 – MN-1419.

Идиоморфные (удлиненные, игольчатые) фенокристы плагиоклаза с вариациями состава от анонтита до андезина характерны для паралав (рис. 5б–5е). Среди них преобладает битовнит-лабрадор ( $An_{90-55}$ ). Наиболее кальциевый анонтит ( $An_{97-90}$ ) обычно слагает центральную, а андезин ( $An_{50-30}$ ) – краевую зону фенокристов (табл. 2, ан. 3, рис. 6). Количество калия ( $Or$  минерала) редко превышает 5%. Плагиоклаз содержит 1–3 мас. %  $Fe_2O_3$ . Краевая зона фенокристов и микролитов плагиоклаза иногда обогащена Sr и Ba (до 2–5 мас. % в сумме  $SrO$  и  $BaO$ ). Часто встречается K–Ba полевой шпат в краевых зонах, обрастающих фенокристы плагиоклаза, и в микролитах. Большинство составов такого полевого шпата соответствуют цельзиану и гиалофану с примесью  $SrO$  (1–4 мас. %) и  $Fe_2O_3$  (1–3 мас. %) (табл. 2, ан. 4 и 5, рис. 6). Составы краевых зон микролитов плагиоклаза во многих случаях, наряду с высокими концентрациями  $BaO$  11–20 мас. %, имеют значительное количество (мас. %):  $CaO$  до 8,  $K_2O$  1–5,  $Na_2O$  до 5 и  $SrO$  до 2.5 (табл. 2, ан. 6, рис. 6).

Из пироксенов в паралавах чаще всего встречается Al-содержащий диопсид-геденбергит с

большими вариациями концентраций Mg и Fe при следующем соотношении миналов:  $Wo$  (волластонит, 45–60%),  $Fs$  (ферросилит, 5–45%),  $En$  (энстатит, 45–5%) (рис. 7). Во всех образцах наблюдается зональность фенокристов – ранние центральные области обогащены Mg, а более поздние краевые имеют повышенное количество Fe (табл. 2, ан. 7 и 8). Примесь  $TiO_2$  в клинопироксene обычно не превышает 1–3 мас. % и только в нескольких образцах достигает 8–12 мас. % (табл. 2, ан. 8). Повышение концентрации  $Al_2O_3$  до 10–12 мас. % с ростом магнезиальности клинопироксена приводит к увеличению Al в координации VI до 0.3 форм. ед. и положению точек состава на диаграмме  $Wo-Fs-En$  выше классификационных полей диопсида и геденбергита (рис. 7). В краевых зонах фенокристов возрастает содержание Fe, снижается общее количество Al ( $Al(IV) + Al(VI)$ ), и точки состава минерала смещаются к полю геденбергита. Авгит обнаружен только в образце паралавы MN-1367 вблизи обособлений кислого стекла (вероятно, реликта аргиллита). Все пироксены в обр. MN-1406 пироксен-плагиоклазовой паралавы имеют промежуточный



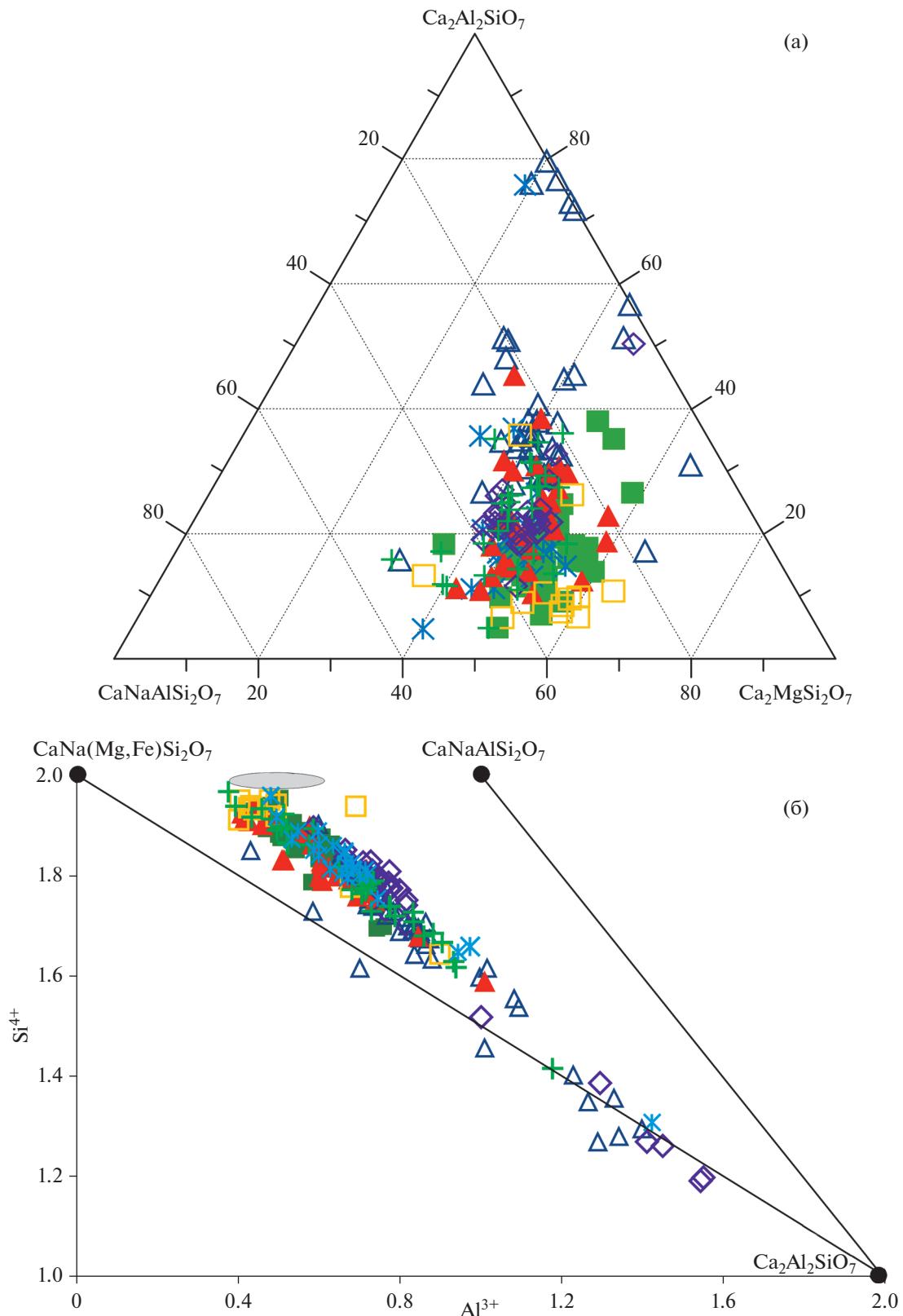
**Рис. 7.** Состав клинопироксена из паралавов.

Миналы пироксена:  $W_o$  — волластонит,  $F_s$  — ферросилилит,  $E_n$  — энстатит. Стрелкой показан тренд изменения состава от более ранних магнезиальных к более поздним железистым разновидностям Al-клинопироксена. Условные обозначения см. на рис. 6.

состав между энстатитом ( $E_n$ ) и ферросилилитом ( $F_s$ ) либо клиноэнстатитом и клиноферросилилитом с примерно равным соотношением Fe и Mg и примесью CaO до 1 мас. % (табл. 2, ан. 9, рис. 7).

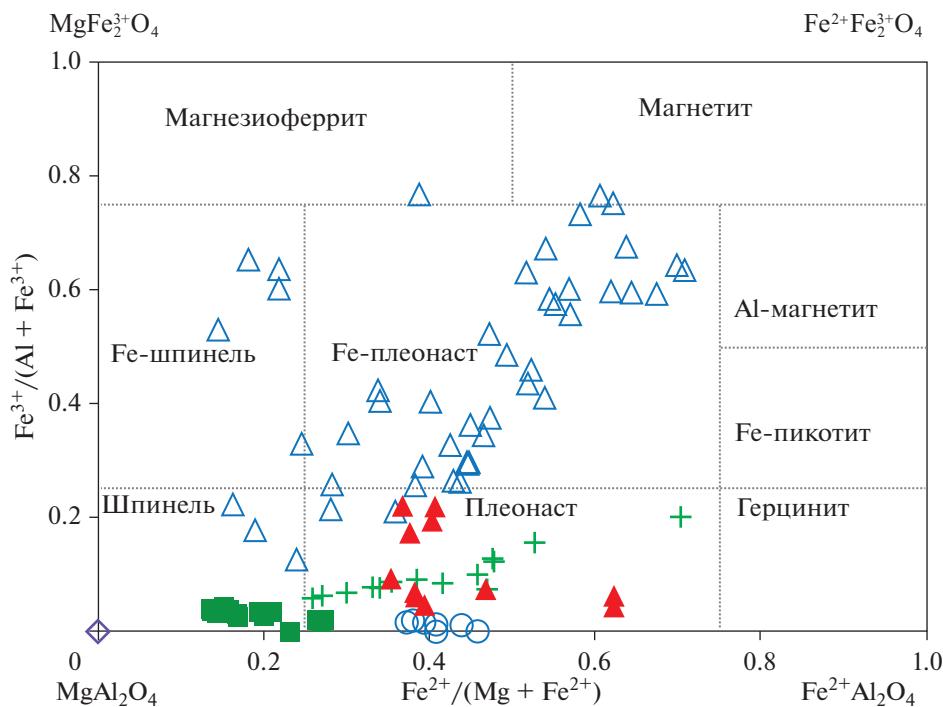
Мелилит — породообразующий минерал всех нефелинсодержащих паралавов (рис. 5б–5е). Иногда встречаются включения мелилита с реликтовым ядром, близким по составу к гелениту (табл. 2, ан. 10, 12, 14). Фенокристы мелилита обычно незоныльные с относительно небольшими вариациями состава (табл. 2, ан. 11, 13, 15), и только некоторые из них имеют обогащенную железом краевую зону (5–10 мкм), в которой содержание FeO достигает 8–9 мас. %. В программном комплексе CRYSTAL (Перетяжко, 1996) по кристаллохимическим коэффициентам в формулах мелилита были рассчитаны методом наименьших квадратов кон-

центрации пяти миналов, которые изменяются в значительном диапазоне (мас. %): 13–58 акерманит ( $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ ), 0–35 ферроакерманит ( $\text{Ca}_2\text{Fe}^{2+}\text{Si}_2\text{O}_7$ ), 0–44 алюмоакерманит, или содамелилит ( $\text{CaNaAlSi}_2\text{O}_7$ ), 3–78 геленит ( $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ ), 0–16 ферриакерманит ( $\text{CaNaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_7$ ). В составе мелилита преобладают миналы акерманита, геленита и алюмоакерманита (рис. 8а), сумма которых достигает 80–95 мас. %. По соотношению Si и Al мелилиты образуют ряд от существенно глиноzemистых геленитовых (ранних) до акерманитовых (поздних) составов, в которых значительно возрастает количество минала алюмоакерманита (рис. 8б). При этом мелилиты постоянно содержат до 0.2–0.4 форм. ед. Na (около 2–5 мас. %  $\text{Na}_2\text{O}$ ).



**Рис. 8.** Состав мелилита из паралав.

(а) – миналы мелилита: акерманит ( $\text{Ca}_2\text{MgSi}_2\text{O}_7$ ), геленит ( $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{SiO}_7$ ), алюмоакерманит ( $\text{CaNaAlSi}_2\text{O}_7$ ). (б) – эволюция состава мелилита на диаграмме  $\text{Si}^{4+}$ – $\text{Al}^{3+}$  (заливые кружки – конечные члены в группе мелилита – геленит, алюмоакерманинит и акерманит). Условные обозначения см. на рис. 6. Серое поле – состав алюмоакерманита, по (Wiedenmann et al., 2009).



**Рис. 9.** Классификационная диаграмма минералов семейства шпинели в паралавах. Значения  $Fe^{3+}/(Al + Fe^{3+})$  и  $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+})$  рассчитаны по формульным коэффициентам. Поля шпинелидов, по (Haggerty, 1991; Deer et al., 1992). Условные обозначения см. на рис. 6.

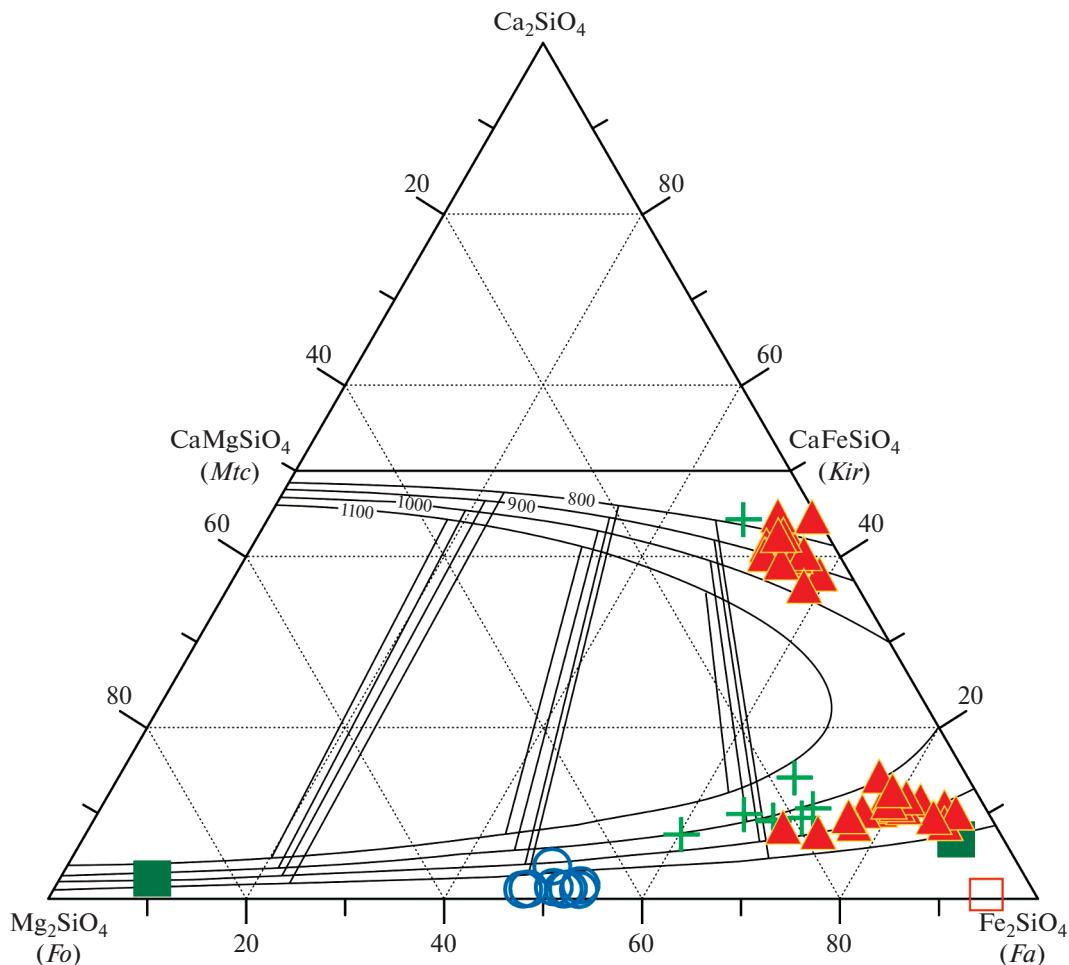
Идиоморфные (октаэдрические и куб-октаэдрические) кристаллы минералов семейства шпинели часто встречаются в интерстициях между минералами матрикса паралав, иногда как включения в фенокристах клинопироксена, мелилита и плагиоклаза (рис. 5в). Шпинелиды имеют большие вариации состава, которые значительно варьируют в разных образцах (табл. 2, ан. 16–18). Микролиты шпинели  $MgAl_2O_4$  обнаружены только в обр. MN-1420. Чаще всего минералы имеют промежуточный состав между шпинелью и герцинитом  $FeAl_2O_4$  (рис. 9). Для шпинелидов характерны следующие интервалы значения  $Fe^{2+}/(Mg + Fe^{2+} + Mn)$  по образцам: 0.14–0.26, MN-1412; 0.38–0.46, MN-1406; 0.26–0.70, MN-1419; 0.35–0.62, MN-1425. В краевой зоне либо в тонкой кайме микролитов (обр. MN-1419, MN-1425) повышается количество  $Fe^{3+}$ , но большинство составов находится в поле плеонаста ( $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{3+}) < 0.2$ ). Наиболее разнообразен состав шпинелидов в обр. MN-1411. Здесь обнаружены микролиты плеонаста, имеющие кайму  $Fe^{3+}$ -плеонаста с максимальным значением  $Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al^{3+}) = 0.73–0.77$ , а также микролиты Fe-шпинели (табл. 2, ан. 17 и 18, рис. 9).

Из оксидов Fe и Ti в паралавах встречаются зерна (микролиты, изометричные выделения), близкие к идеальному составу магнетита (обр. MN-1425, MN-1420) и ильменита (обр. MN-1367, MN-1406), а также гематита и гетита (обр. MN-1425,

MN-1420, MN-1367, MN-1406), иногда в ассоциации с пирротином.

Минералы группы оливина обнаружены в матриксе нескольких образцов паралав. Среди них преобладает фаялит ( $Fo_{0-10}$ ), намного реже встречаются гортонолит ( $Fo_{45-55}$ ) и кирштейнит. В матриксе двух образцов паралав (обр. MN-1425, MN-1419) кирштейнит образует выделения неправильной формы в ассоциации с Ca-фаялитом (рис. 5г). По примерным оценкам соотношений фаз на BSE-изображениях Ca-фаялит преобладает над кирштейнитом. В Ca-фаялите количество миналов кальциооливина  $Ca_2SiO_4$  и фаялита изменяется в интервалах 9–15 и 81–87%, а в кирштейните – 38–45 и 50–59% соответственно (табл. 2, ан. 19–23, рис. 10). Для Ca-Fe оливинов характерны также примеси (мас. %): 1.8–9.2  $MgO$ , 0–5.7  $Fe_2O_3$ , 1.6–5.2  $MnO$ , 0.4–1.1  $Al_2O_3$ , до 1.1  $TiO_2$ .

В нефелинсодержащих паралавах обнаружены микролиты, игольчатые кристаллы размером до 300 мкм минералов серии рёнит,  $Ca_4(Mg, Fe^{2+})_8Fe^{3+}Ti_2O_4[Si_6Al_6O_{36}]$  – куратит,  $Ca_4Fe^{2+}_{10}Ti_2O_4[Si_8Al_4O_{36}]$  из супергруппы сапфира (табл. 2, ан. 24–26, рис. 5б, 5д). Составы центральных зон микролитов соответствуют рёниту с величиной  $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe^{2+})$ , мол. % от 0.50 до 0.75, а краевых – низкотитановому куратиту ( $X_{Mg} = 0.50–0.13$ ) при количестве в формулах  $Ti^{4+}(VI)$



**Рис. 10.** Состав оливина из паралавов.

Изотермы области несмесимости твердого раствора Mg–Fe–Ca оливина и составы сосуществующих фаз (тонкие линии), по (Davidson, Mukhopadhyay, 1984). Миналы оливина: *Fo* – форстерит, *Fa* – фаялит, *Kir* – кирштейнит, *Mtc* – монтчелллит. Остальные условные обозначения см. на рис. 6.

1–2 форм. ед. и  $\text{Fe}^{3+} < 3$  форм. ед. (рис. 11а). Значительное снижение  $\text{Ti}^{4+}$ (VI) до 1–0 форм. ед. и Si до 6–4 форм. ед. при увеличении  $\text{Fe}^{3+}$  до 4–7 форм. ед. наблюдается в минералах этой серии из обр. MN-1411, где наиболее окисленные разности имеют максимальное количество минала доррита,  $\text{Ca}_4\text{Mg}_3\text{Fe}^{3+}_9\text{O}_4[\text{Si}_3\text{Al}_8\text{Fe}^{3+}\text{O}_{36}]$  (рис. 11б).

Интерстиции матрикса паралав заполняет минерал, который по данным рентгенофазового анализа относится к группе нефелина (рис. 5б–5е). Для него характерен необычный состав с большими вариациями  $\text{CaO}$  (1–7 мас. %), значительным преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  (14–16 мас. %) над  $\text{K}_2\text{O}$  (1–3 мас. %) и примесью  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0.5–1.5 мас. %) (табл. 2, ан. 27–31). При таком соотношении Na и K единственным Ca-содержащим минералом в группе нефелина является давидсмитит (davidsmithite,  $(\text{Ca}\square)_2\text{Na}_6\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$ ), который по соста-

ву соответствует анортит-обогащенному конечному члену  $(\text{Ca}_{0.125}\square_{0.125})\text{Na}_{0.75}\text{AlSiO}_4$  (Kechid et al., 2017; Rossi et al., 1986). Формула минерала рассчитана на 32 атома кислорода. Большинство точек состава минерала находится в поле давидсмита, хотя значительная их часть смешена по направлению к лиссетиту (lissetite,  $\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ ) (рис. 12). Концентрация кальсилилового минала изменяется незакономерно от 5 до 20%. Сумма Si и Al в формулах близка к идеальной стехиометрии (15.9–16.0 форм. ед.) при отношении Si/Al во всех анализах больше единицы (1.1–1.5) и  $\text{Na} < 6$  (5.5–5.7) форм. ед. (табл. 2, ан. 27–31).

В паралавах встречаются изометричные зерна и округлые глобулы пирротина, близкого к идеальному составу (рис. 5г, 5е, 13а), а также выделения бариевых Fe–Cu сульфидов. В образце MN-1425 крупная (до 7 мм в сечении) глобула пирротина имеет краевую кайму магнетит–гетитового агре-

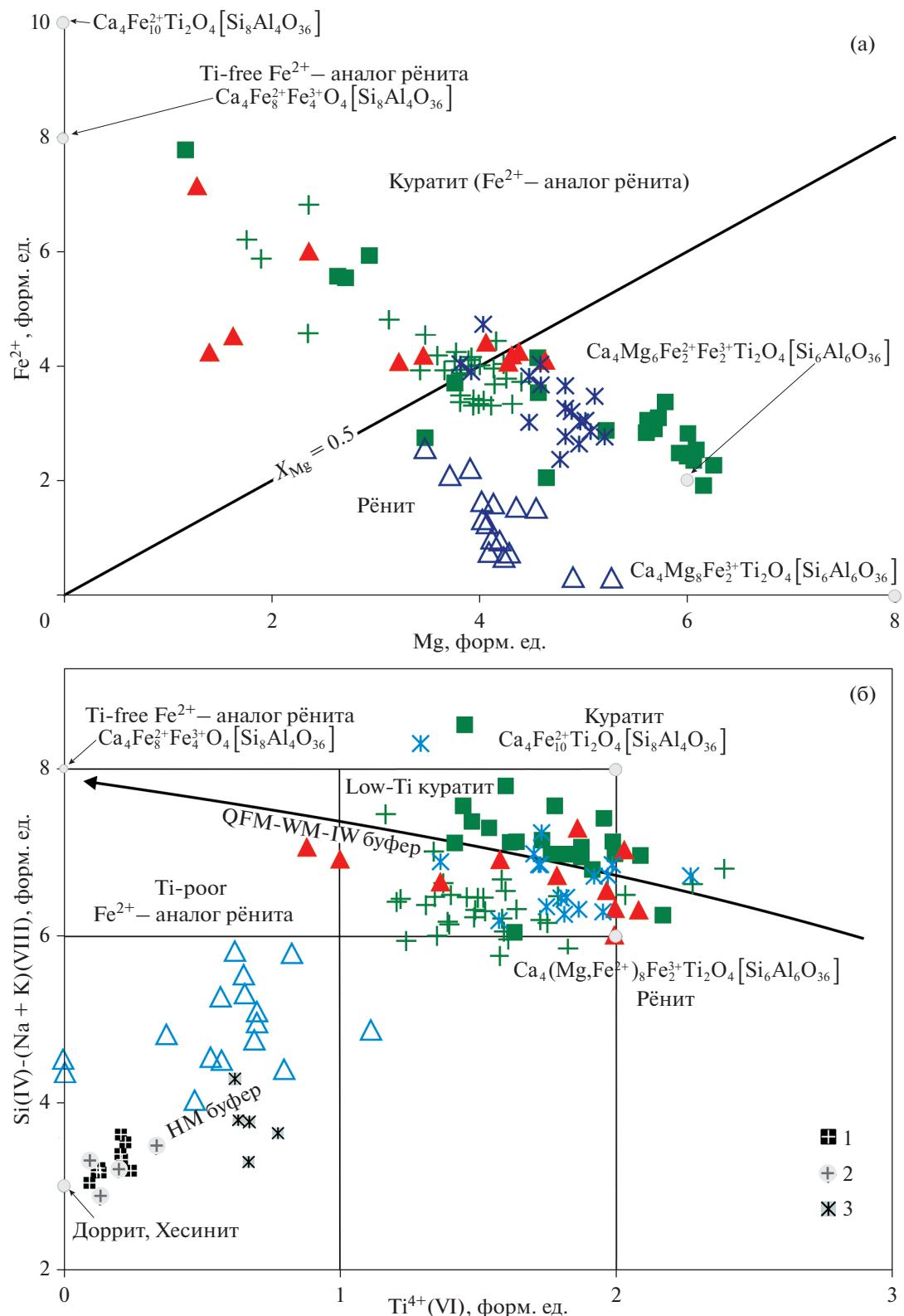
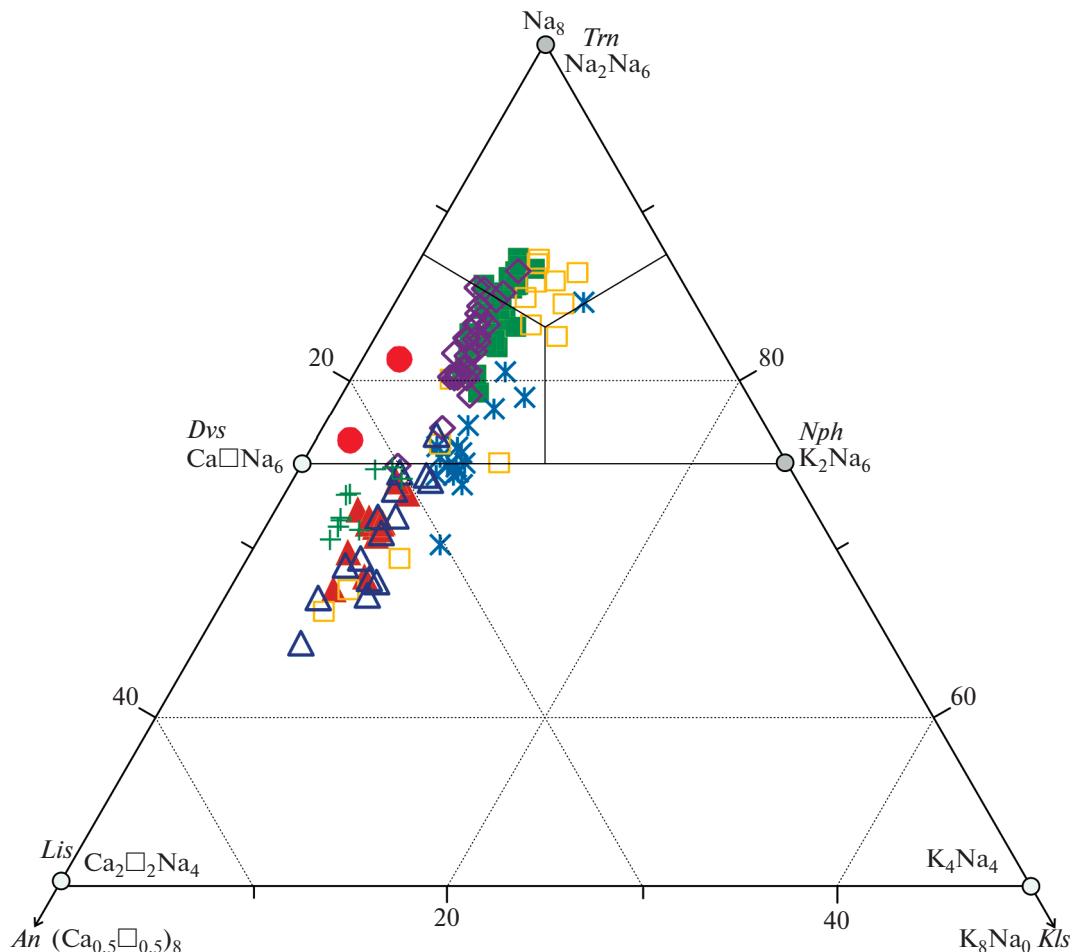


Рис. 11. Составы минералов рёнит-куратитовой серии из паралав на диаграммах  $\text{Fe}^{2+}$ -Mg (а) и Si(IV)-(Na + K)(VIII)- $\text{Ti}^{4+}$ (VI) (б) для супергруппы сапфиринов.

Кристаллохимические формулы рассчитаны на 28 катионов. Стрелками показаны изменения состава минералов при увеличении летучести кислорода от IW до QFM и к НМ буферу, см. комментарии в тексте. На диаграмме (б) точки состава минералов из работ: 1 – (Cosca et al., 1988); 2 – (Foit et al., 1987); 3 – (Havette et al., 1982). Формулы минералов и названия полей, по (Peretyazhko et al., 2017). Остальные обозначения см. на рис. 6.

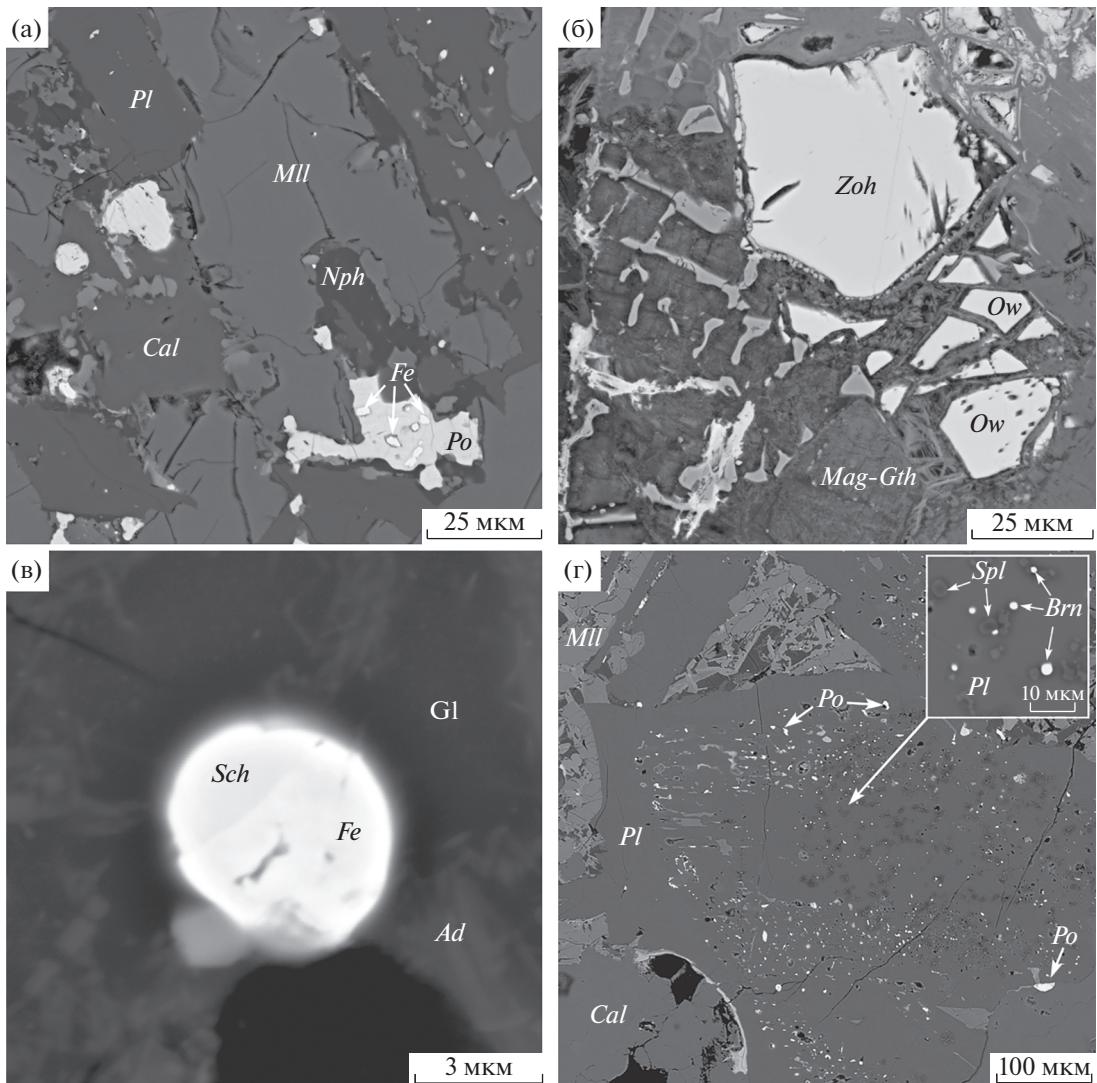


**Рис. 12.** Фрагмент классификационной диаграммы  $\text{Na}-\text{K}-(\text{Ca}\square)$ , в ат. % минералов группы нефелина. Все минералы имеют постоянное значение  $(\text{Al}, \text{Si})_{16}\text{O}_{32}$  в кристаллохимических формулах. Минералы:  $Nph$  – нефелин,  $Kls$  – кальсилиит,  $Trm$  – тринефелин,  $Dvs$  – давидсмитит. Минералы:  $Lis$  – лисетит  $\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$ ,  $An$  – анортит. Залипые кружки – давидсмитит, по (Kechid et al., 2017). Остальные обозначения см. на рис. 6.

гата, который цементирует обломки зерен бариевых  $\text{Fe}-\text{Cu}$  сульфидов, предположительно, из группы джерфишерита с вариациями состава от зоарита ( $\text{zoharite}, (\text{Ba}, \text{K})_6(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Ni})_{25}\text{S}_{27}$ ) до оуенсита ( $\text{owensite}, (\text{Ba}, \text{Pb})_6(\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Ni})_{25}\text{S}_{27}$ ) (рис. 13б, табл. 3, ан. 1–5). Формулы минералов рассчитаны на 27 атомов S, поскольку в зоарите, по данным (Галускина и др., 2017),  $\text{Cu}^+$  может замещаться на  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  либо  $\text{Cu}^+$  и  $\text{Cu}^{2+}$  на  $\text{Fe}^{2+}$  в разном соотношении, что приводит к уменьшению суммарного атомарного количества элементов относительно идеального стехиометрического значения (58 ат.). Среди бариевых  $\text{Fe}-\text{Cu}$  сульфидов преобладает минерал, в котором <2 ат. Cu (табл. 3, ан. 1). Гораздо реже встречаются зерна переменного состава, содержащие 3–12 ат. Cu, и максимально обогащенные Cu зерна с краевой зоной оуенсита (табл. 3, ан. 2–5, рис. 14).

В нескольких образцах паралав обнаружены включения самородного Fe с примесью Ni до

2 мас. %. В образце MN-1420 пирротин содержит вкрапления самородного Fe (рис. 13а), а в матриксе среди алюмосиликатного стекла (вероятно, реликта аргиллита) встречаются многочисленные округлые включения размером до 5 мкм фосфидов Fe – шрейберзита ( $\text{schreibersite}, \text{Fe}_3\text{P}$ ) и самородного железа, иногда в совместном срастании (рис. 13в, табл. 3, ан. 6). В образце MN-1412 центральные зоны многих фенокристов плагиоклаза содержат включения фосфидов размером от <1 до 2–3 мкм (крайне редко до 5–10 мкм) – баррингерита ( $\text{barringerite}, \text{Fe}_2\text{P}$ ), шрейберзита и субмикронные включения, вероятно, стедита ( $\text{Fe}_4\text{P}$  – эвтектики  $\alpha$ -Fe и  $\text{Fe}_3\text{P}$ ) (рис. 13г, табл. 3, ан. 7–9). Обособления фосфидов часто находятся в срастании с пирротином, а некоторые фенокристы плагиоклаза имеют внутренние зоны, где в ассоциации с баррингеритом присутствуют микролиты шпинели (рис. 13г).



**Рис. 13.** Фрагменты матрикса паралав.

(а) – включения железа в пирротине, обр. MN-1420. (б) – зоарит и оуенсит в магнетит-гетитовом агрегате из краевой зоны крупного выделения пирротина, обр. MN-1425. (в) – совместное срастание (закристаллизованная капля Fe-P расплава) шрейберзита ( $Fe_3P$ ) и железа в обогащенном Al силикатном стекле с включениями, предположительно, андалузита, обр. MN-1420. (г) – многочисленные включения баррингерита ( $Fe_2P$ ), пирротина и шпинели в центральной (ранней) зоне фенокриста плагиоклаза, обр. MN-1412. Изображения в BSE. Fe – самородное железо, Zoh – зоарит, Ow – оуенсит, Sch – шрейберзит, Brn – баррингерит, Ad – андалузит, Mag-Gth – магнетит-гетитовый агрегат. Остальные обозначения см. на рис. 6.

В матриксе паралав также встречаются включения кальцита, иногда сидерита, барита, фторапатита и  $Si\text{-}Fe \pm Mn$  водосодержащей фазы. Кальцит заполняет интерстиции между фенокристами (рис. 5д), а его округлые включения обнаружены в мелилите, клинопироксене, плагиоклазе и пирротине (рис. 5е). В некоторых образцах паралав находятся ксенолиты пирогенно измененных осадочных пород: стекла с высоким содержанием Al (реликт аргиллита), а также агрегаты, содержащие пирротин, пирит, гематит, гетит, перовскит и титанит.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Пирогенные породы комплекса Хамарин-Хурал-Хид формировались в результате преобразований осадочной толщи (протолита), вызванных природными угольными пожарами. Наиболее часто встречаются в разной степени измененные (обожженные) аргиллиты, алевролиты и алевропесчаники дзунбаинской свиты раннемелового возраста. Вблизи очагов горения угля эти породы частично плавились, формируя стекловатые клинкеры дацитового и риолитового состава (рис. 2, 3). Обнаружены также паралавы мафического ненасыщенного

**Таблица 3.** Составы, кристаллохимические формулы бариевых Fe-Cu сульфидов из группы джерфишерита и фосфидов железа

Компоненты	MN-1425					MN-1420	MN-1412		
	1(78)	2(10)	3(7)	4(1)	5(1)	6(5)	7(4)	8(19)	9(3)
Fe	38.99	31.18	25.03	23.70	22.70	84.85	77.15	84.58	88.56
Al	—	—	—	—	—	—	—	—	—
P	—	—	—	—	—	15.72	22.92	15.40	11.33
Na	1.12	0.75	0.87	—	—	—	—	—	—
K	2.01	1.91	1.73	1.83	1.52	—	—	—	—
Ba	19.41	18.53	17.19	17.52	16.85	—	—	—	—
Ni	0.88	0.42	0.25	—	—	—	—	—	—
Cu	3.93	14.09	25.42	28.98	27.28	—	—	—	—
S	33.49	31.95	29.08	29.69	28.81	—	—	—	—
Сумма	99.83	99.63	99.57	101.72	97.16	100.57	100.07	99.98	99.89
Кристаллохимические коэффициенты									
Ba <sup>2+</sup>	3.654	3.656	3.727	3.720	3.687	—	—	—	—
Na <sup>+</sup>	1.253	0.888	1.132	—	—	—	—	—	—
K <sup>+</sup>	1.331	1.326	1.318	1.365	1.168	—	—	—	—
Fe <sup>2+</sup>	12.403	7.647	8.086	5.225	4.084	1.002*	1.046*	0.988*	0.937*
Fe <sup>3+</sup>	5.642	7.481	5.255	7.150	8.130	—	—	—	—
Cu <sup>+</sup>	1.597	6.353	11.908	13.298	12.900	—	—	—	—
Ni <sup>2+</sup>	0.389	0.192	0.125	0.40	—	—	—	—	—
P	—	—	—	—	—	2.998	1.954	3.012	4.063
Al <sup>3+</sup>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
S <sup>2-</sup>	27	27	27	27	27	—	—	—	—
Σ атомов	53.270	54.543	58.552	57.756	56.969	4	3	4	5

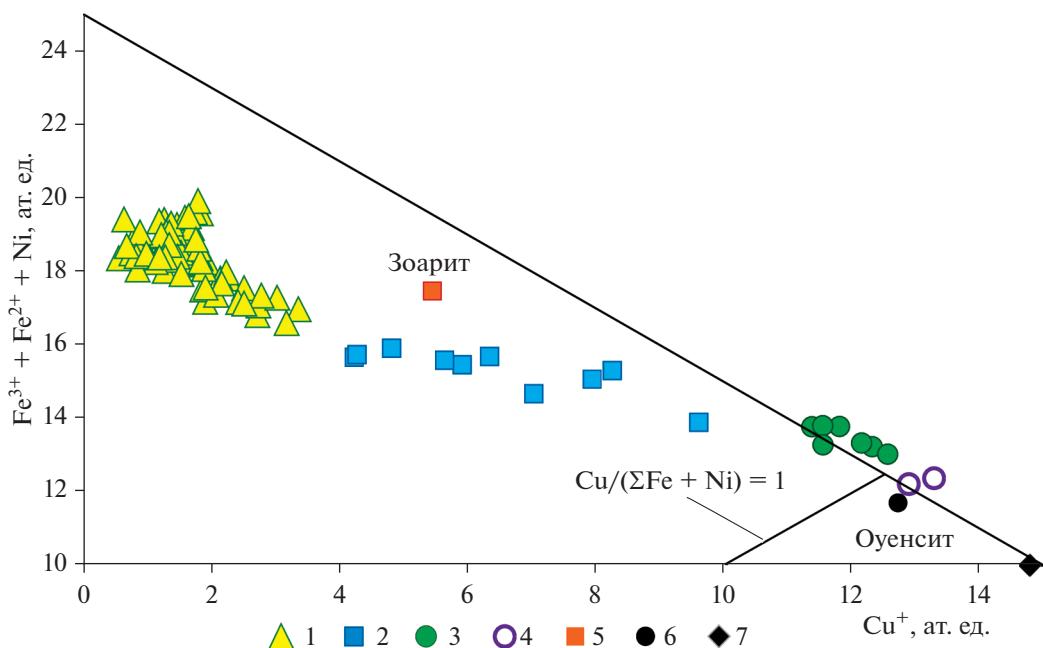
Примечание. 1–3 – бариевый Fe-Cu сульфид, предположительно, зоарит; 4 и 5 – оуенсит; 6 и 8 – шрейберзит; 7 – баррингерит, 9 – предположительно, стеадит (эвтектика  $\alpha$ -Fe +  $Fe_3P$ ). После порядкового номера в скобках – количество СЭМ ЭДС анализов. Формулы бариевых сульфидов рассчитаны на 27 атомов S ( $Fe^{2+}$  и  $Fe^{3+}$  – по стехиометрии). Формулы фосфидов  $Fe_2P$ ,  $Fe_3P$  и  $Fe_4P$  рассчитаны на 3, 4 и 5 атомов (Fe + P) соответственно. Прочерк – концентрации ниже предела обнаружения СЭМ ЭДС анализа. \* Все железо в форме  $Fe^{0+}$ .

по  $SiO_2$  состава в брекчированном слое (рис. 2б) и в отдельных образцах и глыбах без контактов с породами осадочной толщи по долинам временных водотоков в центральной части горельника. Горение пластов угля происходило многостадийно в разное время. По историческим данным многочисленные пещеры, образованные при выгорании угольных пластов, существовали уже в начале XIX века на площади горельника. Возраст наиболее древних плавленых пород пирометаморфического комплекса не установлен.

#### Процессы образования клинкеров и паралав

Осадочные пелитовые породы и клинкеры близки по валовым составам (табл. 1, ан. 2, 3, 5–9). Пирогенные изменения пелитов приводили к удалению летучих компонентов, главным образом воды, и частичному плавлению глинистого

субстрата. Клинкеры, в сравнении с аргиллитами и алевропесчаниками, имеют близкую форму мультиэлементных нормированных распределений с максимумами Cs, U, Pb и минимумами Ba, Nb, P, Ti, Y, но более высокие концентрации Zr, Hf, Y и REE (рис. 4а). Это свидетельствует как о генетической связи между клинкерами и пелитовыми породами, так и о закономерных изменениях их геохимических особенностей в результате пирогенных преобразований и частичного плавления. Полного плавления пелитовых осадочных пород не происходило и в клинкерах сохранились оплавленные зерна кварца, иногда полевого шпата и других минералов. В аргиллитах и алевропесчаниках при плавлении глинистого субстрата и дегритовых зерен минералов формировался неоднородный по составу преимущественно кислый силикатный расплав с большими вариациями содержаний  $SiO_2$  и щелочей, среди которых



**Рис. 14.** Составы бариевых Fe-Cu сульфидов из группы джерфишерита.

1–3 – составы обогащенного железом баривого сульфида, предположительно, зоарита (табл. 3, ан. 1–3). 4 – составы, соответствующие оуенситу. 5 – зоарит, по (Galuskina et al., 2017; Галускина и др., 2017). 6 и 7 – оуенсит, по (Laflamme et al., 1995) и (Шарыгин, 2016) соответственно.  $\text{Cu}/(\Sigma\text{Fe} + \text{Ni})$  – отношение атомов в формуле.

преобладает калий (см. составы стекла в обр. MN-1365, MN-1402, MN-1403 на рис. 3). Расплав был вязким и оставался в локальных участках измененной осадочной толщи вблизи очагов наиболее интенсивного горения угля. При формировании клинкеров из расплава кристаллизовался секанинайт (рис. 5а) и другие минералы. Присутствие в этих породах секанинайта (ромбической модификации Fe-кордиерита) свидетельствует о температурах его кристаллизации ниже 900–1000°C (Haefeker et al., 2012).

Ненасыщенный по  $\text{SiO}_2$  обогащенный Ca и Na магический расплав, из которого кристаллизовались мелилит-нефелиновые паралавы близкого валового состава (табл. 1, ан. 10–18), образовался, по-видимому, при плавлении карбонатно-силикатного вещества. В изученных разрезах осадочной толщи нет карбонатных пород. Только в брекчированном слое обнаружены обломки пирогенно измененной флюидальной карбонатно-силикатной породы с ксенолитами известняка и обожженного аргиллита (рис. 2б, врезка). Эта порода без ксенолитов аргиллита, которые были удалены под бинокуляром после ее дробления, содержит большое количество  $\text{CaO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  (табл. 1, ан. 4). По данным рентгенофазового анализа в породе диагностирован кальцит (более 50 мас. %), нефелин и мелилит. СЭМ ЭДС изучение показало, что в ксенолитах известняка находятся тонкие ( $<1$  мм) прослои и глобулы обо-

гащенного Na алюмосиликатного стекла. Изометричные выделения и обломки такого стекла размером до 1–2 см в сечении также встречаются в кальцитовом матриксе породы. Стекло имеет состав, близкий к полевому шпату (альбиту-анортоклазу), но содержит значительное количество серы. Средний состав стекла по 36 СЭМ ЭДС анализам (мас. %): 57.91  $\text{SiO}_2$ , 0.36  $\text{TiO}_2$ , 23.12  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , 0.11  $\text{FeO}$ , 0.30  $\text{MgO}$ , 0.26  $\text{CaO}$ , 11.90  $\text{Na}_2\text{O}$ , 3.00  $\text{K}_2\text{O}$ , 3.76  $\text{SO}_3$ , 100.71 сумма, индекс A/CNK = = 0.99. Во флюидальных кальцитовых прослоях из матрикса породы также обнаружены многочисленные сферические глобулы силикатных стекол размером до 100 мкм различного состава, близкого к паралавам, Al-клинопироксену и мелилиту с переменным содержанием миналов гелениита, акерманита, алюмоакерманита. Кроме того, в ксенолитах известняка и в кальцитовом матриксе встречаются фенокристы и микролиты мелилита (гелениита-акерманита), Al-клинопироксена, цельзiana, первовскита, барита и гейкилита.

Находки силикатных стекол, вариации их состава и морфология выделений однозначно указывают на плавление минералов (полевых шпатов, гелениита-акерманита и др.) в карбонатно-силикатной породе, протолитом для которой, по-видимому, был известняк. В процессе пирогенных изменений в известняке кристаллизовались мелилит (геленит-алюмоакерманит), Al-клинопироксен и, вероятно, другие минералы Si, Ca и Al. При термическом

воздействии в результате плавления реликтовых и новообразованных вкрапленников минералов появились различные расплавы (Na-алюмосиликатный и обогащенный Ca ненасыщенный по  $\text{SiO}_2$ ). В дальнейшем произошло накопление расплавов, их слияние (коалесценция) и гомогенизация либо формирование обособлений несмесимых расплавов, из которых образовались паралавы. С учетом температур плавления в безводной среде при атмосферном давлении минералов изоморфной серии геленит-акерманит (выше 1390°C) и альбит-олигоклаз-анортоклаз (около 1100°C), высокотемпературная трансформация известняка происходила в  $P$ - $T$  условиях, где кальцит неустойчив и должен разлагаться на  $\text{CaO}$  и  $\text{CO}_2$ . Однако в карбонатно-силикатной породе нет продуктов преобразования кальцита ( $\text{CaO}$  или  $\text{Ca(OH)}_2$ ) по данным порошковой дифрактометрии, ИК-спектроскопии и СЭМ ЭДС. Анализ предложенной модели плавления известняка требует более детального изучения карбонатно-силикатной породы и ксенолитов в ней, необходимого для реконструкции высокотемпературных фазовых преобразований, кристаллизации и плавления силикатных минералов (мелилита, клинопироксена, полевых шпатов и др.), а также определения  $P$ - $T$  условий разложения и плавления кальцита.

Карбонатно-силикатная порода в обр. MN-1423 и паралавы имеют близкие по форме мультиэлементные нормированные распределения (рис. 4б). Такие особенности распределений при более высоких содержаниях Ba, Th, Nb, Ta, Sr, P, Zr, Hf, Ti, Y и REE в паралавах, по-видимому, объясняются плавлением известняка, в ходе которого произошло разделение на кальцитовый расплав, имеющий небольшое количество примесных элементов, и мафический ненасыщенный по  $\text{SiO}_2$  расплав паралав, образованный при плавлении силикатных минералов.

Многие образцы паралав на поверхности имеют следы течения как у базальтовых лав, что свидетельствует о низкой вязкости и высокой подвижности мафического расплава. В паралавах иногда встречаются включения обогащенного Al стекла дацитового состава (возможно, полностью расплавленные ксенолиты аргиллита), а также ксенолиты клинкера и обожженного аргиллита.

#### *Условия кристаллизации минералов в расплавах паралав*

Первыми в мафических расплавах паралав кристаллизовались микролиты шпинелидов с большими вариациями содержаний  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ , Al и Mg (рис. 5в, 9). Затем следовало образование минералов фенокристной ассоциации – битовнита-лабрадора-андезина, Al-клинопироксена и мелилита. Далее в интерстициях между фенокри-

стами кристаллизовались Ca-Fe оливины, K-Ba полевые шпаты (цельзиан, гиалофан), фторапатит, минералы рёнит-куратитовой серии, плеонаст, пирротин, барит и минерал из группы нефелина. Паралавы являются полнокристаллическими породами и не содержат в матриксе остаточного стекла.

Эволюция состава мелилита происходила в ряду от геленита (реликтовые центральные зоны фенокристов) до акерманита-алюмоакерманита  $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_7$  (рис. 8). Во всех мелилатах, содержащих <1.1 форм. ед. Al, наблюдается преобладание Al над Mg и Fe в позиции T1 (рис. 8б). При концентрации Al < 0.5 форм. ед. составы минерала приближаются к наиболее глиноземистой из известных в природе разновидности алюмоакерманита (сода-мелилита), описанной в мелилите-нефелиновых пеплах и туфах вулкана Oldoinyo Lengai, Танзания (Wiedenmann et al., 2009). По-видимому, высокие концентрации Na и Al в мафических расплавах паралав приводили к кристаллизации фенокристов мелилита, в которых количество минерала алюмоакерманита  $\text{CaNaAlSi}_2\text{O}_7$  постепенно возрастало до 45 мас. %.

Только в двух образцах нефелинодержащей паралавы (обр. MN-1419, MN-1425) обнаружены кирштейнит и Ca-фаялит (табл. 2, ан. 20–23). Кирштейнит редко встречается в породах земного происхождения (мелилите-нефелиновых лавах, кимберлитах, скарнах, техногенных породах, паралавах) и наиболее характерен для метеоритов (железистых, ахондритов, хондритов) (см. обзоры в Sokol et al., 2002; Melluso et al., 2010). Кирштейнит и Ca-фаялит являются характерными минералами мелилите-нефелиновых паралав Нилгинского пирометаморфического комплекса (Перетяжко и др., 2018). Согласно экспериментальным и петрологическим данным, кристаллизация Ca-Fe оливинов наблюдалась в ненасыщенных по  $\text{SiO}_2$  силикатных расплавах при низком давлении и высокой температуре (1100–850°C). По экспериментально определенной поверхности сольвуса (Davidson, Mukhopadhyay, 1984) распад гомогенного твердого раствора Ca-Fe оливина и эволюция составов кирштейнита и Ca-фаялита в паралавах комплекса Хамарин-Хурал-Хид могли происходить в температурном интервале 950–850°C (рис. 10), а при дальнейшем охлаждении пород катионный обмен между существующими фазами прекратился.

В матриксе всех нефелин-мелилитовых паралав обнаружены микролиты минералов рёнит-куратитовой серии, большинство из которых находится в поле рёнита и низкотитанового куратита (рис. 11). Эти минералы формировались в паралавах, имеющих величину CIPW норм  $Ne\# = Ne/(Ne + Ab + Or + Lc)$  0.60–0.94 и значение  $X_{\text{Mg}} = \text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ , мол. % 0.63–0.88 (табл. 1, ан. 10–18). Это согласуется с эксперимен-

тальными данными, по которым рёнит кристаллизуется в ненасыщенных по  $\text{SiO}_2$  мафических щелочных расплавах при значениях  $Ne\# > 0.18$  и  $X_{\text{Mg}} > 0.46$  (Kunzmann, 1999). Установлено также, что рёнит в ассоциации с оливином, клинопироксеном, плагиоклазом без магнетита кристаллизуется в базанитовых расплавах в температурном интервале 1082–1100°C и давлении 1 бар в восстановительных условиях вблизи IW буфера, а совместно с магнетитом – около NNO буфера (Boivin, 1980). По данным (Grapes, Keller, 2010), куратит ( $\text{Fe}^{2+}$ –аналог рёнита) в основных щелочных вулканических породах (тефритах и лимбургитах) комплекса Kaiserstuhl (Германия) образовался при 1068–1137°C, давлении <50 бар и летучести кислорода около QFM буфера. Из этого можно заключить, что кристаллизация рёнита в паралавах начиналась при температуре около 1100°C в относительно восстановительных условиях, а поздние зоны микролитов минералов рёнит-куратитовой серии формировались при летучести кислорода на уровне NNO и QFM буферов. Только в образце паралавы MN-1411 для рёнита характерно преобладание  $\text{Fe}^{3+}$  (5–6 форм. ед.) над другими катионами (рис. 11б), что свидетельствует о росте летучести кислорода при его кристаллизации, вероятно, до уровня NM буфера по аналогии с условиями образования доррита в Wyoming паралавах (Cosca et al., 1989). Многочисленные находки микролитов  $\text{Fe}^{3+}$ -плеонаста в этой паралаве (рис. 9) также согласуются с кристаллизацией расплава в окислительных условиях.

На завершающей стадии формирования паралав интерстиции матрикса заполняет Ca-содержащий минерал из группы нефелина. Его состав соответствует давидсмититу, но во многих анализах наблюдается более высокая сумма Ca и вакансии относительно идеальной стехиометрии, что приводит на диаграмме  $\text{Na}-\text{K}-(\text{Ca}\square)$  к смещению точек состава по направлению к лиссетиту (рис. 12). Из расчетов формул минерала следует, что рост Si, Ca и снижение Al, Na при постоянном количестве K компенсируется за счет увеличения доли вакансии по гетеровалентной схеме:  $\text{Si}^{4+} + \text{Ca}^{2+} + \square \rightarrow \text{Al}^{3+} + 3\text{Na}^+$  (табл. 2, ан. 27–31). До настоящего времени было описано всего одно местоположение давидсмитита в высокобарической ассоциации с лиссетитом и другими редкими минералами из эклогитов Норвегии (Kechid et al., 2017). Лиссетит имеет идеальную формулу  $\text{CaNa}_2\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$  и близкую к полевошпатовой структуру, отличную от нефелина (Rossi et al., 1986). На основании имеющихся данных без структурных и спектроскопических исследований мы не можем однозначно диагностировать в паралавах Ca-содержащий минерал из группы нефелина как давидсмитит.

Отметим также единичную находку в образце паралавы MN-1425 бариевых Fe-Cu сульфидов, предположительно, зоарита и оуенсита из группы джерфишерита. Ранее зоарит был обнаружен только в пирогенных породах формации Хатруим, Израиль (Галускина и др., 2017; Galuskina et al., 2017), а Pb-содержащий оуенсит – в рудах Cu-Ni-Pt-Pd месторождения Wellgreen, Канада (Laflamme et al., 1995) и в метакарбонатном ксенолите из тефрита вулкана Беллерберг, Германия (Шарыгин, 2016). Судя по кристаллохимическим формулам этих сульфидов из паралав, рассчитанных на 27 атомов S, оуенситу соответствует только два анализа, а основное их количество относится к бариевому Fe-Cu сульфиду. Расчет формул показал, что существует непрерывная серия составов между оуенситом и бариевым Fe-Cu сульфидом (рис. 14). В этом ряду степень окисления Fe возрастает к оуенситу (отношение  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  снижается от 5–2 до 1–0.5). Бариевый Fe-Cu сульфид содержит K, Na и не имеет примеси Pb. Для него характерна значительная дисперсия содержаний Fe и Cu при небольших вариациях Ba и других элементов, а в результате гетеровалентного замещения  $\text{Cu}^+$  на  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{3+}$  сумма атомов Cu, Fe и Ni становится намного меньше 25 (вакансия до 5 ат. ед., рис. 14, табл. 3, ан. 1–3). Зоарит из пород формации Хатруим также имеет вакансию до 2 ат. ед. от идеальной суммы атомов Fe, Cu и Ni (Галускина и др., 2017). Таким образом, этот минерал из паралавы комплекса Хамарин-Хурал-Хид может быть как наиболее железистой разновидностью зоарита с дефицитом атомов в формуле относительно идеального стехиометрического состава, так и новым бариевым Fe-Cu сульфидом.

Особый интерес представляют находки фосфидов Fe в паралавах. Фосфиды Fe и Ni характерны для метеоритов, а в породах земного происхождения встречаются крайне редко, главным образом, в пирогенных образованиях (см. обзор в Britvin et al., 2015). Например, только за последние годы в пирометаморфических породах формации Хатруим на территории Израиля и Омана обнаружено семь фосфидов (Britvin et al., 2015, 2017, 2019a, 2019b). По фазовой диаграмме системы Fe-P (Диаграммы состояния ..., 1986) можно оценить температуру кристаллизации фосфидов Fe в расплавах паралав при атмосферном давлении. В Fe-P расплаве, содержащем 10.5–21 мас. % P, первым кристаллизуется баррингерит ( $\text{Fe}_2\text{P}$ ) при температуре <1365°C. При 1166°C по перитектической реакции  $\text{Fe}-\text{P}$  расплав +  $\text{Fe}_2\text{P}$  образуется штрейберзит ( $\text{Fe}_3\text{P}$ ), который кристаллизуется до равновесной (1050°C) либо метастабильной (945°C) эвтектики ( $\alpha\text{-Fe} + \text{Fe}_3\text{P}$ ), называемой стеадитом. Таким образом, многочисленные включения баррингерита и штрейберзита, иногда совместно с микролитами шпинели, из ранних зон фенокристов плагиоклаза (обр.

MN-1412, рис. 13г) могли захватываться в температурном интервале от 1365 до 1050–945°C, а штреберзита ± Fe в обогащенном Al расплаве, реликте аргиллита (обр. MN-1420, рис. 13в) – от 1166 до 1050–945°C. Единичные выделения фосфидов состава  $Fe_4P$  могут быть эвтектикой (степадитом), плавящейся при 1050 либо 945°C. Находки округлых выделений фосфидов (закристаллизованных капель Fe-P расплава) свидетельствуют о крайне восстановительных условиях, которые существовали на высокотемпературной стадии кристаллизации фенокристов плагиоклаза (обр. MN-1412) и при плавлении ксенолита аргиллита (обр. MN-1420) в мафических расплавах паралав. Такие условия могли создаваться, например, в результате преобразования фосфатов в фосфиды в присутствии газовой фазы метана (Burns et al., 2007) при высокотемпературном плавлении известняка, исходного для расплавов паралав.

В матриксе паралав также встречаются глобулы и включения кальцита, сидерита, сульфатов, гетита и обогащенных водой силикатно-железистых ( $\pm Mn$ ) флюидных сред. За исключением кальцита эти фазы образовалось в кавернах на завершающей стадии формирования матрикса паралав. Некоторые округлые включения кальцита обнаружены внутри фенокристов плагиоклаза, мелилита, клинопироксена и пирротина (рис. 5е). Подобные включения в минералах мелилита-нефелиновых паралав Нилгинского комплекса были описаны ранее как реликты кальцитового расплава, который находился в ненасыщенных по  $SiO_2$  обогащенных Ca расплавах при повышенном относительно атмосферного флюидном давлении (Перетяжко и др., 2018).

Плавленые породы пирометаморфических комплексов Хамарин-Хурал-Хид и Нилгинского (Перетяжко и др., 2018) в Монголии имеют сходные минералого-геохимические особенности. Клинкеры и паралавы этих комплексов близки по геохимическим характеристикам и форме мультиэлементных нормированных распределений (рис. 4). Они содержат похожую породообразующую минеральную ассоциацию (мелилит, клинопироксен, плагиоклаз, нефелин), а также Fe-Ca оливины (Ca-фаялит, кирштейнит), K-Va полевые шпаты (цельзиан, гиалофан), шпинелиды и минералы рёнит-куратитовой серии с широкими вариациями состава. Подобные пирометаморфические породы нигде ранее не описывались. Отличия минерально-фазового и геохимического составов плавленых пород пирометаморфических комплексов Монголии могут объясняться различиями состава участвующего в плавлении осадочного протолита (пелитовых и карбонатных пород), а также локальными вариациями физико-химических условий их формирования (температуры, флюидного режима, летучести кисло-

рода, скорости охлаждения–закаливания расплавов и других параметров).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые представлена минералого-геохимическая характеристика нескольких разновидностей плавленых пород из пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия. Клинкеры и паралавы образовались при плавлении пород раннемеловой осадочной толщи в результате воздействия угольных пожаров, которые происходили здесь как минимум с начала XIX в. до настоящего времени. Определение длительности формирования комплекса требует проведения изотопных исследований для поиска наиболее древних плавленых пород.

На изученной площади комплекса преобладают пирогенно измененные аргиллиты и алевропесчаники, а вблизи эпицентров пожаров находятся их частично плавленые разновидности – клинкеры дацитового и риолитового состава. В аргиллитах и алевропесчаниках при плавлении глинистого субстрата и детритовых зерен минералов формировался неоднородный по составу, преимущественно кислый силикатный расплав с большими вариациями содержаний  $SiO_2$  и щелочей. Намного реже встречаются паралавы, часто со следами течения расплава на поверхности образцов. Паралавы формировались из мафического ненасыщенного по  $SiO_2$  расплава, который мог образоваться при термической трансформации и плавлении известняка, содержащего примесь силикатных минералов.

В плавленых породах обнаружены разнообразные минеральные ассоциации. Пирогенно измененные аргиллиты и клинкеры содержат кислое силикатное стекло с оплавленными зернами кварца, полевых шпатов, монацита и других минералов, а также многочисленные новообразованные фазы – кордиерит-секанинант, герцинит, магнетит, гематит, гетит, ферросилит, кристобалит, барит-целестин, иногда рутил, ильменит, фторапатит, фаялит, недиагностированные сульфаты и другие минералы. Паралавы представлены нефелинсодержащими раскристаллизованными породами, сложенными минералами фенокристиной ассоциации (плагиоклазом, Al-клинопироксеном, мелилитом), между которыми в интерстициях кристаллизовались плеонаст, K-Va полевой шпат (цельзиан, гиалофан), минералы рёнит-куратитовой серии, Ca-Fe оливины (Ca-фаялит, кирштейнит), пирротин, барит, фторапатит и другие более редкие фазы. Завершилось формирование матрикса паралав кристаллизацией Ca-содержащего минерала из группы нефелина, который может быть давидсмититом.

Кристаллизация расплавов паралав происходит в высокотемпературных условиях (1365–945°C для фосфидов Fe, около 1100°C для минералов рёнит-куратитовой серии и 950–850°C для Fe-Ca оливинов) при летучести кислорода от IW до QFM буферов. Локально создавались крайне восстановительные условия, при которых в расплавах существовали капельные выделения фосфидов Fe и самородного железа. Встречаются также паралавы с  $\text{Fe}^{3+}$ -плеонастом и обогащенным  $\text{Fe}^{3+}$  минералом подгруппы рёнита с большой долей минала доррита, которые кристаллизовались в окислительных условиях, вероятно, соответствующих НМ буферу.

Необходимо дальнейшее изучение пирогенных пород комплекса Хамрин-Хурал-Хид. По нашим данным здесь встречаются плавленые породы – железистые паралавы и клинкеры с минерально-фазовыми ассоциациями, существенно отличающимися от описанных выше. Следует также детально изучить процесс термического преобразования и плавления известняка, в результате которого образуются необычные магниевые расплавы и паралавы, похожие по минералого-geoхимическим особенностям на нефелин-мелилитовые вулканические породы мантийного и корового происхождения.

**Благодарности.** Авторы благодарят А.Н. Сапожникова и Е.В. Каневу (ИГХ СО РАН, г. Иркутск), выполнивших рентгенофазовый анализ пирогенных пород, а также рецензентов В.В. Шарыгина (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск), А.В. Гирниса (ИГЕМ РАН) и А.В. Самсонова, (ИГЕМ РАН) за полезные комментарии и замечания по тексту.

**Источники финансирования.** Работа проводилась при финансовой поддержке программы ФНИ № 0350-2019-0007.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Галускина И.О., Крюгер Б., Галускин Е.В. и др. Потенциально новый минерал группы джерфишерита ( $\text{Ba}, \text{K}_6(\text{Fe}, \text{Cu}, \text{Ni})_{25}\text{S}_{27}$ ) из пирометаморфического комплекса Хатрурим, Израиль // Докл. юбилейного съезда Российского минералогического общества “200 лет РМО”. Санкт-Петербург, 10–13 октября 2017. С. 32–33.  
<http://www.minsoc.ru/FilesBase/2017-1-31-1.pdf>

Диаграммы состояния двойных и многокомпонентных систем на основе железа // Под ред. О.А. Банных, П.Б. Будберг, С.П. Алисова и др. Справочник. М.: Металлургия, 1986. 440 с.

Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микронализатор или сканирующий микроскоп? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1473–1482.

Перетяжко И.С. CRYSTAL – прикладное программное обеспечение для минералогов, петрологов, геохимиков // ЗВМО. 1996. № 3. С. 141–148.

Перетяжко И.С., Савина Е.А., Хромова Е.А. и др. Уникальные клинкеры и паралавы нового Нилгинского пирометаморфического комплекса в Центральной Монголии: минералого-geoхимические особенности, условия формирования // Петрология. 2018. Т. 26. № 2. С. 178–210.

Покровский П.В. Нашатырь из месторождения бурых углей Хамарин-Хурал-Хид в Монгольской народной республике // ЗВМО. 1949. № 3. С. 38–45.

Сокол Э.В., Максимова Н.В., Нигматулина Е.Н. и др. Пирометаморфизм. Новосибирск. Изд-во СО РАН, 2005. 284 с.

Шарыгин В.В. К-Рb- и К-Вa-фазы группы джерфишерита в высококальциевых породах // XXXIII Международная конференция “Alkaline Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits” School “Alkaline Magmatism of the Earth”. М.: ГЕОХИ, 2016. С. 150–152.

Boivin P. Données expérimentales préliminaires sur la stabilité de la rhönite à 1 atmosphère. Application aux gisements naturels // Bulletin de Minéralogie. 1980. V. 103. P. 491–502.

Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik Y. et al. Earth’s Phosphides in Levant and insights into the source of Archean prebiotic phosphorus // Sci. Reports. 2015. V. 5. № 8355. P. 1–5.  
<https://doi.org/10.1038/srep08355>

Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik E. et al. Barringerite  $\text{Fe}_2\text{P}$  from pyrometamorphic rocks of the Hatrurim Formation, Israel // Geol. Ore Deposits. 2017. V. 59. № 7. P. 619–625 (in Russian).

Britvin S.N., Murashko M.N., Vapnik Ye. et al. Zuktamurrite,  $\text{FeP}_2$ , a new mineral, the phosphide analogue of löllingite,  $\text{FeAs}_2$  // Phys. Chem. Mineral. 2019a. V. 46. P. 361–369.

Britvin S.N., Vapnik Y., Polekhovsky Y.S. et al. Murashkoite,  $\text{FeP}$ , a new terrestrial phosphide from pyrometamorphic rocks of the Hatrurim Formation, South Levant // Mineral. Petrol. 2019b. V. 113. P. 237–248.

Burns S., Hargreaves J.S.J., Hunter S.M. On the use methane as a reductant in the synthesis of transition metal phosphides // Catal. Communicat. 2007. V. 8. P. 931–935.

Coal and Peat Fires: a global perspective // Eds. G.B. Stracher, A. Prakash, E.V. Sokol Case Studies and Coal Fires. Amsterdam: Elsevier, 2015. V. 3. 786 p.

Cosca M., Peacor D. Chemistry and structure of esseneite,  $(\text{CaFe}^{3+}\text{AlSiO}_6)$ . A new pyroxene produced by pyrometamorphism // Amer. Mineral. 1987. V. 72. P. 148–156.

Cosca M.A., Rouse R.R., Essene E.J. Dorrite  $[\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}_4^{3+})(\text{Al}_4\text{Si}_2)\text{O}_{20}]$ , a new member of the aenigmatite group from a pyrometamorphic melt-rock // Amer. Mineral. 1988. V. 73. P. 1440–1448.

Cosca M.A., Essene E.J., Geissman J.G. et al. Pyrometamorphic rocks associated with naturally burned coal beds, Powder River Basin, Wyoming // Amer. Mineral. 1989. V. 74. P. 85–100.

Davidson P.M., Mukhopadhyay D.K. Ca-Fe-Mg olivines: Phase relations and a solution model // Contrib. Mineral. Petrol. 1984. V. 86. P. 256–263.

Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. An Introduction to the Rock-forming Minerals. Essex: Longman Scientific and Technical. 2nd ed. N.Y.: Wiley, 1992. 696 p.

Erdenetsogt B., Lee I., Bat-Erdene D., Jargal L. Mongolian coal-bearing basins: geological settings, coal characteristics, distribution, and resources // Int. J. Coal. Geol. 2009. V. 80. P. 87–104.

- Foit F.F., Hooper R.L., Rosenberg P.E. An unusual pyroxene, melilite, and iron oxide mineral assemblage in a coal-fire bichite from Buffalo, Wyoming // Amer. Mineral. 1987. V. 72. P. 137–147.
- Galuskina I.O., Krüger, B., Galuskin E.V. et al. Zoharite, IMA 2017-049 // Mineral. Mag. 2017. V. 81. P. 1279–1286.
- Grapes R. Pyrometamorphism. 2nd ed. Germany: Springer, 2011. 377 p.
- Grapes R., Keller J. Fe<sup>2+</sup>-dominant rhönite in undersaturated alkaline basaltic rocks, Kaiserstuhl volcanic complex, Upper Rhine Graben, SW Germany // Eur. J. Mineral. 2010. V. 22. P. 285–292.
- Haggerty S.E. Oxide mineralogy of the upper mantle. Spinel mineral group // Ed. D.H. Lindsley. Rev. Mineral. Oxide minerals: Petrologic and magnetic significance. Mineral. Soc. Amer. 1991. V. 25. P. 355–416.
- Haefeker U., Kaindl R., Tropper P. Semi-quantitative determination of the Fe/Mg ratio in synthetic cordierite using Raman spectroscopy // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 1662–1669.
- Havette A., Clocchiatti R., Nativel P., Montaggioni L. Une paragenèse inhabituelle à fassaïte, mélilité et rhönite dans un basalte alcalin contaminé au contact d'un récif coralline (Saint-Lieu, Ile de la Réunion) // Bulletin de Minéralogie. 1982. V. 105. P. 364–375.
- Kechid S., Parodi G.C., Pont S., Oberti R. Davidsmithite,  $(\text{Ca}, \square)_2\text{Na}_6\text{Al}_8\text{Si}_8\text{O}_{32}$ : a new, Ca-bearing nepheline-group mineral from the Western Gneiss Region, Norway // Eur. J. Mineral. 2017. V. 29. P. 1005–1013.
- Kunzmann T. The aenigmatite-rhönite mineral group // Eur. J. Mineral. 1999. V. 11. P. 743–756.
- Laflamme J.H.G., Roberts A.C., Criddle A.J., Cabri L.J. Owensemite,  $(\text{Ba}, \text{Pb})_6(\text{Cu}, \text{Fe}, \text{Ni})_{25}\text{S}_{27}$ , a new mineral species from the Wellgreen Cu–Ni–Pt–Pd deposit, Yukon // Can. Mineral. 1995. V. 33. P. 665–670.
- McDonough W.E., Sun S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Melluso L., Conticelli S., Gennaro R. Kirschsteinite in the Capo di Bove melilite leucitite lava (cecilite), Alban Hills, Italy // Mineral. Mag. 2010. V. 74. P. 887–902.
- Mukhopadhyay D. K., Lindsley D. H. Phase relations in the join kirschsteinite ( $\text{CaFeSiO}_4$ ) – fayalite ( $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ) // Amer. Mineral. 1983. V. 68. P. 1089–1094.
- Peretyazhko I.S., Savina E.A., Khromova E.A. Minerals of the rhönite–kuratite series in paralavas from a new combustion metamorphic complex of Choir–Nyalga Basin (Central Mongolia): chemistry, mineral assemblages, and formation conditions // Mineral. Mag. 2017. V. 81. № 4. P. 949–974.  
<https://doi.org/10.1180/minmag.2016.080.143>
- Rossi G., Oberti R., Smith D.C. The crystal structure of liseite // Amer. Mineral. 1986. V. 71. P. 1378–1383.
- Sokol E., Sharygin V., Kalugin V. et al. Fayalite and kirschsteinite solid solutions in melts from burned spoil-heaps, South Urals, Russia // Eur. J. Mineral. 2002. V. 14. P. 795–807.
- Wiedenmann D., Zaitsev A.N., Britvin S.N. et al. Alumoaäkermanite,  $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+})(\text{Si}_2\text{O}_7)$ , a new mineral from the active carbonatite–nepheline–phonolite volcano Oldoinyo Lengai, northern Tanzania // Mineral. Mag. 2009. V. 73. № 3. P. 373–384.

## Melted Rocks (Clinkers and Paralavas) of Khamaryn-Khural-Khiid Combustion Metamorphic Complex in Eastern Mongolia: Mineralogy, Geochemistry and Formation Processes

E. A. Savina<sup>1</sup>, I. S. Peretyazhko<sup>1</sup>, E. A. Khromova<sup>2</sup>, and V. E. Glushkova<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

<sup>2</sup>Geological Institute, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia

For the first time, mineralogical and geochemical features have been characterized and estimates of the formation conditions of melted rocks of Khamaryn-Khural-Khiid combustion metamorphic complex in Eastern Mongolia have been obtained. Clinkers and paralavas were formed as a result of partial melting of the Early Cretaceous sedimentary rocks caused by the influence of natural coal fires. On the studied area pyrogenically altered pelitic rocks predominate and near the epicenters of coal combustion, their melted varieties are clinkers of dacitic and rhyolitic composition. Much less common are paralavas formed from Ca- and Na-enriched silica-undersaturated mafic melts, which was formed during the melting of silicate minerals (melilite, clinopyroxene, feldspars and other) and calcite in the pyrogenically altered limestone at temperature above 1100°C. Melilite-nepheline paralavas of combustion metamorphic complexes (Khamaryn-Khural-Khiid and Nyalga) in Eastern and Central Mongolia have many common mineralogical and geochemical features. Similar melted rocks have never been described anywhere else in the world. The differences in the mineral-phase assemblages and geochemical features of the clinkers and paralavas from these complexes can be associated with variations in composition of sedimentary protolith involved in the partial melting of pelitic sediments and limestones, as well as with local variations in the physicochemical conditions of their formation (temperature, fluid regime, oxygen fugacity, cooling rates of the pyrogenic melts and other factors) during natural coal fires.

**Keywords:** clinker, paralava, pyrogenic melted rocks, combustion metamorphic complex, Khamaryn-Khural-Khiid, Eastern Mongolia