

**МИНЕРАЛОГИЯ ФЛЮИДОЛИТОВ И ГЕНЕТИЧЕСКИ РОДСТВЕННЫХ ИМ
МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МОКРУШИНСКОЙ ПЛОЩАДИ ТАУХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА
(СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

В.Т. Казаченко, Е.В. Перевозникова, С.Н. Лаврик

ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток, 690022; e-mail: vkazachenko@mail.ru; e-mail: elenavalper@yandex.ru

Поступила в редакцию 19 июля 2016 г.

Флюидолиты и генетически родственные им магматические породы Мокрушинской площади сформировались в результате внедрения в верхние слои литосферы магматического материала с высокой долей флюидной составляющей, значительную роль в которой играли H_2O , F, Cl, а также углеводороды. Это обстоятельство оказало существенное влияние на их минералогические особенности.

Палеоценовые эксплозивные структуры во многих отношениях, в том числе и по минералогии слагающих их пород, обнаруживают сходство с лампроитовыми трубками. Особый интерес представляет присутствие в составе этих структур родингитов и лампрофиропоподобных пород, с которыми может быть связано промышленное золото-палладий-платиновое оруденение.

Ключевые слова: эксплозивные структуры, флюидолиты, родингиты, благородные металлы, самородные элементы, Сихотэ-Алинь, Дальний Восток России.

ВВЕДЕНИЕ

Таухинский террейн (рис. 1) является фрагментом неокомской аккреционной призмы, сложенной юрскими и раннемеловыми терригенно-турбидитовыми хаотическими образованиями. В его меланжевом комплексе в виде олистолитов и олистоплак присутствуют пермские и триасовые кремни, юрские кремнисто-глинистые отложения, граносиениты и, вероятно, габброиды сергеевского комплекса [17], а также фрагменты девон-пермских и триасовых рифовых массивов. Породы Таухинского террейна прорваны и перекрыты позднемеловыми преимущественно кислыми образованиями Восточно-Сихотэ-Алинского вулканоплутонического пояса и продуктами палеогенового кислого, бимодального и высокоглиноземистого базальтового вулканизма Хасано-Амурского ареала [4]. В Таухинском террейне распространены выходы контактово-метаморфизованных триасовых металлоносных осадков (марганцевосиликатных пород, силикатно-магнетитовых руд и яшм) [11, 23], обогащенных Au, Ag, Pt и Pd и содержащих разнообразные минералы этих металлов [12, 21]. Кроме того, в нем присутствуют палеоценовые эксплозивные структуры (рис. 1), с которыми связаны родингиты и Au-Pd-Pt минерализация [15, 16].

К настоящему времени детально изучены флюидолиты и магматические породы только Мокрушинской эксплозивной структуры Ольгинского рудного района, представленные необычными по структурным и текстурным особенностям образованиями, состав которых изменяется от ультраосновного до среднего и от субщелочного до щелочного. К ним относятся породы флогопит-оливинового, а также слюдисто-полевошпатового (далее, слюдисто-полевошпатовые породы) и амфибол-полевошпатового (далее, амфибол-полевошпатовые породы) состава, которые в минералогическом отношении, в основном, соответствуют керсантитам, минеттам и спессартитам, но отличаются от классических представителей этих пород текстурными и структурными особенностями, а также принадлежностью не к интрузивным, а к жерловым фациям. К этому же комплексу относятся субщелочные горнблендиты и карбонатитоподобные, а также другие, пока не изученные породы. Присутствие благороднометалльной минерализации в коренных породах эксплозивных структур и в аллювии дренирующих их ключей представляет особый интерес, так как известно, что с породами ряда «керсантит-минетта» связаны крупные и суперкрупные месторождения Au [33–36, 40–44]. Калий-аргоновый

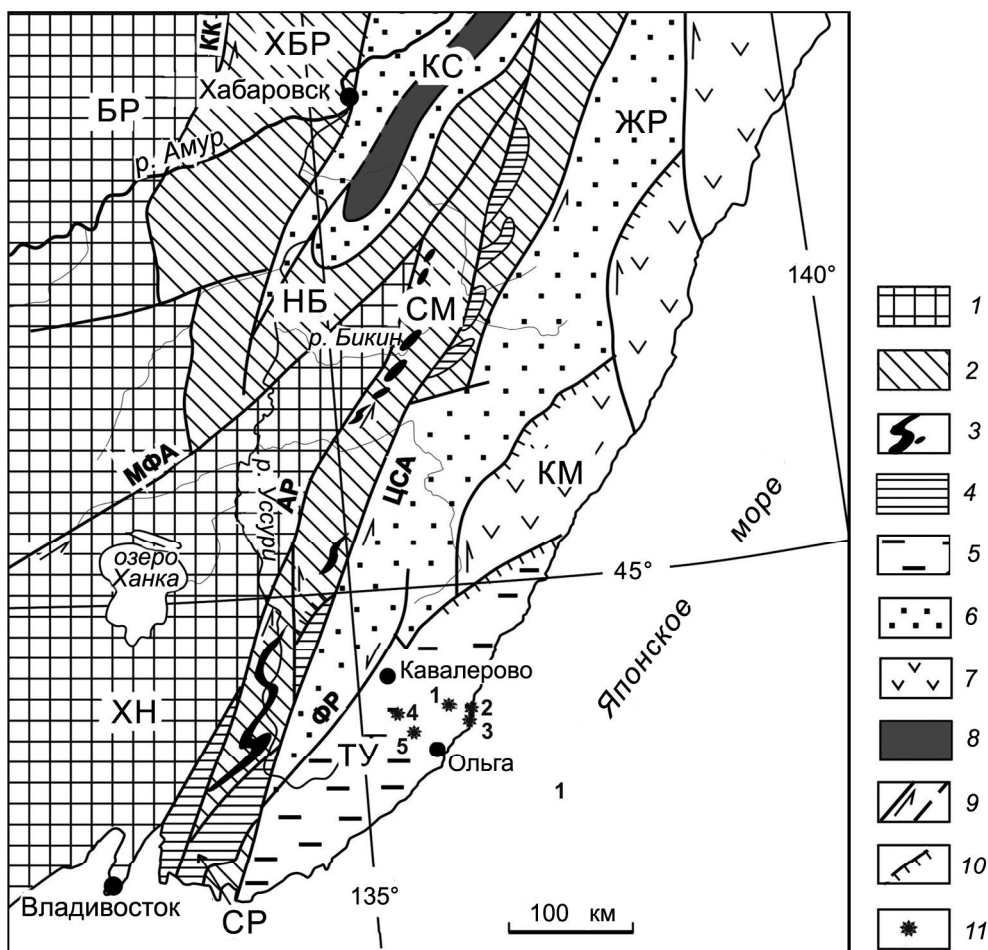


Рис. 1. Положение изученной площади в Сихотэ-Алине. Тектоническая основа по А.И. Ханчуку [4].

1 – массивы: ХН – Ханкайский, БР – Буреинский; 2 – юрские террейны (фрагменты аккреционных призм): СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ХБР – Хабаровский; 3 – калиновские офиолиты (девон); 4 – фрагменты докембрийского-раннепалеозойского Украинско-Сергеевского террейна, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постаккреционных преобразований; 5–8 – раннемеловые террейны-фрагменты: 5 – неокомской аккреционной призмы (ТУ – Таухинский), 6 – приконтинентального спредингового турбидитового бассейна (ЖР – Журавлевско-Амурский), 7 – баррем-альбской островодужной системы (КМ – Кемский), 8 – альбской аккреционной призмы (КС – Киселевско-Маноминский); 9 – левые сдвиги, в том числе: КК – Куканский, АР – Арсеньевский, МФА – Мишань-Фушуньский (Алчанский), ЦСА – Центральный Сихотэ-Алинский, ФР – Фурмановский; 10 – надвиги; 11 – выходы пород эксплозивных структур на Мокрушинской площади (1), в гранитном и осадочном обрамлении залива Владимир (2) и бухты Южной (3), в окрестностях с. Серафимовка (на северо-западной и юго-восточной границах Широкопаднинской площади) (4, 5).

возраст флогопит-оливиновых пород (по флогопиту) колеблется в небольших пределах и составляет, в среднем, 64.03 ± 3.2 млн лет [25]. Близкие значения получены К-Аг методом (по породам) для слюдисто-полевошпатовых пород (59.7 ± 1.9 ; 56.7 ± 1.9 ; 61.8 ± 1.9). Геологическое положение, петрохимия, геохимия, изотопные характеристики и особенности образования флюидолитов и генетически родственных им магматических пород Мокрушинской площади подробно рассмотрены в одной из последних публикаций [25]. Целью данных исследований являлась детальная минералогическая характеристика этих образований.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение содержаний второстепенных элементов (табл. 1) в карбонатитоподобных породах выполнено в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США). Особенностью пробоподготовки являлось сплавление навески с металлом лития.

Анализы минералов (в аншлифах) (табл. 2–7) выполнены в ДВГИ ДВО РАН на микроанализаторе JXA8100 с тремя волновыми спектрометрами и

Таблица 1. Содержания второстепенных элементов (г/т) в карбонатитоподобных породах Мокрушинской взрывной структуры (обр. Кб-1).

№ п/п	Элемент	Содержание	№ п/п	Элемент	Содержание
1	Be	0.99	20	La	6.35
2	Sc	1.40	21	Ce	11.02
3	V	8.30	22	Pr	1.45
4	Cr	37.42	23	Nd	6.03
5	Co	0.68	24	Sm	1.10
6	Ni	3.70	25	Eu	0.20
7	Cu	57.40	26	Gd	1.05
8	Zn	209.2	27	Tb	0.20
9	Ga	2.88	28	Dy	1.11
10	Rb	19.22	29	Ho	0.20
11	Sr	931.6	30	Er	0.65
12	Y	7.65	31	Tm	0.10
13	Zr	25.70	32	Yb	0.55
14	Nb	2.47	33	Lu	0.08
15	Mo	1.99	34	Hf	0.66
16	Cd	0.96	35	Ta	0.14
17	Sn	2.01	36	W	10.58
18	Cs	0.20	37	Pb	424.1
19	Ba	418.5	38	Th	1.69
			39	U	1.17

Примечание. Аналитики Блохин М.Г., Федорев О.Е.

энергодисперсионным спектрометром INCAx-sight при ускоряющем напряжении 20 kV и токе $1 \cdot 10^{-8}$ А. Для обеспечения электропроводимости применялось графитовое напыление. В качестве стандартов использованы чистые металлы, зерна минералов (проанализированные другими методами), а также набор эталонов, поставляемых фирмой Agar scientific. Диагностика всех упоминаемых в работе минералов подтверждена определением их состава на рентгеноспектральном микроанализаторе.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Флогопит-оливиновые породы

Флогопит-оливиновые породы дайковой фации относятся к щелочным ультраосновным, ультражелезистым (41.45 мас. % в пересчете на Fe_2O_3) и высокомагнезиальным (19.09–23.11 мас. % MgO) породам калиевой серии ($K_2O/Na_2O \geq 9$). Для них характерно низкое содержание TiO_2 (0.31 мас. %), Al_2O_3 (1.62–3.18), P_2O_5 (0.26), CaO (0.34) и Na_2O (0.08) и необычайно высокое для магматических пород содержание MnO (2.09–2.26). Основными элементами внутреннего строения флогопит-оливиновых пород являются фенокристаллы, основная масса, включения различной природы в фенокристаллах и в основной

массе, обособления и гнезда различного происхождения. Характерными являются также реакционные каймы вокруг зерен минералов, прожилки вулканического стекла и сообщества эпигенетических минералов в межзерновом пространстве породы, маломощных зонах взрывного дробления, вдоль трещин спайности флогопита и в прожилках. Фенокристаллы представлены богатым Cl (до 0.49 мас. %) флогопитом, титаномагнетитом, богатым Mn ильменитом (до 20 мол. % пиррофанитового минерала) и Cl-содержащим (0.13–0.15 ф.е.) F-апатитом. Основная масса сложена марганцовистым гортонолитом, богатым Cl флогопитом, ильменит-пиррофанитовым (29–53 мол. %) твердым раствором и Cl-содержащим F-апатитом. В краевой части оливиновых зерен присутствуют более железистые и марганцовистые реакционные каемки. Характерны расплавные включения солей и почти нацело резорбированные, нередко оплавленные включения богатого Zn (4.97–8.80 мас. %) плеонаста в флогопите, окруженные реакционными каемками хлорита. Флогопит-оливиновые породы содержат участки различного размера и формы, сложенные флогопит-тремолитовой (\pm оливин) магматической породой. Тремолитсодержащие участки отличаются от флогопит-оливиновой породы более крупными кристаллами минералов, главными из которых являются тремолит, флогопит, и, в меньшей мере, оливин. Присутствуют включения частично контаминированных кристаллов оливина (?), центральные части которых разложены на серпентин и магнетит, а краевые представляют собой келифитовую кайму, сложенную куммингтонитом. В тремолитсодержащих участках встречаются продукты кристаллизации остаточного сульфидно-арсенидно- (сульфоарсенидно)-оксидного расплава, сложенные леллингитом, пирротинитом, магнетитом, кобальтинитом и брейтгауптитом (в разных комбинациях и пропорциях). По морфологическим особенностям и составу они относятся к двум типам, отвечающим продуктам кристаллизации капель расплава или его «выжимок» в трещины и в межзерновое пространство. В флогопит-оливиновых породах присутствует комплекс эпигенетических минералов гидротермального происхождения. К ним относятся серпентин, тальк, миннесотаит, анкерит, кутнагорит, сидерит, магнетит, хлорит, брейтгауптит, кобальтин, соединения Bi и Te, палладистое и т.н. «медистое золото», выполняющие межзерновое пространство, маломощные зонки взрывного дробления и прожилки. Наиболее характерными являются эпигенетические преобразования оливина со стороны межзернового пространства и флогопита вдоль плоскостей спайности. Изменение оливина и некоторых других минералов вдоль контактов зерен, заключавшееся в их

разложении на магнетит и водные силикаты Mg и Fe, во многих случаях приводило к образованию петельчатой структуры. Эпигенетические изменения флогопита заключались в образовании хлорита и магнетита вдоль плоскостей спайности, а также хлоритовых каемок и мелких зерен магнетита и сфалерита на контактах с включениями шпинели. «Медистое золото», скопления многочисленных зерен которого приурочены к зонкам взрывного дробления, представлено необычной, очень богатой Zn (до 12.65 мас. %), Ni-содержащей (до 1.28 мас. %) разновидностью аурикуприда, в которой Zn изоморфно замещает Cu, а также соединением, близким по составу к купроауриду. В фенокристаллах и в основной массе флогопит-оливиновых пород, а также в вулканическом стекле присутствуют многочисленные шестоватые, игольчатые или нитевидные, иногда изогнутые, кристаллы сильно радиоактивного циркона, нередко пересекающие границы зерен оливина, флогопита и других минералов. Флогопит-оливиновые породы содержат (г/т) 0.68 Au, 1.86 Pt и 0.01 Pd и обогащены Cl, Co (58.10–67.84 г/т), Ni (90.0–127.5), Zn (164.13–204.9), Nb (7.88–9.54), Rb (33.94–53.25), Zr (253.4–259.7), Sn (до 16.6) и Ba (111.5). Они подробно охарактеризованы в одной из предыдущих публикаций авторов [15].

Слюдисто-полевошпатовые породы

Слюдисто-полевошпатовые породы жерловой фации характеризуются черной окраской, микрозернистой структурой и присутствием автолитов. Иногда в них видны сглаженные контуры оплавленных и почти «растворенных» обломков пород. Главными минералами являются биотит, плагиоклаз, калишпат; второстепенными – марганцовистый ильменит, титанит, магнетит, апатит, алланит, циркон и монацит. Из второстепенных минералов преобладает ильменит, образующий игольчатые, волосовидные и нитевидные кристаллы, реже титанит или магнетит. Эти породы являются продуктами кристаллизации нерасслоенной магмы основного состава или расслоенной в потоке на ультраосновную, богатую летучими и Fe, и среднюю, бедную ими [25]. Они нередко слагают расслоенные тела с мощностью прослоев от десятых долей мм до нескольких десятков см. Минеральный состав прослоев изменяется от слюдистого до полевошпатового с небольшим количеством слюды (рис. 2). Калий обычно преобладает над Na ($K_2O/Na_2O = 1.01–6.57$), но встречаются и обратные соотношения. Состав плагиоклаза в слюдисто-полевошпатовых породах изменяется от олигоклаза до лабрадора (рис. 3). Этот минерал обычно содержит K (до 1.08 мас. %) и Fe (до 1.51 мас. %) (табл. 2). Иногда в анализах отмечается P (до 0.59 мас. %) или Ti (до 0.44 мас. %). Калие-

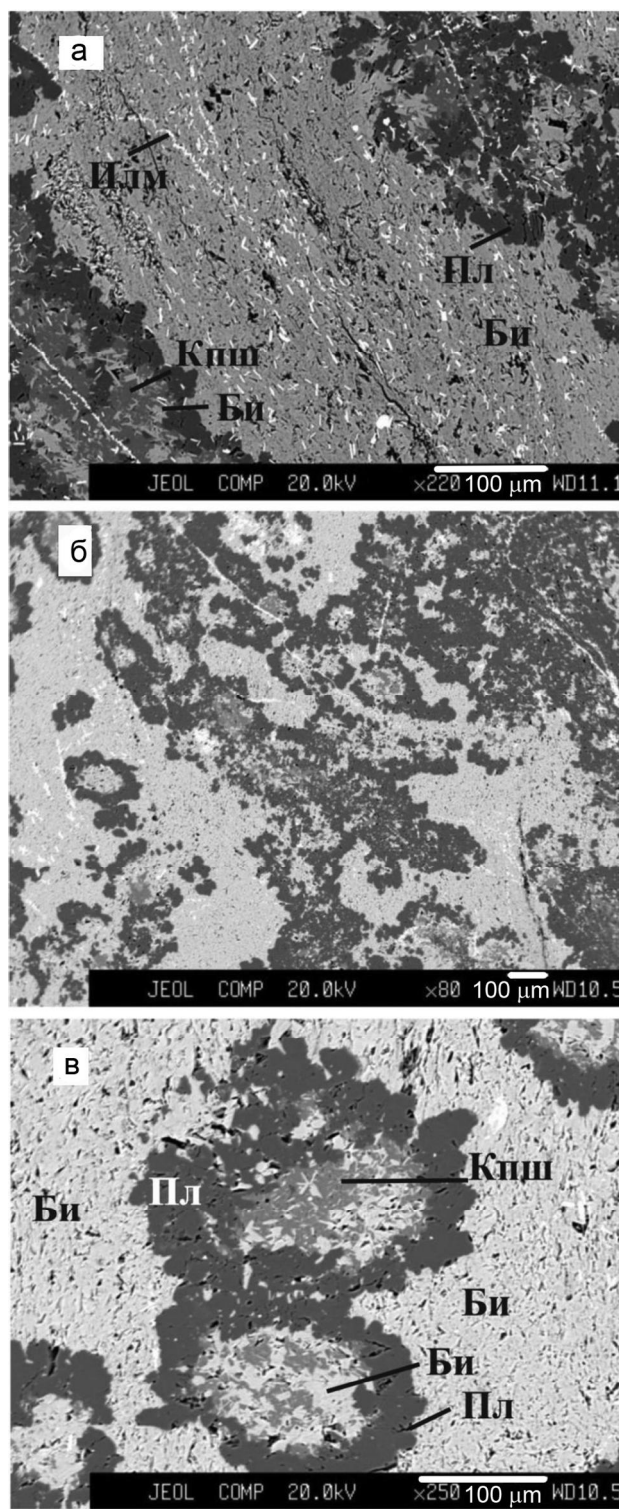
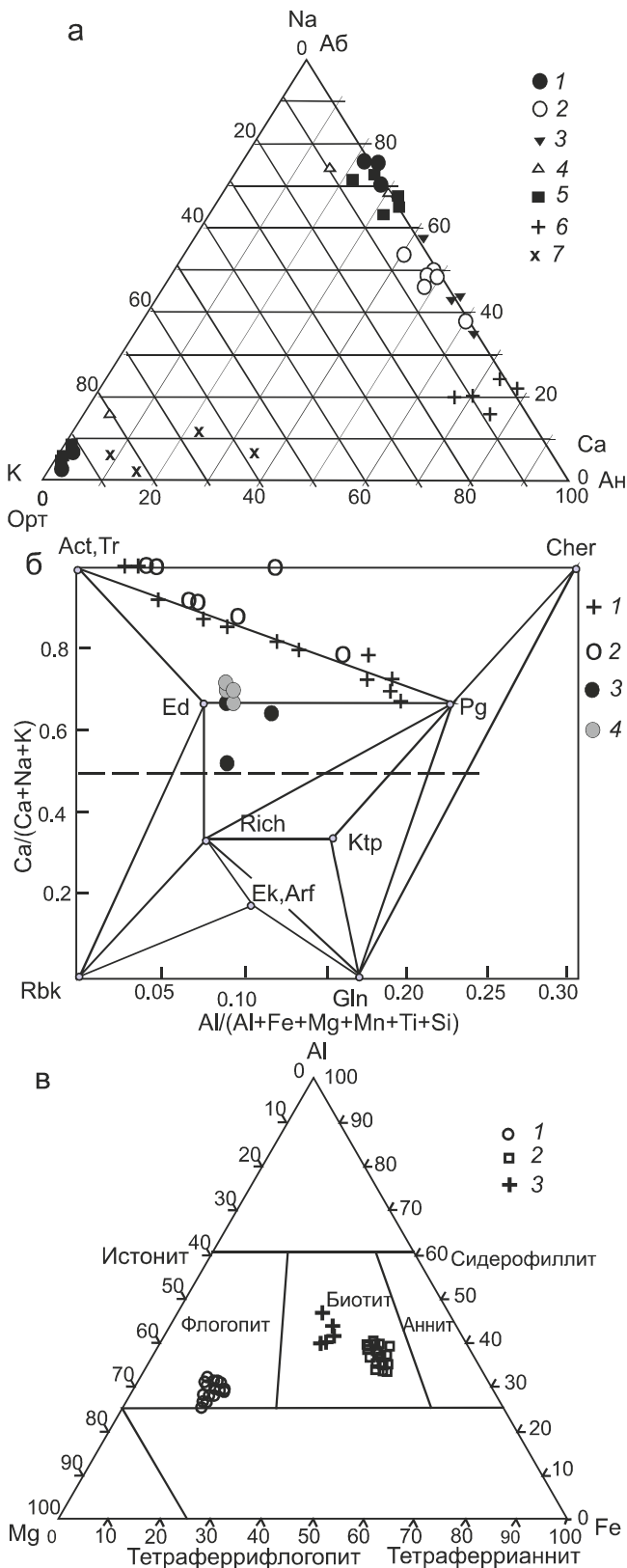


Рис. 2. Расслоенная слюдисто-полевошпатовая порода.

Вид в отраженных электронах: Би – биотит, Пл – плагиоклаз, Кпш – калишпат, Илм – ильменит.

а – продукты кристаллизации расслоенной на две фазы ламинарной части магматического потока; б, в – продукты кристаллизации двухфазной турбулентной (?) части (с каплями бедной летучими фазы) магматического потока. Обр. М-11-Л1.



вый полевой шпат содержит до 9 мол. % альбитового минала и до 1.50 мас. % Fe. Особенностью этого минерала является присутствие Ba (до 0.93 мас. %) и Ti (до 0.40 мас. %) (табл. 2). Слюда представлена Cl-содержащим (0.14–0.41 мас. %) биотитом (табл. 2), состав которого изменяется мало, главным образом, в отношении содержаний Fe и Al (рис. 3). Этот минерал обогащен Ti (до 1.93 мас. %) и нередко содержит Mn (до 0.30 мас. %) и (иногда) Co (до 0.1 мас. %). Магнетит беден Ti и иногда содержит V (табл. 3). Ильменит обогащен Mn (до 14 мол. % пиррофанитового минала) и нередко содержит примесь Co. В его анализах из-за небольших размеров кристаллов постоянно отмечается небольшое количество чужеродных породообразующих элементов (Ca, Si, K, Mg и Al). Титанит богат Fe и Al, замещающими почти до половины Ti; иногда он содержит F (до 0.35 ф.е.), Nb (до 0.44 мас. %) и V (до 0.34 мас. %) (табл. 3). Апатит относится к фтористой разновидности (F-апатит), содержащей немного хлора. Слюдисто-полевошпатовые породы обогащены (г/т) V (68.7–196.4), Cr (25.52–399.9), Zn (30.5–245.1), Rb (82.4–173.4), Sr (127.6–510.6), Zr (185.2–622.6), Nb (11.97–94.64), Ba (418.5–899.8) и REE [25].

Горнблендиты

Горнблендиты жерловой фации представлены микрокристаллической ультраосновной субщелочной породой черного цвета с аволитами и мелкими обломками рутил-титанитовых симплектитов (рис. 4), первоначально сложенной Cl-содержащим паргаситом. Локально проявившиеся объемные преобразования породы вдоль сетки ослабленных участков (рис. 4) выразились в изменении состава амфибола от паргаситового до актинолитового (рис. 3 б), сопровождавшегося увеличением содержания SiO_2 и MgO и уменьшением количества щелочей, Al_2O_3 и FeO. Содержание железа в амфиболе, в целом, колеблется в относительно небольших пределах (0.84–1.41 ф.е.). В небольшом количестве (до 0.51 мас. %) обычно присутствует Ti, реже отмечается Mn (до 0.31 мас. %) и (редко) Cr (до 0.24 мас. %) (табл. 4). Содержание Cl в амфиболе достигает 1.17 мас. %. В породе при-

Рис. 3. Особенности состава полевых шпатов (а), амфиболов (б) и слюд (в) из магматических образований Мокрушинской взрывной структуры.

а – слудисто-полевошпатовые породы (1–5) – обр. М-11-Л1 (1), М-11-104 (2), М-11-28 (3), 11-28-2 (4), 11-29 (5); амфибол-полевошпатовые породы (обр. М-11-31) (6, 7) – плагиоклаз (6), богатая калием фаза (7); б – горнблендиты (1), амфибол-полевошпатовые

породы (2), карбонатитоподобные породы (3), оловяносные инъекционно-магматические пироксен-магнетитовые обособления (4), Act – актинолит, Tr – тиродит, Ed – эденит, Pg – паргасит, Rich – рихтерит, Ktp – катафорит, Ek – экерманит, Arf – арфведсонит, Rbk – рибекит, Cher – черматит; в – 1, 2 – флогопит-оливиновые (1) и слудисто-полевошпатовые (2) породы, 3 – магматический цемент флюидолитов.

Таблица 2. Результаты изучения химического состава полевых шпатов и биотита слюдито-полевошпатовых пород Мокрушинской площади на рентгено-спектральном микроанализаторе, мас. %.

№ п/п	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Cl	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Сумма	Образец	Формула
плаггиоклаз													
1	5.33	28.93	52.39	12.01							98.66	M-11-28	(Ca _{0.59} Na _{0.46}) _{1.05} Al _{1.00} (Al _{0.55} Si _{2.40}) _{2.95} O ₈
2	4.17	29.90	49.49	13.40					0.58		97.54		(Ca _{0.67} Na _{0.37} K _{0.02})(Al _{0.98} Fe _{0.02})(Al _{0.65} Si _{2.31})O ₈
3	8.22	23.46	60.42	0.18	5.33						97.62		(Na _{0.72} Ca _{0.26} K _{0.01}) _{0.99} Al _{1.00} (Al _{0.25} Si _{2.76}) _{3.01} O ₈
4	11.06	19.40	67.09								97.55		Na _{0.95} Al _{1.02} Si _{3.03} O ₈
5	5.72	26.04	50.97	0.73	10.19					1.95	97.17	M-11-104	(Na _{0.52} Ca _{0.51} K _{0.04}) _{1.07} (Al _{0.89} Fe _{0.08} Ti _{0.03}) _{1.00} (Si _{2.39} Al _{0.55}) _{2.94} O ₈
6	8.83	23.26	60.76	1.30	4.98					1.65	100.78	11-29	(Na _{0.75} Ca _{0.23} K _{0.07}) _{1.05} (Al _{0.94} Fe _{0.06}) _{1.00} (Si _{2.68} Al _{0.27}) _{2.95} O ₈
7	7.44	24.84	57.45	0.92	6.79					1.51	99.34		(Na _{0.65} Ca _{0.33} K _{0.05}) _{1.03} (Al _{0.95} Fe _{0.06} Ti _{0.01}) _{1.00} (Si _{2.58} Al _{0.39}) _{2.97} O ₈
8	9.81	22.32	63.30	0.42	3.71					1.04	100.60	11-28	(Na _{0.83} Ca _{0.17} K _{0.02}) _{1.02} (Al _{0.96} Fe _{0.04}) _{1.00} (Si _{2.79} Al _{0.19}) _{2.98} O ₈
9	11.22	20.40	66.29	1.24						0.48	99.63		(Na _{0.96} Ca _{0.06}) _{1.02} (Al _{0.98} Fe _{0.02}) _{1.00} (Si _{2.90} Al _{0.08}) _{2.98} O ₈
10	9.17	22.99	61.43	0.26	4.89					0.42	99.15	M-11-Л1	(Na _{0.78} Ca _{0.23} K _{0.02}) _{1.03} (Al _{0.98} Fe _{0.02}) _{1.00} (Si _{2.74} Al _{0.23}) _{2.97} O ₈
11	8.53	24.01	60.32	0.16	5.76					0.45	99.23		(Na _{0.74} Ca _{0.28} K _{0.01}) _{1.03} (Al _{0.99} Fe _{0.02}) _{1.00} (Si _{2.70} Al _{0.27}) _{2.97} O ₈
калиевый полевой шпат													
12	0.93	18.29	63.30	16.04						0.43	99.42	11-28	(K _{0.95} Na _{0.08} Ba _{0.01}) _{1.04} (Al _{0.99} Fe _{0.02}) _{1.01} (Si _{2.94} Al _{0.01}) _{2.95} O ₈
13	0.60	18.15	61.23	15.93						0.59	96.51	M-11-104	(K _{0.97} Na _{0.06}) _{1.03} (Al _{1.02} Fe _{0.02}) _{1.04} Si _{2.93} O ₈
14	0.59	17.98	62.95	16.34						0.47	99.17	M-11-Л1	(K _{0.97} Na _{0.05} Ba _{0.02}) _{1.04} (Al _{0.98} Fe _{0.02})(Al _{0.01} Si _{2.95}) _{2.96} O ₈
биотит													
15	7.20	15.07	32.96	0.34	6.91	0.69	2.50	0.30	28.37	94.68	M-11-28	(K _{0.73} Ca _{0.06}) _{0.79} (Fe _{1.96} Mg _{0.89} Mn _{0.02} Al _{0.19} Ti _{0.16}) _{3.22} Al(Al _{0.28} Si _{2.72})O ₁₀ (OH) _{1.95} Cl _{0.05}	
16	6.35	14.61	34.66	9.26		2.82	2.82	26.42	94.12	26.42	11-29	K _{0.97} (Mg _{0.79} Fe _{1.81} Ti _{0.17} Al _{0.23}) _{3.00} Al(Si _{2.82} Al _{0.18}) _{3.00} O ₁₀ (OH) ₂	
17	5.87	15.00	35.01	0.39	9.10		2.15	0.36	28.58	96.46	11-28	K _{0.93} (Mg _{0.71} Fe _{1.92} Mn _{0.02} Al _{0.22} Ti _{0.13}) _{3.00} Al(Si _{2.80} Al _{0.20})O ₁₀ (OH) _{1.95} Cl _{0.05}	
18	6.39	14.51	33.46	0.40	8.15		2.27	0.30	28.63	94.11		K _{0.85} (Mg _{0.78} Fe _{1.96} Mn _{0.02} Al _{0.10} Ti _{0.14}) _{3.00} Al(Si _{2.71} Al _{0.29}) _{3.00} O ₁₀ (OH) _{1.95} Cl _{0.05}	
19	6.24	17.18	33.31	0.17	9.88		2.21	25.29	94.29	M-11-Л1	K _{1.02} (Mg _{0.77} Fe _{1.72} Al _{0.34} Ti _{0.14}) _{2.97} Al(Si _{2.70} Al _{0.30})O ₁₀ (OH) _{1.98} Cl _{0.02}		
20	5.91	17.42	32.68	0.27	9.85		2.78	26.10	95.00			K _{1.01} (Mg _{0.72} Fe _{1.78} Al _{0.32} Ti _{0.17}) _{2.99} Al(Si _{2.65} Al _{0.35}) _{3.00} O ₁₀ (OH) _{1.96} Cl _{0.04}	

Примечание. В анализах, кроме того, (мас. %): 5 – 0.84 P₂O₅ и 0.73 TiO₂; 7 – 0.37 TiO₂; 12 и 14 – 0.44 и 0.83 BaO.

Таблица 3. Результаты изучения химического состава второстепенных минералов слюдясто-полевошпатовых пород Мокрушинской площади на рентгено-спектральном микроанализаторе, мас. %.

№ п.п.	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Сумма	Образец	Формула
ильменит														
1			0.38		0.24	52.03	6.18	39.36				98.19	М-11-28	(Fe _{0,83} Mn _{0,14}) _{0,99} (TiO ₃) _{1,01}
2					0.70	50.97	3.55	43.98				99.21	11-28	(Fe _{0,94} Mn _{0,08}) _{1,02} (TiO ₃) _{0,98}
3	0.99	3.50	6.31	0.77	1.30	44.38	3.27	35.41				96.56	М-11-104	(Fe _{0,90} Mn _{0,08}) _{0,98} (TiO ₃) _{1,02}
4			0.61	0.38		49.25	2.72	44.25				97.20	М-11-ЛП	(Fe _{0,97} Mn _{0,06}) _{1,03} (TiO ₃) _{0,97}
5			0.48	0.25		48.83	2.52	44.86				96.94		(Fe _{0,98} Mn _{0,06}) _{1,04} (TiO ₃) _{0,96}
титанит														
6	0.51	2.38	29.76	0.85	26.32	34.00		2.63				97.60	М-11-28	(Ca _{0,93} Mg _{0,03} K _{0,04}) _{1,00} (Ti _{0,84} Al _{0,09} Fe _{0,07} Nb _{0,01} V _{0,01}) _{1,02} Si _{0,98} O ₄ (O,OH)
7	1.34	5.08	30.31	2.11	22.52	29.02		7.07				97.44		(Ca _{0,78} Mg _{0,06} K _{0,09}) _{0,93} (Ti _{0,69} Al _{0,19} Fe _{0,19}) _{1,07} Si _{0,98} O ₄ (O,OH)
8		1.64	30.19	0.23	28.24	36.32		1.52				99.06		(Ca _{0,99} K _{0,01}) _{1,00} (Ti _{0,90} Al _{0,06} Fe _{0,04} V _{0,01}) _{1,01} Si _{0,99} O ₄ (O,OH)
9		1.95	29.55		28.63	34.70		1.11				96.48		Ca _{1,02} (Ti _{0,87} Al _{0,08} Fe _{0,03} V _{0,01}) _{0,99} Si _{0,99} O ₄ (O,OH)
10		7.73	29.86		27.03	25.17		1.93				93.77	11-29	Ca _{0,99} (Ti _{0,64} Al _{0,31} Fe _{0,05}) _{1,00} Si _{1,01} O ₄ (O,OH) _{0,79} F _{0,21}
11		7.06	29.39		26.92	25.28		1.13				93.14		Ca _{1,00} (Ti _{0,66} Al _{0,29} Fe _{0,03}) _{0,98} Si _{1,02} O ₄ _{0,65} F _{0,35}
12		3.32	30.45		28.72	34.01		1.09				97.58	11-28	Ca _{1,00} (Ti _{0,84} Al _{0,13} Fe _{0,03}) _{1,00} Si _{1,00} O ₄ (O,OH)
13		1.99	30.10	0.71	26.47	35.36		2.45				97.08		(Ca _{0,94} K _{0,03}) _{0,97} (Ti _{0,88} Al _{0,08} Fe _{0,07}) _{1,03} Si _{1,00} O ₄ (O,OH)
14		1.77	30.73	0.31	28.10	37.15		1.29				99.36		(Ca _{0,99} K _{0,01}) _{1,00} (Ti _{0,90} Al _{0,07} Fe _{0,03}) _{1,00} Si _{1,00} O ₄ (O,OH)
магнетит														
15	0.77	1.19	0.26					87.67				90.25	М-11-ЛП	(Fe _{2,95} Al _{0,04} V _{0,01}) _{3,00} O ₄
16			0.49					91.13				91.62		Fe ₃ O ₄
апатит														
17					55.44							102.46	М-11-28	Ca _{4,99} (PO ₄) _{3,01} F _{1,03} Cl _{0,08}
эпидот														
18	23.04	35.06	0.42	20.85			0.51	10.38				90.26	М-11-104	(Ca _{1,90} K _{0,05} Mn _{0,04}) _{1,99} (Al _{2,31} Fe _{0,74}) _{3,05} Si _{2,97} O ₁₂ (OH)
алланит														
19	20.33	31.63	14.30					10.14	4.84	6.62	1.59	89.45	М-11-28	(Ca _{1,46} La _{0,17} Ce _{0,23} Nd _{0,05}) _{1,91} (Al _{2,28} Fe _{0,8}) _{3,09} Si _{3,01} O ₁₂ (OH)
20	21.83	33.66	0.82	14.19				9.37	3.93	6.40	2.14	92.34		(Ca _{1,38} K _{0,10} La _{0,13} Ce _{0,21} Nd _{0,07}) _{1,89} (Al _{2,34} Fe _{0,71}) _{3,05} Si _{3,06} O ₁₂ (OH)
21	0.42	19.43	31.81	0.24	15.97			11.26	1.97	5.09	2.25	88.45	М-11-104	(Ca _{1,60} K _{0,03} La _{0,07} Ce _{0,17} Nd _{0,07}) _{1,94} (Mg _{0,06} Fe _{0,88} Al _{2,15}) _{3,09} Si _{2,97} O ₁₂ (OH)
22		19.68	32.76	15.62				11.3	2.90	6.52	2.19	90.97	М-11-ЛП	(Ca _{1,55} La _{0,10} Ce _{0,22} Nd _{0,07}) _{1,94} (Al _{2,15} Fe _{0,88}) _{3,03} Si _{3,03} O ₁₂ (OH)
монацит														
23				1.80					20.41	33.32	8.64	97.41	М-11-28	(Ca _{0,08} La _{0,29} Ce _{0,47} Pr _{0,04} Nd _{0,12}) _{1,00} (P _{0,97} S _{0,03}) _{1,00} O ₄

Примечание. В ан. 3 – 0.63 P₂O₅; в ан. 6 – 0.62 мас. % Nb₂O₅ и 0.55 V₂O₅; в ан. 8, 9 – 0.61, 0.54 мас. % V₂O₅; в ан. 10, 11 – 2.04, 3.36 F, соответственно; в ан. 15 – 0.35 V₂O₅; в ан. 17 – 3.89 F, 0.56 Cl и 42.57 P₂O₅; в ан. 23 – 2.59, 0.70, 29.00, 0.97 мас. % Pr₂O₃, Ta₂O₅, P₂O₅, SO₃.

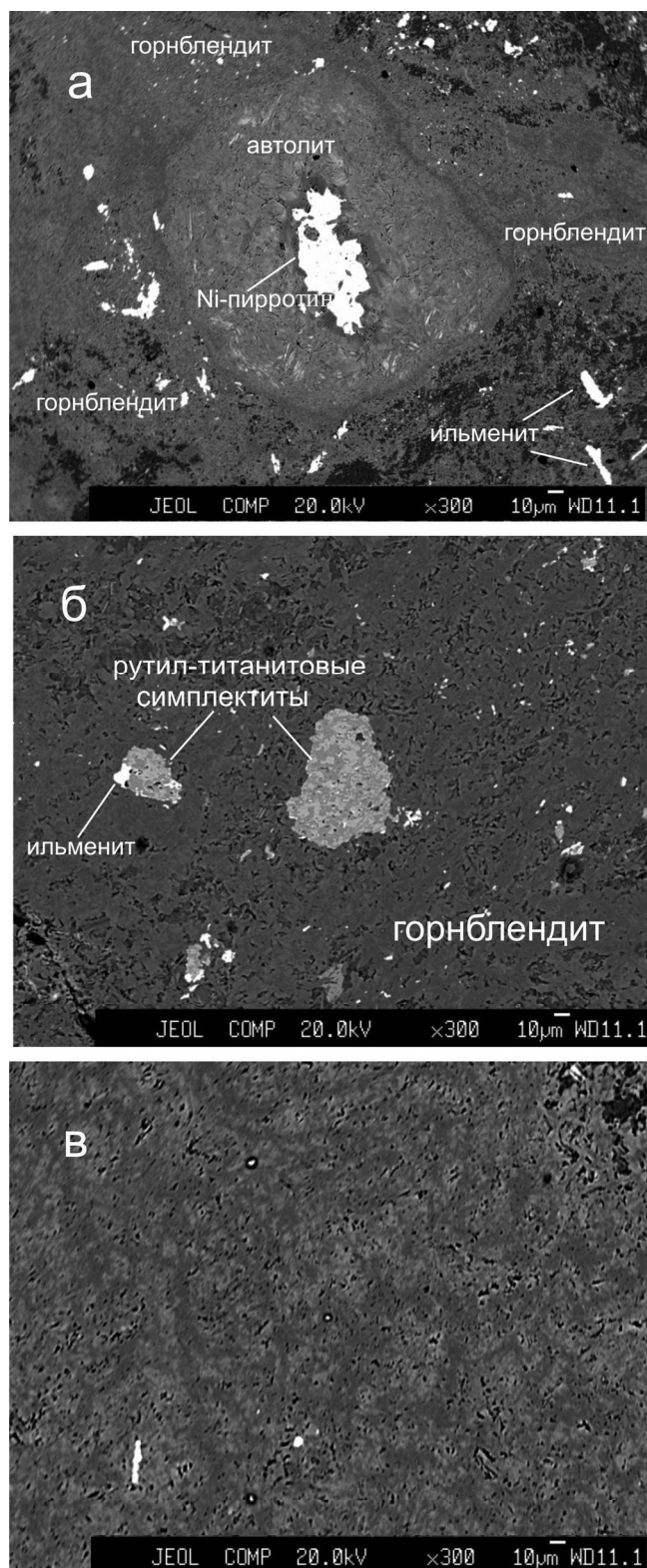


Рис. 4. Автолит (а), включения рутил (серое)-титанитовых (светло-серое) симплектитов (б) и ветвящиеся участки эпигенетического амфибола (темно-серое) (в) в горнблендитах.

существуют неравномерно рассеянные зерна марганцовистого ильменита, титанита и V-содержащего (до 0.52 мас. % V) рутила. Ильменит довольно богат Mn (17–24 мол. % пирофанитового минала), в небольшом количестве постоянно содержит Ca (0.32–0.76 мас. %). Иногда в анализах этого минерала отмечается немного Si, Mg и Al. Амфибол, слагающий автолиты, отличается от амфибола из вмещающих горнблендитов значительными вариациями содержания Fe и Mn, достигающих 22.10 и 1.19 мас. % (3.68 и 0.12 ф.е.), соответственно. В автолитах отмечались гнезда Ni-содержащего (до 0.58 мас. %) пирротина (рис. 4). Горнблендиты богаты Cl (до 0.79 мас. %), V (169.6 г/т), Cr (843.8), Ni (304.9) и Zn (824.1) [25].

Амфибол-полевошпатовые породы

Амфибол-полевошпатовые породы жерловой фации – темно-серые микрозернистые, богатые Ti и Ca породы основного состава, сложенные фенокристаллами амфибола и амфибол-полевошпатовой основной массой с обильными выделениями ильменита и редкими кристаллами титанита и апатита. Амфибол, относящийся к ряду «паргасит-актинолит», имеет непостоянный состав и очень близок по составу к амфиболу горнблендитов (рис. 3 б), однако не содержит Cl (табл. 5). Количество щелочей и Al в некоторых случаях в формулах достигает 0.55 и 2.04 ф.е., соответственно, например, $(\text{Na}_{0.24}\text{K}_{0.31})_{0.55}\text{Ca}_{2.06}(\text{Mg}_{2.40}\text{Fe}_{1.22}\text{Al}_{1.32}\text{Al}_{4.94}(\text{Si}_{6.28}\text{Al}_{0.72})_{8.00}\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. Иногда в амфиболе в небольшом количестве присутствует Mn или Ti. Плаггиоклаз представлен лабрадор-битовнитом. В его составе постоянно присутствует немного K и (иногда) Fe. Состав многих мельчайших участков основной массы, близкий по соотношению $(\text{K} + \text{Na} + \text{Ca}) : (\text{Al} + \text{Si})$ к составу анортитсодержащего калиевого полевого шпата (рис. 3 а), при пересчете на формулу этого минерала не удовлетворяет принципу баланса зарядов из-за избытка Al в позициях Si. Результаты анализов этой фазы (табл. 5) не согласуются и с составом лейцита или цеолита. Ильменит содержит пирофанитовый (до 21 мол. %) и перовскитовый (до 10 мол. %) миналы. В титаните в заметном количестве присутствуют Al (до 0.21 ф.е.), Fe^{+3} и (иногда) F (до 0.16 ф.е.). Апатит представлен фтористой разновидностью, содержащей немного Cl. В породе встречаются редкие зерна эпигенетического эпидота. Амфибол-полевошпатовые породы обогащены V (240.5 г/т), Cr (362.2), Ni (141), Sr (465.4), Zr (296.3), Nb (47.62), Mo (13.44), Ba (402.3), REE и W(12.96) [25].

Карбонатитоподобные породы

Карбонатитоподобные породы образовались в результате инъекций в карбон-пермские рифогенные известняки г. Зарод газонасыщенной смеси из не-

Таблица 4. Результаты изучения химического состава минералов горнблендитов Мокрушинской площади на рентгеноспектральном микроанализаторе, мас. %.

№ п.п.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Cl	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Сумма	Формула
пирротин												
1	59.90* (Fe _{0.86} Ni _{0.01}) _{0.87} S _{1.00}											
амфибол												
2	0.89	18.56	5.22	51.53	0.13	0.21	13.25	0.30	0.29	7.16	97.53	(Na _{0.25} K _{0.04}) _{0.29} Ca _{2.00} (Mg _{3.92} Fe _{0.85} Al _{0.16} Ti _{0.03} Mn _{0.04}) _{5.00} (Si _{7.29} Al _{0.71}) _{8.00} O ₂₂ (OH) _{1.97} Cl _{0.03}
3	4.67	2.28	49.48			11.58	0.29	1.54	28.40	98.23	(Ca _{1.09} Mn _{0.08}) _{2.00} (Mg _{1.09} Fe _{3.68} Al _{0.08} Ti _{0.03} Mn _{0.12}) _{5.00} (Si _{7.66} Al _{0.34}) _{8.00} O ₂₂ (OH) ₂	
4	2.42	13.14	14.14	40.60	1.17	0.97	12.49	0.83	11.28	97.39	(Na _{0.70} K _{0.18}) _{0.88} Ca _{2.00} (Mg _{2.93} Fe _{1.41} Al _{0.53} Ti _{0.09} Cr _{0.04}) _{5.00} (Si _{6.04} Al _{1.96}) _{8.00} O ₂₂ (OH) _{1.70} Cl _{0.30}	
5	2.20	14.71	14.52	41.92	0.34	0.60	12.58	0.71	8.77	96.35	(Na _{0.63} K _{0.11}) _{0.74} Ca _{1.97} (Mg _{3.23} Fe _{1.08} Al _{0.64} Ti _{0.08}) _{5.03} (Si _{6.13} Al _{1.87}) _{8.00} O ₂₂ (OH) _{1.92} Cl _{0.08}	
6	1.30	15.74	9.99	45.19	0.42	0.56	12.47	0.85	9.61	96.49	(Na _{0.37} K _{0.11}) _{0.48} Ca _{1.95} (Mg _{3.43} Fe _{1.17} Mn _{0.04} Al _{0.31} Ti _{0.09}) _{5.04} (Si _{6.59} Al _{1.41}) _{8.00} O ₂₂ (OH) _{1.90} Cl _{0.10}	
7	2.42	14.29	14.15	41.86	0.44	0.71	12.80	0.82	8.99	96.48	(Na _{0.70} K _{0.13}) _{0.83} Ca _{2.02} (Mg _{3.16} Fe _{1.11} Al _{0.62} Ti _{0.09}) _{4.98} (Si _{6.16} Al _{1.84}) _{8.00} O ₂₂ (OH) _{1.89} Cl _{0.11}	
8	0.60	18.68	3.71	53.33			12.96		7.47	96.74	Na _{0.16} Ca _{1.97} (Mg _{3.96} Fe _{0.89} Al _{0.19}) _{5.03} (Si _{7.56} Al _{0.43}) _{8.00} O ₂₂ (OH) ₂	
9	2.12	13.52	12.97	42.68	0.66	0.91	12.69	0.80	10.37	96.71	(Na _{0.61} K _{0.17}) _{0.78} Ca _{2.02} (Mg _{3.00} Fe _{1.29} Al _{0.60} Ti _{0.09}) _{4.98} (Si _{6.33} Al _{1.67}) _{8.00} O ₂₂ (OH) _{1.83} Cl _{0.17}	
10	1.19	16.24	8.95	47.64	0.33	0.56	12.83	0.58	9.30	97.62	(Na _{0.34} K _{0.10}) _{0.44} Ca _{1.98} (Mg _{3.49} Fe _{1.12} Al _{0.36} Ti _{0.06}) _{5.03} (Si _{6.84} Al _{1.16}) _{8.00} O ₂₂ (OH) _{1.92} Cl _{0.08}	
11	0.90	16.36	6.96	49.59	0.30	0.43	12.65	0.37	8.89	96.46	(Na _{0.26} K _{0.08}) _{0.34} Ca _{1.96} (Mg _{3.55} Fe _{1.08} Al _{0.37} Ti _{0.04}) _{5.04} (Si _{7.18} Al _{0.82}) _{8.00} O ₂₂ (OH) _{1.93} Cl _{0.07}	
12	1.91	13.74	13.13	42.42	0.77	0.77	12.82	0.79	10.37	97.10	(Na _{0.43} K _{0.14}) _{0.57} Ca _{2.02} (Mg _{3.02} Fe _{1.28} Mn _{0.05} Al _{0.53} Ti _{0.09}) _{4.97} (Si _{6.25} Al _{1.75}) _{8.00} O ₂₂ (OH) _{1.81} Cl _{0.19}	
ильменит												
13	0.88	0.37	2.13				1.07	49.52	11.25	35.06	101.27	(Fe _{0.72} Mn _{0.24} Mg _{0.03} Ca _{0.03}) _{1.02} (Ti _{0.92} Al _{0.01} Si _{0.05}) _{0.98} O ₃
14							0.66	50.79	8.03	39.69	99.17	(Fe _{0.84} Mn _{0.17} Ca _{0.02})Ti _{0.97} O ₃
15			0.57				0.45	51.35	7.84	38.81	99.01	(Fe _{0.82} Mn _{0.17} Ca _{0.01}) _{1.00} (Ti _{0.99} Si _{0.01}) _{1.00} O ₃
рутил												
16			1.89				2.27	94.50		0.42	100.00	(Ti _{0.98} V _{0.01})O ₂

Примечание. * – содержание Fe. В ан. 1, кроме того, 40,02 мас. % S и 0,58 мас. % Ni; в ан. 4 – 0,36 Cr₂O₃; в ан. 16 – 0,92 V₂O₅; 1–3 – из авголита (рис. 5 а) (2 – из каймы на контакте с кристаллом Ni-пирротина); 4–16 – из горнблендитов.

Таблица 5. Результаты изучения химического состава минералов амфибол-полевошпатовых пород Мокрушинской площади (обр. М-11-31), мас. %.

№ п.п.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Формула
амфибол										
1	0.47	17.09	5.13	50.90	0.39	13.92			12.10	(Na _{0,12} K _{0,07}) _{0,19} Ca _{2,08} (Mg _{3,56} Fe _{1,41}) _{4,97} (Si _{7,11} Al _{0,84}) _{7,95} O ₂₂ (OH) ₂
2	15.84	3.60	52.16			13.87			14.53	Ca _{2,08} (Mg _{3,31} Fe _{1,71}) _{5,02} (Si _{7,31} Al _{0,59}) _{7,90} O ₂₂ (OH) ₂
3	0.45	12.58	6.98	49.96	0.97	12.65	0.79	0.60	15.02	(Na _{0,13} K _{0,18}) _{0,31} Ca _{1,95} (Mg _{2,69} Fe _{1,80} Mn _{0,08} Al _{0,40} Ti _{0,08}) _{5,05} (Si _{7,17} Al _{0,83}) _{8,00} O ₂₂ (OH) ₂
плаггиоклаз										
4	1.97	33.39	46.36	1.47	1.47	16.30			0.51	(Ca _{0,80} Na _{0,17} K _{0,08}) _{1,05} (Al _{0,98} Fe _{0,02}) _{1,00} (Al _{0,82} Si _{2,12}) _{2,94} O ₈
5	3.33	32.47	49.80	1.68	1.68	12.72				(Ca _{0,62} Na _{0,28} K _{0,10}) _{1,00} Al(Al _{0,74} Si _{2,26}) _{3,00} O ₈
богатая К фаза										
6	1.29	26.34	55.52	12.05	4.80					
7	0.70	27.72	55.97	14.19	1.42					
ильменит										
8			1.46				52.65	6.40	39.49	(Fe _{0,85} Mn _{0,14})Ti _{1,00} O ₃
9		0.80	5.77			3.46	49.08	7.51	33.38	(Fe _{0,73} Mn _{0,17} Ca _{0,10}) _{1,00} (Ti _{0,97} Al _{0,03}) _{1,00} O ₃
титанит										
10		5.33	31.11	0.61	28.04	32.72			2.19	(Ca _{0,95} K _{0,02}) _{0,97} (Ti _{0,78} Al _{0,20} Fe _{0,06}) _{1,04} Si _{0,99} O ₄ (O,OH)
апатит										
11			0.78		52.40					Ca _{4,86} (PO ₄) _{3,14} (F _{1,01} Cl _{0,05}) _{1,06}
эпидот										
12		24.85	37.88		24.97				12.30	Ca _{2,05} (Al _{2,25} Fe _{0,79}) _{3,04} Si _{2,91} O ₁₂ (OH)

Примечание. В анализах 11, кроме того, 3.69 мас. % F, 42.82 P₂O₅, 0.31 Cl, соответственно. Анализы выполнены П.П. Сафроновым на сканирующем электронном микроскопе с энергодисперсионной приставкой. В связи с особенностями программного обеспечения прибора содержания элементов нормированы на 100.

большой доли магматического материала, обломков осадочных пород, оплавленных кристаллов кварца, калиевого (до 40–42 мол. % альбита) полевого шпата и олигоклаза, обломочных зерен амфибола (рис. 4 б) и кристаллов биотита, а также захваченных оплавленных обломков известняков [25]. Калиевый полевой шпат иногда содержит немного Ва (до 1.85 мас. %) и Fe (до 0.42 мас. %), а олигоклаз обогащен калиевым миналом (до 9 мол. %) (табл. 6). Амфибол богат щелочами при значительном дефиците Са, и, судя по положению его точки на диаграмме (рис. 3 б), представлен эденитом. При охлаждении такой смеси возникли флюидолиты, цемент которых в данном случае сложен, главным образом, продуктами плавления и последующей кристаллизации материала тонкого дробления горных пород и минералов (рис. 5 а–в) – плагиоклазом, калиевым полевым шпатом, кварцем и, в меньшей мере, слюдами. В инъекциях флюидолитов в известняки (рис. 5) встречаются зерна Ni-содержащего арсенопирита ($\text{Fe}_{0.97}\text{Ni}_{0.04}\text{As}_{1.05}\text{S}_{0.93}$), V-содержащего рутила ($\text{Ti}_{0.96}\text{V}_{0.04}\text{O}_2$), V-, Sc-, Cr-содержащего рутила ($\text{Ti}_{0.94}\text{V}_{0.03}\text{Sc}_{0.01}\text{Cr}_{0.01}\text{Si}_{0.01}\text{O}_2$). Присутствуют также выделения Cl-содержащего фторапатита $\text{Ca}_{4.96}(\text{PO}_4)_{3.04}\text{F}_{1.06}\text{Cl}_{0.07}$, монацита ($\text{La}_{0.28}\text{Ce}_{0.51}\text{Pr}_{0.04}\text{Nd}_{0.15}\text{O}_{0.98}(\text{PO}_4)_{1.02}$), титанита и циркона ($\text{Zr}_{0.99}\text{Hf}_{0.01}\text{SiO}_4$). Обнаружены, кроме того, кристаллы Cl-содержащего биотита, куспидина, Cr-содержащего хлорита, граната, магнетита, ильменита и эпидота. Гранат представлен обогащенным Mn андрадитом, иногда с небольшим количеством (до 16 мол. %) гроссулярового минала, примесью Sc (до 0.26 мас. %) или Sn (до 0.90 мас. %) (табл. 6). Магнетит и ильменит обогащены Mn и содержат немного Mg и Zn. На фронте внедрения газонасыщенной смеси происходило дробление и плавление известняков, а также последующая кристаллизация карбонатной расплава. Продукты кристаллизации – карбонатитоподобные породы с четкими признаками течения расплава, сложенные кальцитом с незначительной (2–3 мол. %) примесью магнезильного минала, местами насыщены оплавленными обломками известняков (рис. 5 а, в, г). Они обогащены Sr, Ba, Pb, Zn, Cu и W (табл. 1). В карбонатитоподобных породах встречаются кристаллы богатого V_2O_3 (до 16.49 мас. %) и ZnO (до 7.36) хромшпинелида и $\text{V}_2\text{O}_3(0.6)$ -, $\text{Cr}_2\text{O}_3(1.19)$ -, ZnO(1.84)-содержащего магнетита, а также прожилки и гнезда обогащенного V_2O_3 (до 1.63 мас. %) и Cr_2O_3 (до 1.98) хлорита (табл. 6). В этих породах присутствуют инъекционно-магматические пироксен-магнетитовые обособления (рис. 6). Пироксен относится к диопсид-геденбергитовому изоморфному ряду с существенной примесью марганцевого (до 16 мол. %) и других ми-

налов (табл. 7). Он отличается широким изменением содержания Fe и Mg (почти от «чистого» геденбергита до «чистого» диопсида), обогащен Na, K и Al. В наиболее богатых Al разновидностях наблюдается существенный дефицит Са (при отсутствии или низком содержании щелочей) по сравнению с теоретической формулой диопсида (геденбергита). В инъекциях присутствуют титаномагнетит, магнетит, гемоильменит, титанит, Sn-содержащий обогащенный Mg (до 0.22 ф.е.) и Mn гроссуляр-андрадит, калинатровый (до 44 мол. % альбита) Ва-содержащий (до 0.77 мас. %) полевой шпат, амфибол, Cl-содержащий биотит и тальк. Встречаются также Cl-содержащий фторапатит, иногда обогащенный редкоземельными элементами, и Hf-содержащий циркон. Содержание Ti в титаномагнетите достигает 7.16 мас. %. В небольшом количестве этот минерал содержит Mn, Al и, иногда, Zn. Магнетит представлен необычными Sn-содержащей и Cr-, V-, Zn-содержащей разновидностями. Этот минерал иногда содержит, кроме того, немного Mn, Al и Ti. Гемоильменит характеризуется небольшим количеством Fe в позициях Ti, низким содержанием Mg и Mn. В титаните значительная часть Ti замещена Al и Fe^{+3} с компенсацией избыточного отрицательного заряда путем замещения кислорода гидроксильной группой и, частично, фтором. В этом минерале постоянно присутствует небольшое количество Mg и (иногда) Sc. Гранат относится к гроссуляр-андрадитовому изоморфному ряду. Этот минерал обогащен Mg (до 0.22 ф.е.) и Mn, иногда содержит немного Ti, Sn (до 0.50 мас. %) или Sc (до 0.33 мас. %). Амфибол, судя по положению его точек на диаграмме (рис. 3 б), представлен эденитом. Он богат щелочами и Al при значительном дефиците Са, обогащен Mn и Ti.

Флюидолиты

В последние десятилетия в геологической литературе часто используются слова «флюидизаты» или «флюидолиты», а также непривычные названия горных пород, такие как туффизиты, ксенотуффизиты, интрузивные пирокластиты, валунные дайки, эруптивные псевдоконгломераты и др. Появились и публикации, в которых предлагается рассматривать флюидизаты и туффизиты в качестве особых классификационных подразделений (таксонов) горных пород – групп, классов [5, 9] или особого подтипа магматических пород [20]. Повышенный интерес к этим объектам обусловлен необычностью их состава, строения, облика и размещения. Но главная причина заключается в том, что с ними нередко ассоциируют месторождения черных, цветных, редких и благородных металлов, а также алмазов. Исследования последних десятилетий в Красновишерском районе Урала пока-

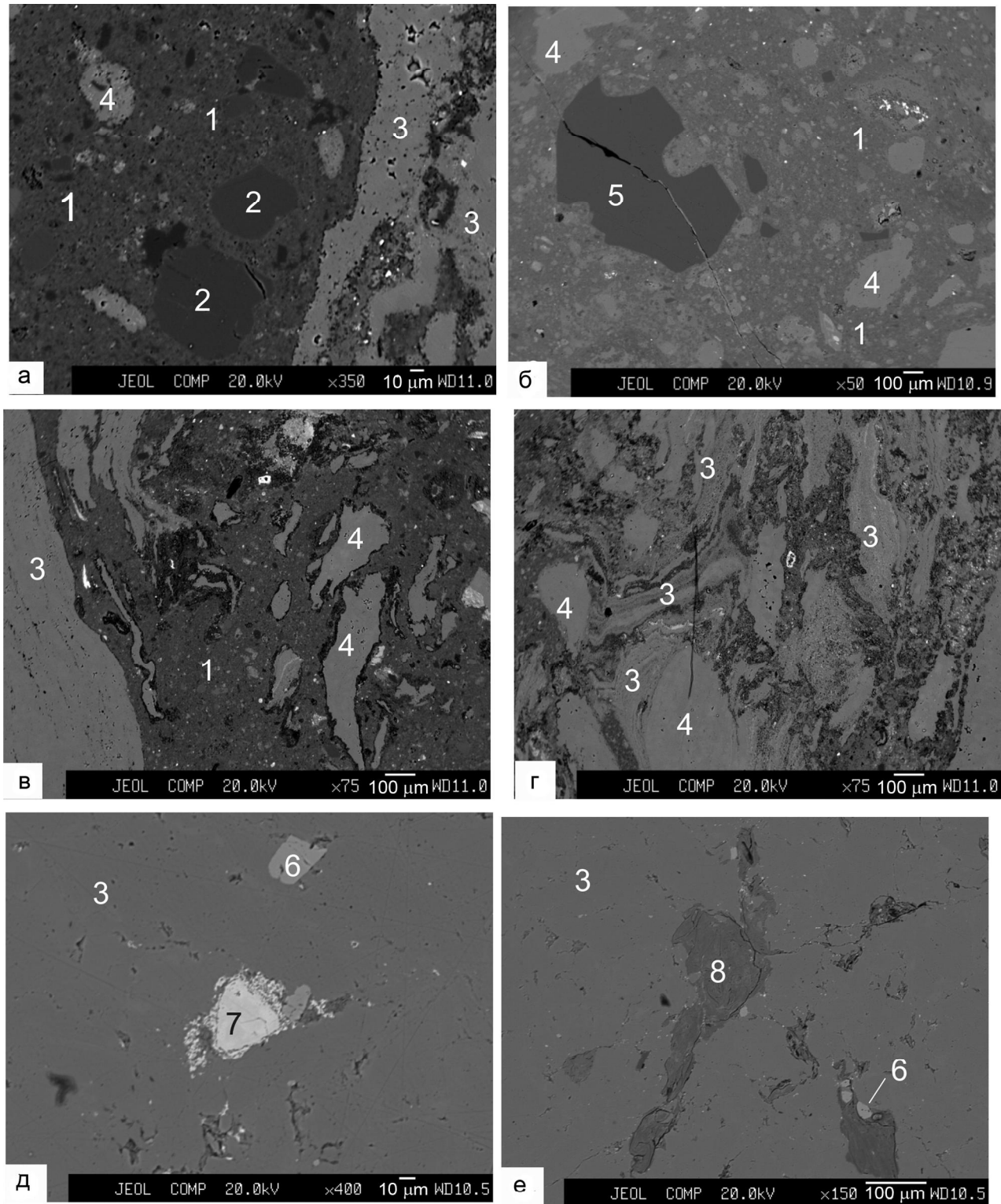


Рис. 5. Флюидолиты и карбонатитоподобные породы.

1 – флюидолиты; 2 – плагиоклаз; 3 – карбонатитоподобные породы с текстурами течения расплава; 4 – обломки известняков; 5 – кварц; 6 – апатит; 7 – шпинель; 8 – Cr-V-содержащий хлорит.

а – Контакт флюидолитов, содержащих оплавленные кристаллы плагиоклаза и обломки известняков, с карбонатитоподобными породами; яркие мелкие выделения в правой нижней части рисунка – Mn-, Sc- и Sn-содержащий андрадит; б – флюидолиты с оплавленным кристаллом кварца и многочисленными, иногда оплавленными обломками известняков; в, г – флюидолиты (в) и карбонатитоподобные породы (в,г) с текстурами течения карбонатного расплава; д, е – шпинель (д), апатит (д,е) и Cr-V-содержащий хлорит (е) в карбонатитоподобных породах.

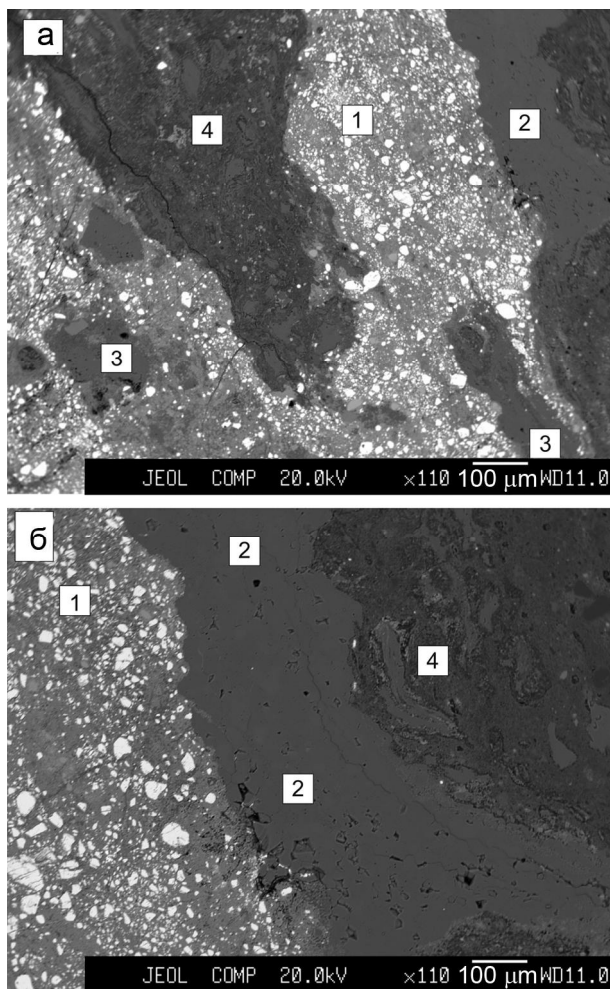


Рис. 6. Инъекционные пироксен-магнетитовые обособления в карбонатитоподобных породах.

1 – пироксен (светло-серое)-магнетитовые (белое) обособления; 2, 3 – карбонатитоподобные породы (2), обломки и реликтовые участки карбонатитоподобных пород (3); 4 – флюидолиты с реликтовыми участками карбонатитоподобных пород.

зали пространственную и генетическую связь давно известных и эксплуатируемых россыпных месторождений алмазов со своеобразной группой пород, первоначально называвшихся туффизитами и ксентуффизитами [27]. Кроме Среднего Урала, такие породы были обнаружены на Золотицком кимберлитовом поле в Архангельской области [10] и в различных осадочных комплексах Русской плиты [32], а также во многих других местах.

Изучение флюидизатов или флюидолитов как продуктов флюидоэксплозивных процессов в толщах земной коры — новое, интенсивно развивающееся направление в геологии. Считается, что подобные породы образовались в результате поступления на дневную поверхность Земли или в верхние части коры глубинного вещества в виде флюидизированного маг-

матического расплава, в результате декомпрессии которого возникла суспензия, состоявшая из твердых частиц пород и минералов, флюида и (иногда) некоторой доли магматического расплава. Преобладавший диспергированный твердый, а также частично жидкий материал находился в подвижном (псевдотекучем) состоянии. Сейчас уже известно, что флюидизаты или флюидолиты порождаются магмами разного состава — от ультракислых (алескитовых) до щелочно-ультраосновных (кимберлитовых, лампроитовых) и несиликатных (карбонатитовых, апатитолитовых). Обязательное условие для их образования — высокое содержание в исходных расплавах летучих компонентов, обеспечивающих интенсивное и продолжительное выделение газов при декомпрессии магмы [20].

Флюидолиты Мокрушинской площади образовались, в основном, по осадочным вмещающим породам «рамы». Они слагают диатрему и внешне напоминают туфы, туффизиты, туфобрекчии и брекчии (рис. 7) с обломками осадочных и магматических слюдисто-полевошпатовых и амфибол-полевошпатовых пород, а также горнблендитов. Обломки богатых Са магматических пород и соседствующие с ними обломки кремней нередко частично замещены родингитами. Особенностью флюидолитов является присутствие обломков изначально углеродистых глинисто-кремнистых пород, превращенных в микрозернистую черную графит-альбит-калишпат-кварцевую породу, а также маломощных прожилков и просечек графита. В обломках измененных углеродистых глинисто-кремнистых пород графит-пирит-биотит-полевошпат-кварцевого состава наблюдались новообразованные кристаллы богатого Mn ильменита и фторапатита. Цемент флюидолитов Мокрушинской структуры состоит из тонкораздробленного перекристаллизованного или частично переплавленного материала осадочных и магматических пород (рис. 8) или представляет собой продукты кристаллизации своеобразной «кашицы» или «грязевой» смеси, состоящие из мелких обломков пород, обломков кристаллов калишпата, плагиоклаза, кварца и других минералов в полевошпатовой матрице. Основными минералами цемента, доля которого, как правило, незначительна, являются плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит и кварц. Плагиоклаз (олигоклаз-лабрадор) иногда обогащен калиевым миналом (до 7 мол. %). Калиевый полевой шпат содержит альбитовый (до 30 мол. %) и анортитовый (до 15 мол. %) миналы; иногда в его составе присутствует Ва (до 1 мас. %). Биотит, характеризующийся небольшим преобладанием (в формулах) Fe над Mg и постоянным присутствием заметного количества Mn и Ti, относится к хлорсодержащей (до 0.36 мас. %) разновидности. Ильменит отличается

Таблица 6. Химический состав минералов карбонатитоподобных пород и флюидолитов Мокрушинской площади по результатам изучения на рентгеноспектральном микроанализаторе, мас. %.

№	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	V ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	MnO	FeO	ZnO	Сумма	Формула
шпинель														
1	4.00	12.81	3.61		2.75	0.32	15.78	40.19		18.12	3.31	100.88	(Fe _{0.52} Mg _{0.20} Zn _{0.08} Ca _{0.10}) _{0.90} (Al _{0.52} Cr _{0.09} V _{0.36} Si _{0.12} Ti _{0.01}) _{2.10} O ₄	
2	2.42	11.95	1.29		1.40	0.70	16.49	42.44	0.56	18.68	4.34	100.25	(Fe _{0.55} Mg _{0.13} Zn _{0.11} Ca _{0.05} Mn _{0.02}) _{0.86} (Al _{0.51} Cr _{0.118} V _{0.38} Si _{0.05} Ti _{0.02}) _{2.14} O ₄	
3	3.20	12.96	2.19		1.95	0.27	15.62	41.33	0.79	18.72	4.13	101.15	(Fe _{0.54} Mg _{0.17} Zn _{0.10} Ca _{0.07} Mn _{0.02}) _{0.90} (Al _{0.54} Cr _{0.112} V _{0.35} Si _{0.08} Ti _{0.01}) _{2.10} O ₄	
4	4.99	11.88	0.63		2.93	0.57	32.59	31.94	0.89	12.73	3.68	102.81	(Fe _{0.37} Mg _{0.26} Zn _{0.09} Ca _{0.11} Mn _{0.03}) _{0.86} (Al _{0.50} Cr _{0.87} V _{0.74} Si _{0.02} Ti _{0.01}) _{2.14} O ₄	
хлорит														
5	0.54	16.68	20.22	30.85	0.31	0.97	2.33	1.98		9.86		83.75	(Ca _{0.11} Na _{0.11} K _{0.04} Fe _{0.88} Mg _{2.69}) _{3.83} (Al _{1.55} V _{0.17} Cr _{0.17}) _{1.89} AlSi _{3.28} O ₁₀ (OH) ₈	
6	23.06	19.86	30.08	0.21	0.51	1.63	1.24			9.74		86.34	(Ca _{0.05} K _{0.03} Fe _{0.82} Mg _{3.53}) _{4.43} (Al _{1.36} V _{0.11} Cr _{0.10}) _{1.57} AlSi _{5.00} O ₁₀ (OH) ₈	
7	18.25	19.33	29.43	0.25	0.55	0.54	1.52			15.35		85.22	(Ca _{0.06} K _{0.03} Fe _{1.36} Mg _{2.91}) _{4.36} (Al _{1.40} V _{0.04} Cr _{0.13}) _{1.57} AlSi _{5.07} O ₁₀ (OH) ₈	
8	32.06	19.89	29.35			1.30	0.72			0.46		83.78	(Fe _{0.04} Mg _{4.76}) _{4.80} (Al _{1.07} V _{0.08} Cr _{0.05}) _{1.20} Al(AI _{0.20} Si _{2.80}) _{3.00} O ₁₀ (OH) ₈	
калишпат														
9	4.65		18.21	63.11	10.24								96.22	(K _{0.61} Na _{0.42}) _{1.03} Al _{1.01} Si _{2.96} O ₈
10	4.88		18.30	63.26	9.67								97.39	(K _{0.58} Na _{0.44} Ba _{0.02}) _{1.04} Al _{0.99} (Si _{2.95} Al _{0.02}) _{2.97} O ₈
11			17.79	59.86	15.76					0.54			96.02	(K _{0.98} Ba _{0.04}) _{1.02} (Al _{0.96} Fe _{0.02}) _{0.98} (Si _{2.93} Al _{0.07}) _{3.00} O ₈
шпагиоклаз														
12	8.62		22.90	60.64	0.87	4.63							97.66	(Na _{0.76} Ca _{0.22} K _{0.05}) _{1.03} Al _{0.99} (Si _{2.75} Al _{0.23}) _{2.98} O ₈
13	9.12		20.99	63.28	1.51	2.61							97.51	(Na _{0.80} K _{0.09} Ca _{0.13}) _{1.02} Al _{0.98} (Si _{2.86} Al _{0.14}) _{3.00} O ₈
гранат														
14				33.91	31.68					0.95	27.93		94.48	(Ca _{2.95} Mn _{0.07}) _{3.02} Fe _{2.03} Si _{2.95} O ₁₂
15			3.17	34.87	0.34	31.64				0.62	23.48		94.54	(K _{0.04} Sc _{0.03} Ca _{2.90} Mn _{0.05}) _{3.02} (Al _{0.32} Fe _{1.68}) _{2.00} Si _{2.99} O ₁₂
16				33.43	29.84					2.27	27.33		94.02	(Ca _{2.82} Fe _{0.02} Mn _{0.17}) _{3.01} Fe _{2.00} (Si _{2.95} Sn _{0.04}) _{3.00} O ₁₂
амфибол														
17	2.56	8.92	8.21	40.97	0.72	9.75	2.01			0.66	20.48		94.37	(Na _{0.78} K _{0.14}) _{0.92} Ca _{1.63} (Fe _{2.58} Mg _{2.08} Mn _{0.09} Ti _{0.25}) _{5.00} (Al _{1.51} Fe _{0.10} Si _{6.39}) _{8.00} O ₂₂ (OH) ₂
18	1.98	9.07	6.47	42.75	0.68	9.64	1.59			0.89	21.31		94.40	(Na _{0.60} K _{0.14}) _{0.74} Ca _{1.60} (Fe _{2.58} Mg _{2.11} Mn _{0.12} Ti _{0.19}) _{5.00} (Al _{1.18} Fe _{0.18} Si _{6.64}) _{8.00} O ₂₂ (OH) ₂
магнетит														
19	1.63	0.87	0.74							8.98	78.59	0.81	91.62	(Fe _{0.60} Mn _{0.29} Mg _{0.09} Zn _{0.02}) _{1.00} (Fe _{1.93} Al _{0.04} Si _{0.03}) _{2.00} O ₄
ильменит														
20	0.53						49.56			2.80	41.59	2.09	96.57	(Fe _{0.88} Mn _{0.06} Mg _{0.02} Zn _{0.04}) _{1.00} (Ti _{0.97} Fe _{0.03}) _{1.00} O ₃
куспидин														
21				25.62	50.13					0.29			82.64	(Ca _{4.04} Fe _{0.01}) _{4.05} Si _{1.95} O ₇ F _{1.56}

Примечание. В ан. 10, 11, кроме того, 1.27 и 2.06 BaO, соответственно; 15 – 0.40 Sc₂O₃; 16 – 1.14 SnO₂; 21 – 6.60 F. Анализы хлорита пересчитаны на 10 атомов (без кислорода) без учета вакансий в кристаллохимических позициях. 1–8, 19 – из карбонатитоподобных пород; прочие – из флюидолитов.

Таблица 7. Химический состав минералов пироксен-магнетитовых инъекций в карбонатитоподобных породах Мокрушинской площади по результатам изучения на рентгеноспектральном микроанализаторе, мас. %.

№ п.п.	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	CaO	TiO ₂	MnO	FeO	Сумма	Формула	
	пироксен											
1	0.50	5.10	4.78	43.19	17.28	17.28	4.57	19.45	94.87	(Na _{0.04} Ca _{0.77} Fe _{0.68} Mg _{0.32} Mn _{0.16} Al _{0.03}) _{2.00} (Si _{1.80} Al _{0.20})O ₆		
2	17.50		53.42	25.90		0.82	0.98	98.61	98.61	Ca _{1.02} (Fe _{0.03} Mg _{0.96} Mn _{0.05}) _{1.02} Si _{1.96} O ₆		
3	0.92		2.20	45.64	0.51	20.76	0.66	26.92	97.60	(Ca _{0.93} Na _{0.07} K _{0.03}) _{1.03} (Fe _{0.94} Mn _{0.02} Al _{0.01}) _{0.97} (Si _{1.90} Al _{0.10}) _{2.00} O ₆		
магнетит												
4			0.44			1.24	91.27	93.81	(Fe _{2.95} Mn _{0.04} Sn _{0.01}) _{3.00} O ₄			
5			0.58	1.14	0.44	0.61	0.68	85.54	92.61	(Fe _{2.82} Cr _{0.04} Al _{0.03} Mn _{0.02} Ti _{0.02} V _{0.02} Zn _{0.05}) ₃ O ₄		
титаномагнетит												
6			1.09			11.85	1.00	80.1	94.59	(Fe _{2.56} Mn _{0.03} Al _{0.05} Ti _{0.34} Zn _{0.02}) _{3.00} O ₄		
гемильменит												
7	0.89					48.94	1.60	48.85	100.29	(Fe _{0.94} Mg _{0.03} Mn _{0.03}) _{1.00} (Ti _{0.91} Fe _{0.09}) _{1.00} O ₃		
титанит												
8	0.48		5.96	30.84		26.79	28.96	2.62	98.29	(Ca _{0.95} Mg _{0.02}) _{0.96} (Ti _{0.71} Al _{0.23} Fe _{0.07}) _{1.01} Si _{1.01} O ₄ F _{0.27} (O, OH) _{0.73}		
9	1.44		2.20	32.82		25.84	24.64	7.78	95.56	(Ca _{0.92} Mg _{0.07} Sc _{0.01}) _{1.00} (Ti _{0.61} Al _{0.09} Fe _{0.22}) _{0.92} Si _{1.08} O ₄ (O, OH)		
гранат												
10	0.37		0.39	34.37		31.55		1.35	28.12	96.79	(Ca _{2.88} Mg _{0.05} Mn _{0.10}) _{3.03} (Fe _{2.00} Al _{0.04} Sn _{0.02}) _{2.06} Si _{2.92} O ₁₂	
11	0.33		21.11	38.11		33.84		2.72	2.33	98.44	(Ca _{2.79} Mn _{0.18} Mg _{0.04}) _{3.01} (Fe _{0.15} Al _{1.91}) _{1.06} Si _{2.93} O ₁₂	
12	0.64		14.15	37.26				0.94	11.05	98.01	(Ca _{2.83} Mg _{0.08} Sc _{0.03} Mn _{0.06}) _{3.00} (Fe _{0.73} Al _{1.32}) _{2.05} Si _{2.95} O ₁₂	
калишпат												
13	2.40		0.29	17.52	62.64	13.37			0.54	97.33	(Na _{0.22} Mg _{0.02} K _{0.80} Ba _{0.01}) _{1.05} (Al _{0.92} Fe _{0.02}) _{0.94} (Si _{2.95} Al _{0.05})O ₈	
14	4.95		18.95	63.90	10.25				98.91	(K _{0.60} Na _{0.44} Ba _{0.02}) _{1.06} Al _{1.00} (Si _{2.92} Al _{0.02}) _{2.94} O ₈		
амфибол												
15	2.00		10.52	6.66	44.80	0.70	9.99	1.50	0.67	20.44	97.27	(Na _{0.60} K _{0.14}) _{0.74} Ca _{1.64} (Mg _{2.41} Fe _{2.62} Mn _{0.09} Al _{0.06} Ti _{0.17}) _{3.35} (Si _{6.86} Al _{1.14})O ₂₂ (OH) ₂
биотит												
16	0.58		9.66	12.14	33.72	7.9	5.08	0.49	23.71	93.52	(K _{0.82} Na _{0.09}) _{0.91} (Mg _{1.17} Fe _{1.49} Mn _{0.03} Ti _{0.31}) _{3.00} (Al _{0.88} Fe _{0.12}) _{1.00} (Si _{2.72} Al _{0.28}) _{3.00} O ₁₀ (OH) _{1.97} Cl _{0.03}	
апатит												
17			0.59	53.45					0.53	99.67	(Ca _{4.95} Fe _{0.04}) _{4.99} (PO ₄) _{3.01} (F _{0.96} Cl _{0.04}) _{1.00}	
18			1.06	52.80					101.76	(Ca _{4.90} Ce _{0.02} Nd _{0.02}) _{4.94} (PO ₄) _{3.06} (F _{1.23} Cl _{0.05}) _{1.28}		
циркон												
19			31.56						97.42	(Zr _{0.99} Hf _{0.01}) _{1.00} (SiO ₄) _{1.00}		

Примечание. В ан. 4, 10, кроме того, 0.85, 0.63 SnO₂; 5 – 0.60 V₂O₅; 1.19 Cr₂O₃ и 1.84 ZnO; 6 – 0.55 ZnO; 8 – 2.63 F; 9 и 12 – 0.42 и 0.51 Sc₂O₃; 13, 14 – 0.57, 0.86 BaO; 16 – 0.24 Cl; 17 – 41.32 P₂O₅, 0.27 Cl, 3.52 F; 18 – 0.69 Ce₂O₃, 0.63 Nd₂O₃, 41.77 P₂O₅, 0.31 Cl, 4.49 F; 19 – 64.62 ZrO₂ и 1.23 HfO₂.



Рис. 7. Внешний облик флюидолитов по осадочным породам.

высоким содержанием (до 39 мол. %) пиррофанитового минала. В цементе постоянно встречаются рассеянные зерна Cl-содержащего фторапатита (нередко в большом количестве) $\text{Ca}_{4.97}(\text{PO}_4)_{3.03}\text{F}_{0.95}\text{Cl}_{0.05}$, монацита ($\text{La}_{0.21}\text{Ce}_{0.48}\text{Nd}_{0.20}\text{Sm}_{0.03}\text{Ca}_{0.08}$) $_{1.00}(\text{PO}_4)_{1.00}$ и циркона ($\text{Zr}_{0.98}\text{Hf}_{0.02}$) $_{1.00}\text{SiO}_4$. Изредка встречается паргасит, а также обогащенный Mg (до 14 мол. % пирропа), Ca (5 мол. % гроссуляра) и Mn (3 мол.% спессартина)

альмандин, геденбергит, пренит, титанит, хлорит, силикат Y и редкоземельных элементов ($\text{Y}_{0.50}\text{Ce}_{0.01}\text{Nd}_{0.03}\text{Sm}_{0.01}\text{Gd}_{0.03}\text{Dy}_{0.04}\text{Er}_{0.03}\text{Yb}_{0.01}\text{K}_{0.01}\text{Ca}_{0.17}\text{Fe}_{0.19}$) $_{1.03}\text{Si}_{0.96}\text{O}_{4.76}(\text{SO}_4)_{0.02}$, Ni-содержащий пирит ($\text{Fe}_{0.99}\text{Ni}_{0.01}$) $\text{S}_{2.00}$, богатые Fe кобальтин ($\text{Co}_{0.64}\text{Ni}_{0.19}\text{Fe}_{0.17}$) $_{1.00}\text{As}_{0.95}\text{S}_{1.05}$ и герсдорфит ($\text{Ni}_{0.51}\text{Fe}_{0.33}\text{Co}_{0.14}$) $_{0.98}\text{As}_{1.02}\text{S}_{0.99}$. В цементе присутствуют обломочные зерна апатита, рутила, оплавленные обломки кварца и пирроп (до 18 мол. %)-альмандина. Встречаются полностью или частично переплавленные обломки осадочных пород (рис. 8 д) и горнблендитов (рис. 8 е). В последнем случае вследствие реакционного взаимодействия расплава горнблендитов с продуктами частичного плавления богатых апатитом осадочных пород для краевых частей обломка характерно обогащение кварцем. Остальная, затронутая плавлением часть обломка (рис. 8 е) имеет апатит-амфиболовый состав с редкими кристаллами F-содержащего титанита. Амфибол представлен актинолитом, иногда с небольшой долей паргаситового минала. Флюидолиты по осадочным породам «рамы» содержат рассеянную вкрапленность и гнезда самородной меди и латуни. Встречаются тонкие прожилки прозрачного минерала с низкой твердостью и шелковистым блеском, секущие цемент и обломки разнообразных пород (в т. ч. родингитов), присутствующих в флюидолитах. Они «насыщены» микрочастицами самородной Cu, Cu-содержащего самородного Sn, а также соединений, состав которых рассчитывается на формулы Cu_4Sn и Cu_7Sn_3 . Иногда латунь, состав которой рассчитывается на идеальную формулу Cu_4Zn , образует густую вкрапленность в обломках упомянутых выше микрозернистых графит-альбит-калишпат-кварцевых пород. В протолочках штучных проб обнаружены отдельные чешуйки графита и их агрегаты, мелкие кристаллы граната альмандин-спессартинового состава и единичные пластинки Zn-содержащего самородного золота.

Родингиты

На Мокрушинской площади встречаются родингитизированные горнблендиты и амфибол-полевошпатовые породы, а также брекчии с полностью замещенным родингитами магматическим цементом. Кроме этих образований, геологическое положение которых не вызывает сомнений в генетической связи родингитовых ассоциаций с породами жерловых фаций, присутствуют также тела массивных апоинтрузивных родингитов в осадочных отложениях [24].

Аповулканические родингиты. Горнблендиты на отдельных участках раздроблены и неравномерно замещены родингитами, сложенными неоднородными по составу кристаллами пироксена или апатита и

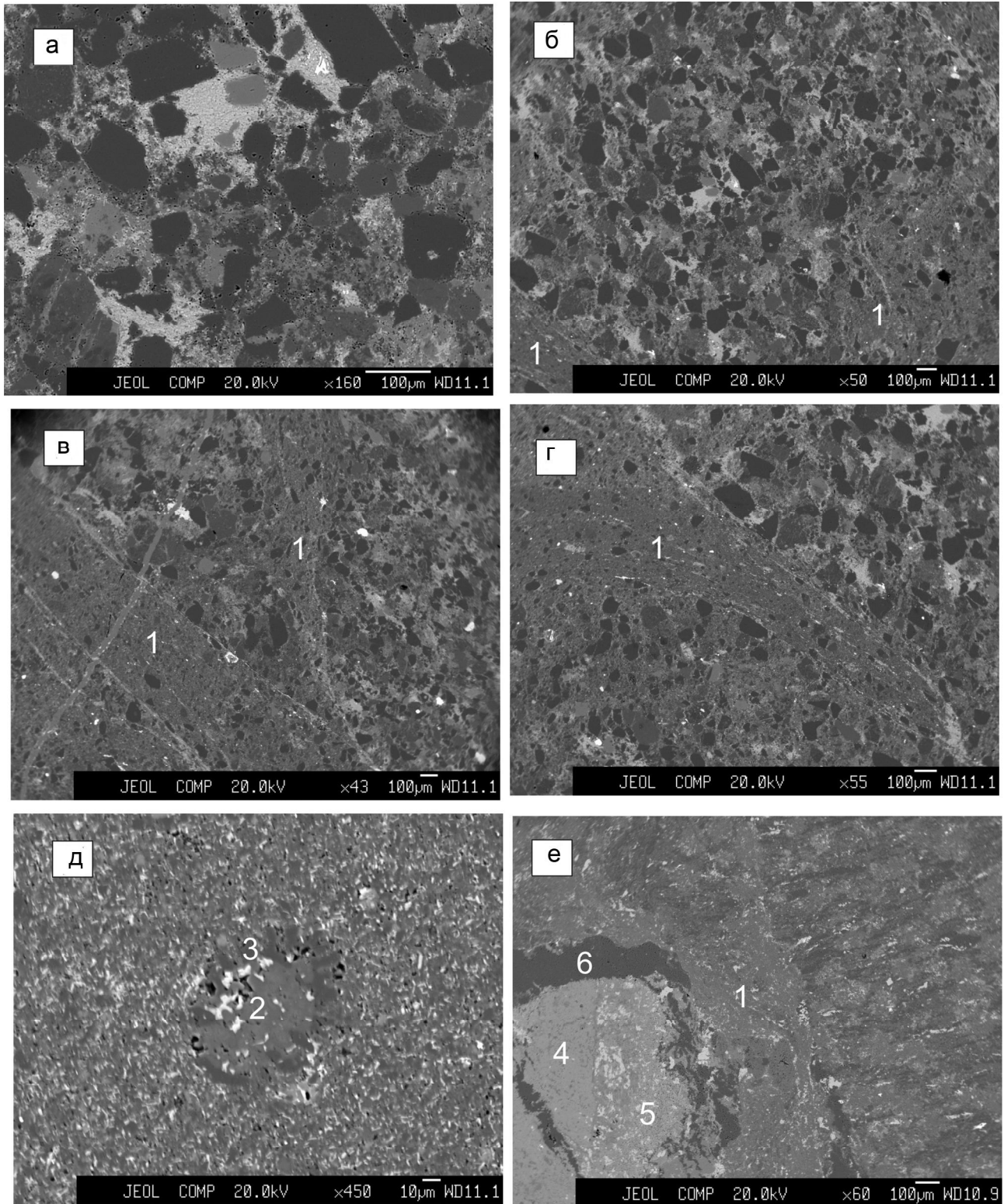


Рис. 8. Внутреннее строение флюидолитов по осадочным породам.

1 – зоны повторного дробления и плавления флюидолитов; 2 – обломок кремнистых пород; 3 – реакционная кайма; 4 – горнблендиты; 5 – переплавленная часть обломка горнблендитов; 6 – кварцевая зона.

а–г – флюидолиты с цементом из перекристаллизованного под воздействием флюидной фазы материала тонкого дробления горных пород и с зонами повторного дробления и плавления слюдисто-кварц-полевошпатового (с ильменитом) состава, д – оплавленный обломок кремней (яркое – ильменит) с реакционной кварц-плагиоклазовой каймой в магматическом слюдисто-кварц-полевошпатовом (с ильменитом) цементе флюидолитов, е – частично переплавленный обломок горнблендитов в флюидолитах.

пироксена (\pm кварц, \pm амфибол). Пироксен представлен диопсидом с переменным количеством геденбергитового минала. В нем присутствует немного Al, Ti, Mn или Sr. Амфибол относится к Si-содержащей разновидности актинолит-паргаситового ряда (~ от 0 до 60 мол. % паргаситового минала). По составу он аналогичен амфиболу горнблендитов и, очевидно, имеет реликтовую природу. Апатит является фтористой разновидностью, содержащей немного Si. Амфибол-полевошпатовые породы на участках дробления замещены родингитами, сложенными пироксеном, калиевым полевым шпатом, пренитом, эпидотом и титанитом. В качестве цементирующего родингитизированные обломки материала иногда выступают титанит-санидин-амфиболовые образования. Пироксен представлен, главным образом, обогащенным Mn салитом. В калиевом полевошпате присутствует до 6 мол. % альбитового и до 12 мол. % анортитового миналов. Титанит содержит немного Al (до 0.14 ф.е.), Fe^{+3} (до 0.07 ф.е.) и F (до 0.12 ф.е.). Иногда в пироксеновых родингитах присутствуют скопления титанитовых зерен или более поздних кристаллов пирита, касситерита, шеелита и кварца. В составе родингитов, образовавшихся по магматическому цементу брекчий, наряду с пироксеном, везувианом, эпидотом, пренитом, хлоритом, F-содержащим титанитом, F-апатитом, кварцем и цирконом встречаются алланит, барит, пирит, манганаксинит и кальцит. Пироксен иногда слагает почти мономинеральные участки с небольшим количеством везувиана, хлорита, циркона и других минералов. Он представлен обогащенными Mn членами диопсид-геденбергитового ряда и характеризуется широким изменением состава. Везувиан выполняет интерстиции между кристаллами пироксена или слагает самостоятельные участки с включениями кристаллов апатита и циркона. В их пределах присутствует везувиан нескольких генераций, различающийся по составу – более богатый Fe и Mn содержит меньше Ca и Al. Везувиан представлен безмагнезильной бедной Ca высокоглиноземистой разновидностью, обогащенной Mn. Довольно часто встречается и F-содержащая разновидность с заметным количеством Sr и V.

Апоинтрузивные родингиты, отличающиеся относительно высоким содержанием Pt и Au, представлены почти мономинеральными пироксеновыми, гранат-пироксеновыми или существенно амфиболовыми разновидностями. Изредка они состоят из пироксена, граната, пренита, эпидота (обычно с REE), альбита, плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Пироксен с резко выраженной химической неоднородностью иногда замещает более крупные зональные кристаллы граната. В родингитах присутствуют маломощные касситерит-циркон-алланитовые, галенит-циркон-ал-

ланитовые и алланит-циркон-апатитовые прожилки. Амфиболовые родингиты сложены марганцовистым амфиболом тремолит-ферроактинолитового ряда. Изредка присутствует гранат гроссуляр-спессартинового состава. В этих породах выявлены наиболее значительные содержания Au (до 10 г/т). Пироксен относится к диопсид-геденбергит-йохансенитовой серии. Обычно его состав характеризуется невысоким содержанием Mn и изменяется от состава почти «чистого» геденбергита до состава салита с резким преобладанием диопсидового минала над геденбергитовым. Нередко присутствует Al и, иногда, Na. В редких случаях пироксен представлен богатой Mn разновидностью мангангеденбергита. Гранат относится к гроссуляр-андрадитовому ряду с преобладанием гроссуляровой компоненты и небольшим количеством спессартинового и альмандинового миналов. Амфибол является обогащенным Mn актинолитом, содержащим немного Al и K. Состав плагиоклаза отвечает олигоклазу-андезину (20–37 мол. % альбитового минала). Калиевый полевой шпат обогащен альбитовым миналом. Эпидот представлен, как правило, алланитом. В массивных родингитах в качестве аксессуарных присутствуют титанит, ильменит, пирофанит, рутил, апатит, монацит, циркон, барит, оксиды Th и U. Титанит содержит немного Al, Fe^{+3} , иногда V или F. Пирофанит иногда представлен богатой Fe разновидностью. Встречаются также вольфрамит, киноварь, галенит, халькопирит, станнин, пирротин, арсенипирит, сфалерит, кобальтин, герсдорфит, никелин, пентландит, самородные элементы (Pb, Fe, W, Sb, Ni, Zn, Al, Te, Bi, Cu и Sn), природные латуни и бронзы, а также минералы благородных металлов. Последние представлены самородными Pt (без примесей или с Pd), Pd (с примесью Pt, Cu, Bi или Zn), Au (без примесей, а также с примесью Ag или Cu), Bi (с примесью Pt), а также близким по составу к купроауриду «медистым золотом», соединениями Au, Ag, Bi и Te, сульфидом Ag и аргиродитом. Самородные элементы и интерметаллиды встречаются в виде мельчайших (доли мкм-первые мкм, редко первые десятки мкм) частиц или их скоплений, иногда в ассоциации с органическим веществом. Они приурочены к минерализованным микротрещинам, участкам преобразования кристаллов пироксена в амфиболовые или волокнистые амфибол-пироксеновые агрегаты. Кроме того, иногда они присутствуют и в виде включений в минералах родингитовых ассоциаций. Подробно родингиты палеоценовых эксплозивных структур охарактеризованы в отдельной публикации [24].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Имеющиеся в настоящее время результаты изучения химического и минерального состава, а так-

же текстурно-структурных особенностей пород дают основания предполагать присутствие на Мокрушинской площади Таухинского террейна всех основных элементов трубки взрыва – диатремы, жерла, а также корневой части, представленной дайками флогопит-оливиновых пород.

По характеру обломочного материала (главным образом, обломки вмещающих эксплозивную структуру осадочных и, в меньшей мере, магматических пород), почти полному отсутствию включений глубинных пород и минералов, небольшой доле магматического материала и многим другим особенностям флюидолиты жерловой части Мокрушинской площади аналогичны породам, выполняющим диатремы лампроитовых трубок. Считается, что на завершающем этапе формирования лампроитовых трубок происходит внедрение интрузивных расплавов, которые заполняют подводящий канал и крайне редко проникают в полости диатрем [7]. Интрузивные разновидности пород достаточно полно представлены в некоторых лампроитовых диатремах Австралии (например, в трубке «Эллендейл-4»), где они прорывают и образуют линзы в заполняющих кратеры туфах. Но в некоторых случаях, например, в богатой алмазами трубке «Аргайл», интрузивные лампроиты отсутствуют.

Большая часть слагающих флогопит-оливиновые породы Таухинского террейна минералов (оливин, флогопит, титаномагнетит, ильменит, шпинель, серпентин, хлорит, тальк и, в меньшей мере, пирофанит, циркон, апатит и эсколаит) относятся к числу характерных минералов флогопит-оливиновых лампроитов и кимберлитов. Тремолит и в меньшей мере, куммингтонит тоже распространены во многих кимберлитовых и лампроитовых трубках. Проявление интенсивной наложенной тремолитизации характерно, например, для алмазоносных кимберлитовых залежей Кимозера, близких по особенностям строения к кимберлитовым и лампроитовым телам Канады (Форт-алья-Корн), Индии (Токапал), Центральной Африки (Бакванга) и Западного Кимберли в Австралии [31]. Широкое распространение тремолита и куммингтонита отмечалось, кроме того, в лампроитовой трубке Мрия.

Сходство флогопит-оливиновых пород Таухинского террейна с кимберлитами подчеркивается, кроме того, присутствием нескольких генераций оливина (оплавленных и разложенных на серпентин и магнетит, а также неизмененных зерен в флогопите, зерен основной массы и железистых каевок вокруг них), магнетита, а также сходным характером эпигенетических изменений, заключавшихся, главным образом, в серпентинизации оливина, хлоритизации флогопита и в образовании магнетита. Главным минералогическим отличием флогопит-оливиновых пород Таухинского

террейна от кимберлитов является небольшая доля эпигенетических минералов, отсутствие хромшпинелидов и незначительное распространение эпигенетических карбонатов. Оливин, в отличие от высокомагнезиального оливина классических лампроитов и кимберлитов, представлен обогащенным Mn гортонолитом. Ильменит, в отличие от очень богатого Mg и Cr ильменита кимберлитов и лампроитов, относится к бедной Mg, но богатой Mn разновидности. Довольно часто в нем присутствует Nb – обычный изоморфный элемент и в ильмените кимберлитов, но Cr отмечается редко. Несмотря на то, что наиболее типичным для кимберлитов и лампроитов является богатый Mg и Cr ильменит, тем не менее, бедный этими элементами высокомарганцовистый ильменит и даже пирофанит неоднократно отмечались как в кимберлитах, так и в виде включений в алмазах. Наряду с Cr-содержащим пикроильменитом марганцовистый ильменит известен на Верхотинском поле в связующей массе кимберлитов богатой алмазами трубки им. Гриба [3], а также в алмазоносных кимберлитах Кимозера (Карелия) [7], в кимберлитовых породах и в алмазах трубки Аргайл (Австралия) [37 и др.], районе Джуина (Бразилия) [18]. Ильменит с высоким содержанием пирофанитового минала (5–13 мол.%) является, кроме того, характерным минералом основной массы лампроитов [39]. Некоторые авторы [18 и др.] относят марганцовистый ильменит к числу минералов-спутников алмаза.

Магматическим породам Мокрушинской площади свойственно постоянное наличие Cl (десятые доли мас. %) в слюдах, амфиболах, F-апатите, в составе расплавных включений солей, Ва в калиевом и кали-натровом полевых шпатах, а также присутствие минералов Ni и Co, богатого Mn и бедного Mg ильменита и F-содержащего титанита. Фтор- и хлорсодержащие (слюды, амфиболы, апатит, титанит и куспидин) и обогащенные Mn (ильменит, гранат, клинопироксен) или Ва (калиевый полевой шпат) минералы характерны также для флюидолитов и родингитов. Присутствие подобных же, Cl-содержащих разновидностей флогопита, амфибола и апатита, а также включений щелочных хлоридов неоднократно отмечалось в мантийных ксенолитах, кимберлитах и в алмазах. Эти факты указывают на активную роль щелочных хлоридсодержащих жидкостей в верхней мантии [28].

Известны многочисленные случаи присутствия в родингитах благороднометалльной минерализации, иногда имеющей промышленное значение. Примерами являются родингиты Мелентьевского проявления (Au), Салатимского разлома (Au) [22] и южной части массива Средний Крака (Au-Pd-Pt) [29 и др.] Южного Урала, Агардагского массива альпинотипных гипер-

базитов Южной Тувы (Au) [19], Корякского Нагорья (Au и ЭПГ) [6], Сахалина (Au) [26], Восточных Саян (Au, Ag, Pd) [8 и др.] и Британской Колумбии (Канада) (Au) [38]. Наибольшую известность получили родингиты Карабашского массива альпинотипных гипербазитов на Южном Урале, которые являлись объектом добычи золота (месторождение Золотая Гора).

Особенностью родингитов с благороднометалльной минерализацией является распространение «медистого» и ртутистого золота, соединений Ni, Sb и Sn, а также самородных форм и интерметаллических соединений разнообразных металлов. Так, например, среди рудных минералов месторождения Золотая Гора встречаются маухерит, никелин, миллерит, брейтгауптит, самородные медь, сурьма, свинец, нисбит, сейняйокит, ульманнит, купростибит, златогорит, гудмундит, аурикуприд, купроаурид, соединения $CuAu_3$ и Cu_2Au_3 , а также ртутистые разновидности электрума, кюстелита, самородного серебра и самородного золота [30]. Минералы благородных металлов Хурай-Жалгинского проявления Восточных Саян представлены Au-Ag твердыми растворами, Au-Hg, Au-Ag-Cu, Cu-Au-Hg-Sn фазами, интерметаллидом Au и Sn, сперрилитом, мончеитом и темагамитом [1, 8]. Для родингитов Таухинского террейна тоже характерно распространение «медистого золота», минералов Ni и Sn, а также самородных форм и интерметаллических соединений разнообразных металлов. Минералы благородных металлов, в том числе «медистое золото», соединения Ni и Co, самородные формы и интерметаллические соединения разнообразных металлов обнаружены не только в родингитах, но и в некоторых магматических породах и флюидолитах палеоценовых эксплозивных структур Таухинского террейна. Скопления зерен необычной, очень богатой Zn (до 12.65 мас. %) Ni-содержащей (до 1.28 мас. %) разновидности аурикуприда встречаются в флогопит-оливиновых породах Мокрушинской площади [15]. Кроме «медистого золота» в флогопит-оливиновых лампроитах встречаются редкие рассеянные мельчайшие включения палладистого золота. Флюидолиты, особенностью которых является присутствие обломков изначально углеродистых глинисто-кремнистых пород, превращенных в графит-альбит-калишпат-кварцевую породу, содержат редкие кристаллы кобальтина и герсдорфита, а также рассеянную вкрапленность и гнезда самородных Cu, Al, латуни, Cu-содержащего Sn, а также соединений, состав которых рассчитывается на идеальные формулы Cu_4Sn и Cu_7Sn_3 . В протолочках штучных проб обнаружены единичные зерна Zn-содержащего самородного Au.

«Медистое золото», природные латуни и бронзы, минералы Au, Ag, Pt и Pd, а также широкий спектр

самородных элементов и интерметаллических соединений, в том числе фосфиды, силициды и хромиды, являются специфической особенностью Таухинского и Самаркинского террейнов Сихотэ-Алиня. Они распространены не только в родингитах и некоторых других породах палеоценовых эксплозивных структур, но также в углеродистых триасовых силицитах [2] и залегающих непосредственно над последними (в стратиграфической колонке) метаморфизованных триасовых металлоносных осадках [12 и др.]. Подобные минералы встречаются и в ассоциированных с углеродистыми силицитами и метаморфизованными триасовыми металлоносными осадками скарпах Ольгинского и Дальнегорского рудных районов [13, 14]. Во всех перечисленных породах эти минералы образуют, главным образом, мельчайшие (\emptyset доли мкм – первые десятки мкм) зерна. Минералы благородных металлов, самородные элементы и интерметаллиды в скарпах и метаморфизованных металлоносных осадках встречаются в ранних минеральных ассоциациях, однако часто, как и в случае родингитов, присутствуют в продуктах их средне-низкотемпературного гидротермального изменения или в минерализованных микротрещинах с органическим веществом. Можно полагать, что во многих, или даже во всех упомянутых выше случаях присутствие предельно восстановленных форм различных элементов, скорее всего, обусловлено вовлечением органического вещества триасовых силицитов в магматические и сопровождавшие их контактово-метаморфические и гидротермальные процессы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Флюидолиты и генетически родственные им магматические породы Мокрушинской площади сформировались в результате внедрения в верхние слои литосферы магматического материала с высокой долей флюидной составляющей, значительную роль в которой играли H_2O , F, Cl, а также углеводороды [15]. Это обстоятельство оказало существенное влияние на их минералогические особенности.

Палеоценовые эксплозивные структуры во многих отношениях, в том числе и по минералогии слагающих их пород, обнаруживают сходство с лампроитовыми трубками. Особый интерес представляет присутствие в составе этих структур родингитов и лампроитоподобных пород, с которыми может быть связано промышленное золото-палладий-платиновое оруденение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Васильев В.И., Дамдинов Б.Б. Физико-химическая модель образования рудоносных родингитов и магнетит-хлорит-

- эпидотовых метасоматитов Восточного Саяна // Литосфера. 2013. № 5. С. 75–92.
2. Волохин Ю.Г., Карабцов А.А. Минералы в углеродистых силицитах триаса Сихотэ-Алиня // Литология и полез. ископаемые. 2016. № 5. С. 465–484.
 3. Гаранин В.К. Минералогия кимберлитов и родственных им пород алмазоносных провинций России в связи с их генезисом и поисками: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2006.
 4. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. Ханчука А.И. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. С. 1–572.
 5. Голубева И.И. Флюидизаты как особый класс магматических образований // Новые идеи в науках о Земле. М., 1997. 100 с.
 6. Горелова Н.Н. Проявления локального метасоматоза и связь с ними рудной минерализации на одном из гипербазитовых массивов Корякского Нагорья // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1990. № 2. С. 73–78.
 7. Еременко А.В., Ненахов В.М. Геология и геодинамическая модель формирования трубок взрыва Архангельской алмазоносной провинции // Вестн. Воронеж. гос. ун-та. Геология. 2002. № 1. С. 36–42.
 8. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Деревенец В.Г. и др. Новый тип олово-золото-(ртуть)-платинометальной рудной минерализации в Восточном Саяне // Докл. АН. 1998. № 361 (4). С. 510–513.
 9. Казак А.П., Якобсон К.Э. Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 168–169.
 10. Казак А.П., Якобсон К.Э. Инъекционные туффзиты Золотницкого кимберлитового поля // Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области. Архангельск, 2000. С. 103–114.
 11. Казаченко В.Т. Петрология и минералогия гидротермальных марганцевых пород Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2002. 250 с.
 12. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В. и др. Минеральные формы благородных металлов в металлоносных отложениях триасово-юрской углеродистой толщи Сихотэ-Алиня // Докл. АН. 2008. Т. 421, № 3. С. 383–386.
 13. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н. Минералогия и генезис Белогорского скарново-магнетитового месторождения (Приморье) // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 6. С. 67–83.
 14. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Нарнов Г.А. Акцессорная минерализация в скарнах Дальнегорского рудного района (Сихотэ-Алинь) // ЗРМО. 2012. № 4. С. 73–96.
 15. Казаченко В.Т., Ханчук А.И., Лаврик С.Н. и др. Флогопитоливиновые породы Таухинского террейна (Юго-Восточный Сихотэ-Алинь) // Тихоокеан. геология. 2013. Т. 32, № 5. С. 35–51.
 16. Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В. и др. Самородные металлы и интерметаллические соединения в аллювии Мокрушинской площади Таухинского террейна (Юго-Восточный Сихотэ-Алинь) // ЗРМО. 2014. Ч. CXLIII, № 3. С. 85–105.
 17. Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В. и др. Габброиды сергеевского и калиновского комплексов Сихотэ-Алиня: геохимия и изотопные отношения самария, неодайма, стронция и свинца // Вестн. Кольского науч. центра РАН. 3/2015 (22). С. 21–39.
 18. Каминский Ф.В., Белоусова Е.А. Манганоильменит как минерал-спутник алмаза в кимберлитах // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1560–1570.
 19. Кудрявцева А.И., Кудрявцев В.И. Проявление медистого и серебристого золота в благороднометальном оруденении Южно-Тувинского гипербазитового пояса. Состояние и освоение природных ресурсов Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии // Геоэкология природной среды и общества. Кызыл: ТуВИКОПР СО РАН, 2003. С. 45–48.
 20. Махлаев Л.В., Голубева И.И. Флюидизаты требуют внимания // Природа. 2001. № 9. С. 59–68.
 21. Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В. Интерметаллическое соединение Ni₃Au и твердые растворы золота и никеля в метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2010. Т.4, № 1. С. 60–66.
 22. Мурзин В.В., Сазонов В.Н., Варламов Д.А. и др. Золотое оруденение в родингитах массивов альпинотипных гипербазитов // Литосфера. 2006. № 1. С. 113–134.
 23. Перевозникова Е.В. Марганцевосиликатные породы Южного Сихотэ-Алиня: минералогия и генезис: Дис. ...канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 2010. 192 с.
 24. Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т. Первая находка родингитов с золото-палладий-платиновой минерализацией в Сихотэ-Алине // Литосфера. 2017. Т. 17, № 5. С. 127–146.
 25. Перевозникова Е.В., Казаченко В.Т., Лаврик С.Н. Магматические породы, флюидолиты и родингиты палеоценовых эксплозивных структур Таухинского террейна (Сихотэ-Алинь) // Зап. РМО. 2018. Ч. CXLVII, № 1. С. 24–43.
 26. Речкин А.Н. О новом типе золотого оруденения в ультрабазитах // Геология и геофизика. 1974. № 2. С. 49–53.
 27. Рыбальченко А.М., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. АН. 1997. Т. 353, № 1. С. 90–93.
 28. Сафонов О.Г. Модели эволюции глубинных щелочных жидкостей: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. М., 2007.
 29. Сначев В.И., Савельев Д.Е., Рыкус М.В. Петрохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. 212 с.
 30. Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о «золото-родингитовой» формации). М.: Науч. мир. 2002. 220 с.
 31. Устинов В.Н., Загайный А.К., Смит К.Б. и др. Раннепротерозойские алмазоносные кимберлиты Карелии и особенности их формирования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 9. С. 963–977.
 32. Якобсон К.Э., Казак А.П., Толмачева Е.В. и др. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. СПб., 2008. 38 с.
 33. Ashley P.M., Cook N.D.J., Hill R.L. et al. Shoshonitic lamprophyre dykes and their relation to mesothermal Au-Sb veins at Hillgrove New South Wales, Australia // Lithos. 1994. N 32. P. 249–272.
 34. Currie K.L., Williams P.R. An Archean cala-alkaline lamprophyre suite, northeastern Yilgarn Block, Western Australia // Lithos. 1993. N 31. P. 33–50.

35. Duggan M.B., Jaques A.L. Mineralogy and geochemistry of Proterozoic shoshonitic lamprophyres from the Tennant Creek Inlier, Northern Territory // *Aust. J. Earth Sci.* 1996. N 43. P. 269–278.
36. Huang Z., Liu Ch., Yang H. et al. The geochemistry of lamprophyres in the Laowangzhai gold deposits, Yunnan Province, China: Implications for its characteristics of source region // *Geochem. J.* 2002. V. 36. P. 91–112.
37. Jaques A.L., Hall A.E., Sheraton J.W. et al. Composition of crystalline inclusions and C-isotopic composition of Argyle and Ellendale diamonds / Ed. J. Ross // *Proc. IVth Int. Kimb. Conf. Perth. Kimberlites and related rocks.* 1989. V. 2. P. 966–989.
38. Knight J., Leitch C.H.B. Phase relations in the system Au-Cu-Ag at low temperatures, based on natural assemblages // *Can. Mineral.* 2001. N 39. P. 889–905.
39. Mitchell R.H., Bergman S.C. *Petrology of lamproites.* New York, N.V. Plenum Press., 1991.
40. Rock N.M.S. *LAMPROPHYRES.* Blackie, Glasgow. 1990. 285 p.
41. Rock N.M.S., Groves D.I. Do lamprophyres carry gold as well as diamonds? // *Nature.* 1988. N 332. P. 253–255.
42. Taylor W.R., Rock N.M.S., Groves D.I. et al. Geochemistry of Archean shoshonitic lamprophyres from the Yigarn Block, W. Australia: Au abundance and association with gold mineralization // *Appl. Geochem.* 1994. N 9 (2). P. 197–222.
43. Wyman D.A., Kerrich R. Archean shoshonitic lamprophyres associated with Superior Province gold mineralization: distribution, tectonic setting, noble metal abundance and significance for gold mineralization // *Econ. Geol. Monograph.* 1989. № 6. P. 651–667.
44. Wyman D.A., Kerrich R. Archean shoshonitic lamprophyres of the Abitibi subprovince, Canada: Petrogenesis, age, and tectonic setting // *J. Petrol.* 1993. N 34. P. 1067–1109.

Рекомендована к печати В.Г. Хомичем

После доработки 25.07.2018 г.
принята к публикации 26.09.2018 г.

V.T. Kazachenko, E.V. Perevoznikova, S.N. Lavrik

Mineralogy of fluidolites and genetically related with them magmatic rocks of the Mokrushinsky area, the Taukha terrane, Sikhote-Alin

Fluidolites and genetically related with them magmatic rocks of the Mokrushinsky area were formed as a result of the injection into the upper layers of the lithosphere of magmatic material with a high proportion of the fluid component, a significant role in which played H₂O, F, Cl, and hydrocarbons. This process had a significant impact on their mineralogical features.

The Paleocene explosive structures in many aspects, including the mineralogy of the composing rocks, show the similarity with the lamproite pipes. Of special interest is the presence in these structures of rodingites and lamprophyre-like rocks, with which the gold-palladium-platinum mineralization may be related.

Key words: explosive structures, fluidolites, rodingites, noble metals, native elements, Sikhote-Alin, Far East of Russia.