

**ФЛОГОПИТ-ОЛИВИНОВЫЕ ПОРОДЫ ТАУХИНСКОГО ТЕРРЕЙНА
(ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНЬ)**

В.Т. Казаченко, А.И. Ханчук, С.Н. Лаврик, Е.В. Перевозникова

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

Поступила в редакцию 27 июля 2012 г.

Палеоценовые ультражелезистые и богатые Mn флогопит-оливиновые породы Таухинского террейна относятся к щелочным ультрабазитам калиевой серии. Оливин представлен гортонолитом, а флогопит обогащен Cl. Флогопит-оливиновые породы (ФОП) содержат титаномагнетит, богатый Mn ильменит, богатый Zn плеонаст, апатит и циркон. Присутствуют эпигенетические серпентин, тальк, карбонаты, магнетит, брейтгауптит, никелин, хедлейит, кобальтин, цумоит, аурикуприд, купроаурид, палладистое Au и другие минералы. ФОП являются, возможно, составной частью не известного ранее в Сихотэ-Алине магматического комплекса, породы которого ассоциируют с флюидолитами крупной диатремы. Имеются все основания полагать, что они сформировались в результате внедрения в верхние слои литосферы глубинного магматического материала с высокой долей флюидной составляющей, основными компонентами которой являлись H_2O , Cl, F и S. По этим особенностям образования, резкому преобладанию K над Na и обогащению некоторыми несовместимыми элементами (Sn, Ta, Nb, Zr) флогопит-оливиновые породы наиболее близки к лампроитам, но отличаются от них высоким содержанием Fe, Mn, Au, Pt и Pd и составом оливина. Проявление такого магматизма в Таухинском террейне фиксирует смену субдукционного геодинамического режима режимом трансформной континентальной окраины.

Ключевые слова: флогопит-оливиновые породы, флюидолиты, благородные металлы, Таухинский террейн, Сихотэ-Алинь.

ВВЕДЕНИЕ

Таухинский террейн (рис. 1) является фрагментом неокомской аккреционной призмы, сложенной юрскими и раннемеловыми турбидитовыми и хаотическими образованиями. В его меланжевом комплексе в виде олистолитов и олистоплак присутствуют пермские и триасовые кремни, юрские кремнисто-глинистые отложения, а также фрагменты девон-пермских и триасовых рифовых массивов. Образования Таухинского террейна прорваны и перекрыты позднемеловыми преимущественно кислыми магматами Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса и продуктами палеогенового кислого, бимодального и высокоглиноземистого базальтового вулканизма Хасано-Амурского ареала [2]. В последнее время на Мокрушинской площади в Ольгинском рудном районе обнаружены необычные по составу, структурным и текстурным особенностям магматические образования, которые трудно сопоставимы с известными интрузивными и вулканическими по-

родами. К ним относятся флогопит-оливиновые, слюдисто-полевошпатовые и авгит-полевошпатовые породы [9]. Слюдисто-полевошпатовые и авгит-полевошпатовые породы, по результатам предварительного изучения, отнесены к керсантитам, минеттам и авгитовым лампрофирам. От магматических пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса и Хасано-Амурского ареала все упомянутые выше породы отличаются возрастом (палеоцен) и, в целом, высокой титанистостью, железистостью и щелочностью (калиевой серии). Их состав изменяется от ультраосновного до среднего и от субщелочного до щелочного. Эти породы, за некоторыми исключениями, богаты P_2O_5 и, возможно, входят в состав неизвестного ранее в Сихотэ-Алине магматического комплекса. К этому же комплексу относятся, очевидно, и впервые встреченные на Мокрушинской площади субщелочные горнблендиты и карбонатитоподобные породы. ФОП, слагающие дайку, а также лампрофиры, горнблендиты и карбонатитоподобные поро-

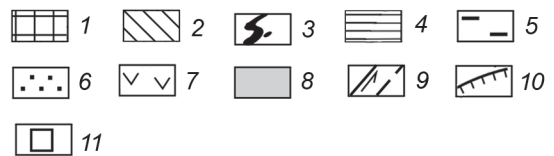
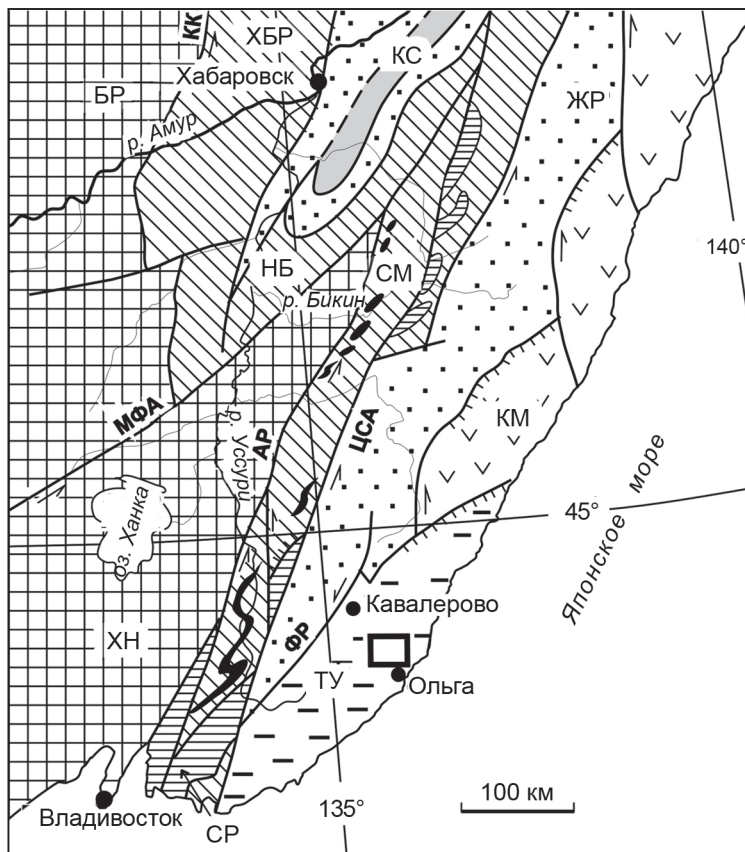


Рис. 1. Положение Мокрушинской площади в Сихотэ-Алине. Тектоническая основа по Ханчуку А.И. [2].

1 – раннепалеозойские террейны: ХН – Ханкайский, БР – Буреинский; 2 – юрские террейны (фрагменты аккреционных призм): СМ – Самаркинский, НБ – Наданьхада-Бикинский, ХБР – Хабаровский; 3 – офиолиты калиновского комплекса (девон); 4 – фрагменты докембрийско-раннепалеозойского континента, включенные в структуры юрской аккреционной призмы и испытавшие вместе с ними цикл син- и постааккреционных преобразований (СР – украинско-сергеевский комплекс Самаркинского террейна); 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 – Мокрушинская площадь.

ды, представленные, судя по текстурным и структурным особенностям, жерловыми фациями, являются полно-кристаллическими разновидностями. ФОП, по результатам анализа одной пробы атомно-абсорбционным методом, содержат (г/т) 0.68 Au, 1.86 Pt и 0.01 Pd, а также минералы этих металлов (самородное золото, палладистое золото, купроаурит и ауруприд). В аллювиальных отложениях ключей, дренирующих породы этого комплекса, авторами обнаружены россыпные проявления мельчайших зерен ($\varnothing \leq 0.07$ мм) минералов благородных металлов, которые по особенностям состава однозначно сопоставимы с минералами Au и Pd из флогопит-оливиновых пород.

Особый интерес представляют обнаруженные в последнее время и еще недостаточно хорошо изученные породы, выполняющие, предположительно, крупную, пространственно ассоциирующую с лампроитами и лампрофирами и, вероятно, генетически связанную с ними трубку взрыва. Они представлены флюидолитами, внешне напоминающими туфы, туфобрекчии и брекчии. Цемент этих пород состоит из тонко раздробленного и перекристаллизованного материала песчаников, кремнистых и кремнисто-глинистых пород или представляет собой продукты кристаллизации своеобразной “кашицы” или “грязевой”

смеси, состоящей из многочисленных мелких обломков пород, кристаллов и обломков кристаллов калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и других минералов в ортоклазовой матрице. Встречается биотит-полевошпатовый цемент магматической природы, по текстурным и структурным особенностям аналогичный упомянутым выше керсантитам и минеттам, но отличающийся кислым составом за счет ассимиляции магмой обломков кремней и других осадочных пород. Нередко цемент сложен мелкозернистыми гранат-клинопироксеновыми (\pm цоизит, пренит, апатит, хлорит) родингитами (нацело замещенными авгитовыми лампрофирами, горнблендитами и, возможно, другими породами). Внедрение магматического материала сопровождалось дроблением пород, а также частичным плавлением и ассимиляцией обломков, признаки которых отчетливо видны как макроскопически (в срезах образцов), так и под микроскопом. Обломочный материал флюидолитов представлен породами, вмещающими трубку – песчаниками, алевролитами, яшмами, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами, лампрофирами и другими магматическими породами, а также взрывными образованиями более ранних фаз дробления. Обломки богатых Са пород нередко нацело замещены родингитовыми ассоциациями. Флюидоли-

ты содержат титановую минерализацию в виде сплошных маломощных титанитовых зон, сопровождающих калишпат-амфиболовые прожилки.

Практический и научный интерес к ФОП, лампрофирам и флюидолитам Мокрушинской площади определяется возможностью получения сведений о геологических процессах, составе и физико-химических условиях различных (в том числе, вероятно, и глубинных) уровней литосферы, дополнения и уточнения существующих представлений о магматизме Сихотэ-Алиня, а также обнаружения коренных и россыпных месторождений благородных металлов. Кроме того, с очень похожими во многих отношениях или аналогичными геологическими образованиями (лампроитами, лампрофирами и флюидолитами) нередко связаны месторождения алмазов. Поэтому первая находка этих пород в Таухинском террейне заслуживает пристального внимания и требует изучения геологических условий их залегания, возраста, петрографии, минералогии и генезиса. В предлагаемой статье из всех упоминавшихся выше образований детально охарактеризованы только наиболее хорошо изученные ФОП.

МЕТОДИКА ЛАБОРАТОРНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Определение абсолютного возраста ФОП К-Аг методом производилось по разработанной в ДВГИ ДВО РАН методике, позволяющей получать хорошие результаты при малых навесках К-содержащих минералов и пород. Для этого были использованы монофракции флогопита.

Определение химического состава породы производилось по стандартной методике, используемой в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН. Из-за возможных погрешностей, связанных с сегрегацией зерен флогопита (неоднородностью пробы, из которой отбиралась навеска) использовался, кроме того, метод последовательного площадного сканирования участков аншлифа на рентгеноспектральном микроанализаторе с последующим расчетом средних содержаний элементов. Геохимические данные были получены методом ИСП МС в лаборатории аналитической химии ДВГИ ДВО РАН на спектрометре Agilent 7500 с (Agilent Technologies, США). Особенностью пробоподготовки являлось сплавление пробы с метаборатом лития.

Анализы минералов (в аншлифах) выполнены в ДВГИ ДВО РАН на микроанализаторе JXA8100 с тремя волновыми спектрометрами и энергодисперсионным спектрометром INCAx-sight при ускоряющем напряжении 20 kV и токе $1 \cdot 10^{-8}$ А. В качестве стандартов использованы чистые металлы, зерна минералов известного состава, а также набор эталонов фирмы Agar scientific. Аншлифы предварительно мылись

в органических растворителях с использованием ультразвука. Для обеспечения электропроводимости применялось графитовое напыление. Форма представления результатов анализов в таблицах в виде содержаний элементов, а не оксидов связана с появившейся возможностью с помощью современных рентгеноспектральных микроанализаторов определять содержание кислорода в минералах. При расчете формул бескислородных соединений содержания “прихваченных” (из-за малых размеров зерен) элементов не принимались во внимание.

Определение содержания благородных металлов атомно-абсорбционным методом выполнено в лабораториях аналитической химии (подготовка рабочего раствора) и анализа благородных металлов (измерения) ДВГИ ДВО РАН. Для приготовления рабочего раствора использовалось кислотное разложение проб с последующим восстановлением благородных металлов хлоридом двухвалентного олова и соосаждением с теллуrom.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Плотные, очень свежие мелко-микрoзернистые ФОП черной окраски наблюдались в виде дайки мощностью около 1 м на расстоянии 2–3 м по простиранию. Дайка по размерности зерен минералов, окраске и другим внешним признакам визуально мало отличается от черных и темно-серых вмещающих осадочных пород. Вследствие этого ее контакты достоверно устанавливаются только по сколкам слагающих коренные выходы пород. Дайка залегает среди триасовых кремней и раннемеловых песчаников и, очевидно, пересекает контакт между ними. Однако из-за плохой обнаженности этот контакт не наблюдался. В эндоконтакте дайки с песчаниками в ФОП присутствуют участки различного размера и формы, сложенные флогопит-тремолитовой (\pm оливин) магматической породой. Внешний облик и геологические условия залегания свидетельствуют о молодом возрасте ФОП. Калий-аргоновый возраст колеблется в небольших пределах и составляет, в среднем, 64.05 ± 3.8 млн лет (табл. 1).

ФОП Таухинского террейна относятся к щелочным ультраосновным, ультражелезистым и высокомагнезиальным образованиям калиевой серии ($K_2O/Na_2O \geq 9$) (табл. 2). Им свойственно низкое содержание TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , CaO и Na_2O и необычайно высокое для магматических пород содержание MnO. Различия в содержаниях оксидов в анализах 1 и 2 связаны, главным образом, с сегрегацией зерен флогопита (неоднородностью пробы, из которой отбиралась навеска) и с разной степенью хлоритизации кристаллов этого минерала вдоль плоскостей спай-

Таблица 1. Возраст флогопит-оливиновых пород Таухинского террейна.

№	Проба	Возраст, млн лет
1	М-86-31	65±10
2	М-86-31 а	62±2
3	М-86-32	65.4±0.8
4	М-86-32а	63.8±2.3
5	средний	64.05±3.8

Примечание. Анализы монофракций флогопита выполнены К-Аг методом в лаборатории изотопных методов ДВГИ ДВО РАН. Исполнитель: Будницкий С.Ю.

ности на постмагматической стадии процесса. Содержание K_2O с введением поправки на хлоритизацию, рассчитанной по среднему составу флогопита из 26 анализов и по содержанию Al_2O_3 в породе (см. ан. 2 в табл. 2), первоначально составляло примерно 2.27 мас. %. Из геохимических и минералогических данных следует, что ФОП Таухинского террейна по сравнению с дунитами обогащены Cl, Sn (16.6 г/т), Zn (164.13), Ta (0.41), Nb (7.88), Zr (253.4) и многими другими элементами, но бедны Cr (39.01).

ФОП Таухинского террейна отличается сложным внутренним строением, основными элементами которого являются фенокристаллы флогопита и фтор-апатита, основная масса, а также включения, обособления и гнезда различного состава и происхождения. Характерными являются также реакционные каймы вокруг зерен минералов, прожилки вулканического стекла и сообщества эпигенетических минералов в межзерновом пространстве, зонах флюидно-эксплозивного дробления и вдоль трещин спайности флогопита.

Фенокристаллы представлены флогопитом (главный) и F-апатитом (редкий). Присутствуют крупные бесформенные выделения титаномагнетита и ильменита (рис. 2). Особенностью флогопита является постоянное присутствие Cl, количество которого достигает 0.52 мас. % (табл. 3). Этот минерал, кроме того, обогащен Fe, Ti и Al и относительно беден Si, место которого (до 0.27 ф.е.) занимает Al. Уменьшение положительного заряда почти полностью ком-

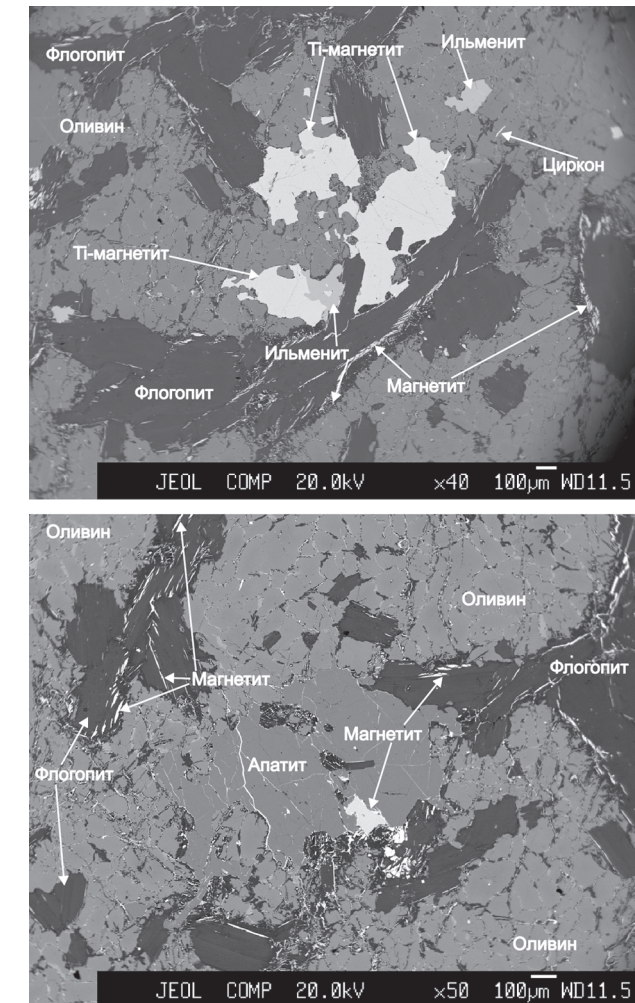


Рис. 2. Фенокристаллы флогопита, титаномагнетита, ильменита и апатита в флогопит-оливиновых породах Таухинского террейна. Вид в отраженных электронах.

пенсирована входением небольшой части Al в октаэдрические позиции вместо Mg и Fe, что свидетельствует о присутствии почти всего Fe в двухвалентном состоянии. Содержание железистого минала изменяется в небольших пределах (18–25 мол. %). Особенностью F-апатита является постоянное присутствие небольшого количества Cl (0.13–0.15 ф.е.). Следует заметить, что отсутствие F в анализах флогопита со-

Таблица 2. Химический состав флогопит-оливиновых пород Таухинского террейна (мас. %).

№	образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма
1	М-86-32	33.85	0.31	1.62	41.45*		2.09	19.09	0.34	0.08	0.72	0.26	99.81
2	М-86-32	34.34	0.31	3.18		32.18**	2.26	23.11	0.34	0.08	1.66	0.26	97.72

Примечание. Анализ 1 – выполнен методами ИСП АС и гравиметрии, * – все железо как трехвалентное. В анализе 2 приведены средние содержания по результатам 25 определений методом площадного сканирования на рентгено-спектральном микроанализаторе; содержания TiO₂, P₂O₅, CaO и Na₂O, вследствие того, что они ниже уровня обнаружения прибором, взяты из анализа 1; ** – все железо как двухвалентное.

Таблица 3. Состав флогопита и оливина из флогопит-оливиновых пород Таухинского террейна (мас. %).

№ п/п	O	Mg	Al	Si	Cl	K	Ti	Mn	Fe	Сумма	Формула
1	41.51	12.07	7.74	17.66	0.38	8.74	0.46		8.62	97.18	$K_{0.99}(Mg_{2.20}Fe_{0.68}Al_{0.06}Ti_{0.04})_{2.98}Al(Si_{2.79}Al_{0.21})_{3.00}O_{10}(OH)_{1.95}Cl_{0.05}$
2	43.1	12.58	8.17	17.82	0.52	8.74	0.42		6.85	98.18	$K_{0.99}(Mg_{2.28}Fe_{0.54}Al_{0.14}Ti_{0.04})_{3.00}Al(Si_{2.80}Al_{0.20})_{3.00}O_{10}(OH)_{1.94}Cl_{0.06}$
3	45.37	12.26	7.35	17.92	0.43	8.53	0.51		8.37	100.74	$K_{0.97}(Mg_{2.24}Fe_{0.67}Ti_{0.05}Al_{0.04})_{3.00}Al(Si_{2.83}Al_{0.17})_{3.00}O_{10}(OH)_{1.95}Cl_{0.05}$
4	46.65	12.96	7.67	17.59	0.44	8.19	0.41		8.28	102.19	$K_{0.92}(Mg_{2.33}Fe_{0.65}Ti_{0.04})_{3.02}Al(Si_{2.74}Al_{0.24})_{2.98}O_{10}(OH)_{1.95}Cl_{0.05}$
5	44.85	11.89	7.74	17.72	0.49	8.48	0.54		8.55	100.25	$K_{0.97}(Mg_{2.18}Fe_{0.68}Al_{0.09}Ti_{0.05})_{3.00}Al(Si_{2.81}Al_{0.19})_{3.00}O_{10}(OH)_{1.94}Cl_{0.06}$
6	43.34	11.73	7.29	17.32	0.41	8.48	0.38		9.01	97.97	$K_{0.99}(Mg_{2.20}Fe_{0.73}Al_{0.04}Ti_{0.04})_{2.99}Al(Si_{2.81}Al_{0.19})_{3.00}O_{10}(OH)_{1.95}Cl_{0.05}$
7	34.96	14.15		15.93				2.13	31.94	99.1	$(Mg_{0.99}Fe_{0.98}Mn_{0.07})_{2.04}(SiO_4)_{0.97}$
8	34.81	14.64		16.07				2.02	30.9	98.43	$(Mg_{1.02}Fe_{0.94}Mn_{0.06})_{2.02}(SiO_4)_{0.97}$
9	34.7	14.85		15.73				2.46	30.18	97.92	$(Mg_{1.04}Fe_{0.92}Mn_{0.08})_{2.04}(SiO_4)_{0.96}$
10	35.31	14.9		16.46				1.89	32.14	100.69	$(Mg_{1.01}Fe_{0.95}Mn_{0.06})_{2.02}(SiO_4)_{0.97}$
11	37.2	13.67		15.89				2.16	32.14	101.06	$(Mg_{0.97}Fe_{0.99}Mn_{0.07})_{2.03}(SiO_4)_{0.97}$
12	34.26	12.99		15.8				2	32.3	98.66	$(Mg_{0.94}Fe_{1.01}Mn_{0.06})_{2.01}(SiO_4)_{0.99}$
13	32.67	8.09		14.96				4.6	39	99.32	$Mg_{0.61}Fe_{1.27}Mn_{0.15})_{2.03}(SiO_4)_{0.97}$
14	32.49	8.69		15.12				4.4	38.6	99.3	$(Mg_{0.64}Fe_{1.24}Mn_{0.14})_{2.02}(SiO_4)_{0.97}$
15	35.18	10.3		15.19				4.36	35.52	100.54	$(Mg_{0.76}Fe_{1.14}Mn_{0.14})_{2.04}(SiO_4)_{0.97}$
16	34.49	7.29		14.8				7.27	37.4	101.25	$(Mg_{0.55}Fe_{1.23}Mn_{0.24})_{2.02}(SiO_4)_{0.97}$

Примечание. Минералы: флогопит (1–6), оливин (7–16) основной массы (7–12) и железистых каемок (13–16). В ан. 12, кроме того, 1.3 мас. % As.

всем не означает его отсутствия в составе минерала. Фтор почти в два раза легче Cl и уровень его обнаружения прибором значительно выше. Судя по имеющемуся у авторов опыту работы на мироанализаторе с энергодисперсионной приставкой, содержания F по меньшей мере до 1 мас. % прибором, как правило, не фиксируются. Но в данном случае таких содержаний из-за разницы в атомных массах достаточно даже для значительного преобладания F над Cl в формуле флогопита. Титаномагнетит содержит 0.10–0.21 ф.е. Ti, до 0.04 ф.е. Al, 0.02 ф.е. Mg и 0.04 ф.е. Mn (табл. 4). Ильменит встречается в виде самостоятельных зерен или в сростаниях с магнетитом и отличается довольно высоким содержанием Mn (0.11–0.22 ф.е.) и низким – Mg (до 0.03 ф.е.).

Основная масса сложена оливином, магнетитом, ильменит-пирофанитовым твердым раствором и апатитом. Оливин представлен гортонолитом, содержащим 45–49 мол. % фаялитового и 3–4 мол. % тефроитового миналов (табл. 3). Железистый оливин основной массы не равновесен с относительно бедной Fe слюдой фенокристаллов, так как кристаллизовался позднее при более низкой температуре. В краевой части оливиновых зерен нередко присутствуют более железистые ($Fe_2SiO_4 = 56–63$ мол. %) и марганцовистые ($Mn_2SiO_4 = 6.9–11.9$ мол. %) реакционные каемки. Они лишь частично окаймляют те или иные зерна и не распространяются на соседние. Магнетит основной массы, в отличие от этого минерала из фено-кристаллов, очень беден Ti (0.02 ф.е.) и совсем не содержит

Mg и Al, а ильменит-пирофанитовый твердый раствор значительно богаче Mn (табл. 4). Его состав изменяется от богатого Mn (0.30 ф.е.) ильменита до железистого пирофанита (0.55 ф.е. Mn). Этот минерал, как и в фенокристаллах, представлен бедной Mg (до 0.02 ф.е.) разновидностью.

В фенокристаллах флогопита встречаются как включения кристаллов свежего оливина, так и оплавленные и разложенные на серпентин и магнетит обломки оливиновых (рис. 3 а) и ферросилитовых зерен. Характерны также расплавные включения солей (рис. 3 б) и почти нацело резорбированные, нередко оплавленные включения богатого Zn (10–24 мол. % ганита) плеонаста (25–48 мол. % герцинита и 27–40 мол. % шпинели) с небольшим количеством (1–11 мол. %) магнетитового минала (табл. 4), нередко окруженные реакционными каемками хлорита (рис. 3 в). Иногда кристаллы такой шпинели содержат включения бадделеита или образуют сростания с богатым Al (до 0.28 ф.е.) Ti-, Cr-, V-, и Zn-содержащим магнетитом (табл. 4) и включают кристаллы этого минерала (рис. 3 г).

Тремолитсодержащие участки дайки не имеют четких границ и очертаний и характеризуются изменчивым количеством амфибола. По сравнению с ФОП они содержат, в целом, более крупные (первые мм) кристаллы минералов, главными из которых являются тремолит, флогопит и, в меньшей мере, оливин. Иногда встречается апатит. Тремолит отличается заметным дефицитом Ca (до 0.13 ф.е.) (табл. 5). Этот минерал обогащен Fe (0.57–0.83), Mn (0.04–0.07), а также Al

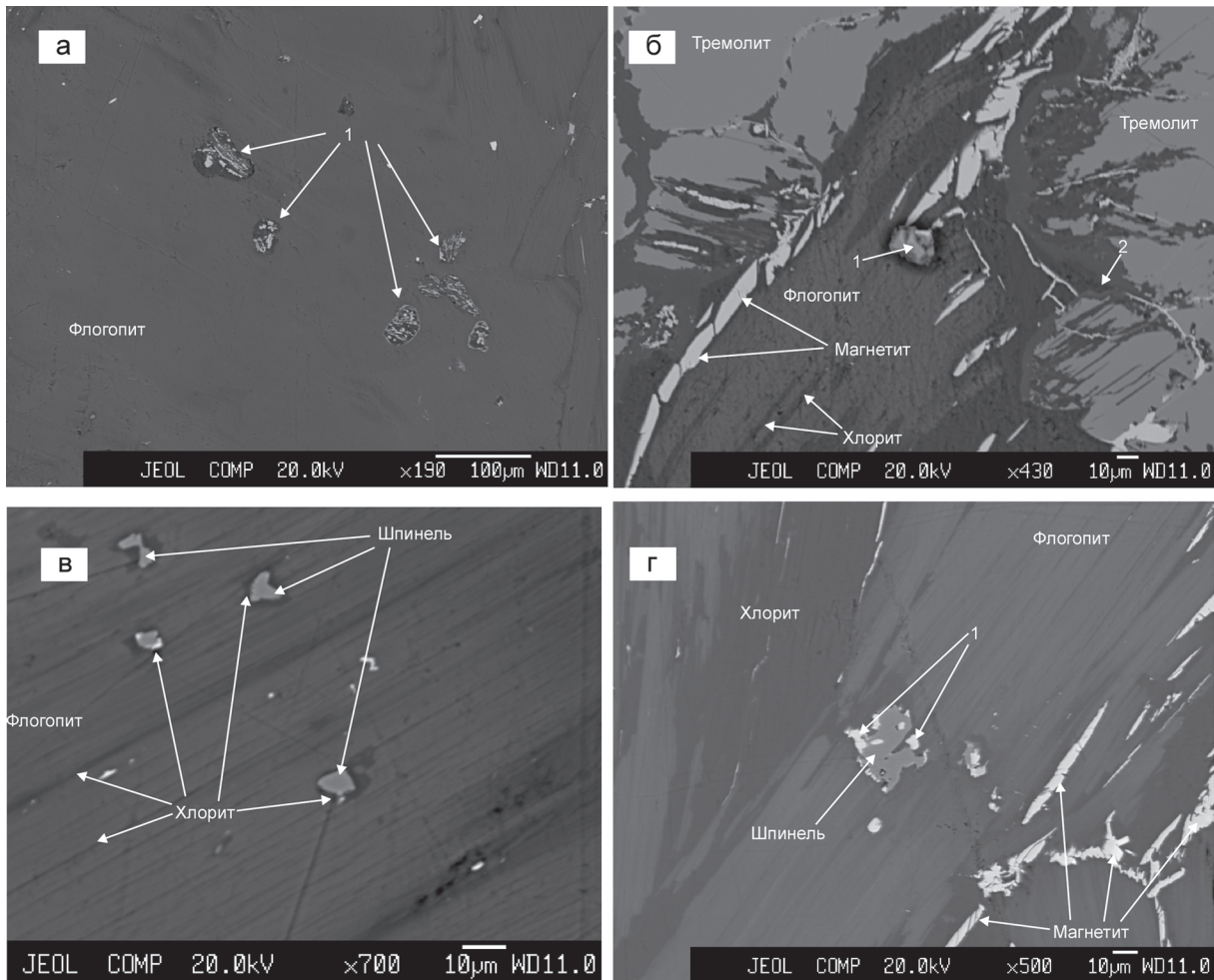


Рис. 3. Минеральные включения в флогопите из флогопит-оливиновых пород Таухинского террейна.

1 на рис. 3 а – оплавленные и разложенные на магнетит и серпентин зерна оливина, 1 на рис. 3 б – расплавленное включение галита, 2 на рис. 3 б – эпигенетические водные силикаты, 1 на рис. 3 г – богатый Al магнетит. Вид в отраженных электронах.

(до 0.22 ф.е.), который, возможно, вместе с небольшим количеством Fe^{+3} входит в тетраэдрические позиции вместо Si. Заметных различий в составах флогопита и оливина из тремолитсодержащих участков от составов этих минералов из ФОП не обнаружено. В кристаллах тремолита при наблюдении в отраженных электронах видны контуры полностью контаминированных обломочных зерен. Присутствуют, кроме того, включения относительно крупных, частично контаминированных кристаллов оливина (?), центральные части которых разложены на серпентин и магнетит, а краевые представляют собой келифитовую кайму, сложенную куммингтонитом (рис. 4). Куммингтонит обогащен Mn (0.07–0.36 ф.е.). Содержание Ca достигает 0.64 ф.е., однако изредка встречаются составы с примерно одинаковым количеством куммингтонитового и тремолит-актинолитового миналов (табл. 5).

Содержание Fe в этом амфиболе изменяется от 0.81 до 2.04 ф.е. Образование куммингтонитовых каемок, судя по корреляции составов амфиболов (рис. 5), является результатом реакционного взаимодействия оливина ФОП с магматическим расплавом, из которого кристаллизовался тремолит. Это означает, что тремолитсодержащие породы дайки являются, с одной стороны, магматическими образованиями, а с другой – более поздними, чем ФОП.

В тремолитсодержащих породах присутствуют обособления, которые могут рассматриваться в качестве продуктов кристаллизации остаточного сульфидно-арсенидно (сульфоарсенидно)-оксидного расплава. По морфологии и составу они относятся к двум типам, отвечающим продуктам кристаллизации капель расплава или его “выжимок” в трещины и в межзерновое пространство.

Таблица 4. Состав магнетита, ильменита и шпинели из флогопит-оливиновых пород Таухинского террейна (мас. %).

Mg	Al	Si	Ti	Mn	Fe	Nb	Zn	Сумма	Формула
			4.34	0.91	67.13			98.81	$(\text{Fe}_{0.96}\text{Mn}_{0.04})_1.00(\text{Fe}_{1.79}\text{Ti}_{0.21})_2.00\text{O}_4$
0.26	0.47		3.62	0.8	68.78			100.94	$(\text{Fe}_{0.95}\text{Mn}_{0.03}\text{Mg}_{0.02})_1.00(\text{Fe}_{1.79}\text{Ti}_{0.17}\text{Al}_{0.04})_2.00\text{O}_4$
	0.52		2.91	0.85	69.64			101.03	$(\text{Fe}_{0.97}\text{Mn}_{0.03})_1.00(\text{Fe}_{1.82}\text{Ti}_{0.14}\text{Al}_{0.04})_2.00\text{O}_4$
			2.23	0.94	70.92			99.38	$(\text{Fe}_{0.96}\text{Mn}_{0.04})_1.00(\text{Fe}_{1.90}\text{Ti}_{0.10})_2.00\text{O}_4$
			1.81	0.48	72.28			103.1	$(\text{Fe}_{0.98}\text{Mn}_{0.02})_1.00(\text{Fe}_{1.92}\text{Ti}_{0.08})_2.00\text{O}_4$
0.62	0.57	0.24	0.95	1.05	69.04			101.6	$(\text{Fe}_{0.90}\text{Mg}_{0.06}\text{Mn}_{0.04})_1.00(\text{Fe}_{1.86}\text{Ti}_{0.04}\text{Al}_{0.05}\text{Si}_{0.02}\text{V}_{0.01}\text{Cr}_{0.01})_1.99\text{O}_4$
0.53	2.08		0.98	1.16	66.33		0.7	98.67	$(\text{Fe}_{0.88}\text{Mg}_{0.05}\text{Mn}_{0.05}\text{Zn}_{0.02})_1.00(\text{Fe}_{1.78}\text{Ti}_{0.05}\text{Al}_{0.17})_2.00\text{O}_4$
0.91	3.6	0.3	1.83	1.72	63.57		0.89	102.4	$(\text{Fe}_{0.82}\text{Mg}_{0.08}\text{Mn}_{0.07}\text{Zn}_{0.03})_1.00(\text{Fe}_{1.61}\text{Ti}_{0.08}\text{Al}_{0.28}\text{Si}_{0.02})_1.99\text{O}_4$
			0.71	0.51	71.6			101.02	$(\text{Fe}_{0.98}\text{Mn}_{0.02})_1.00(\text{Fe}_{1.97}\text{Ti}_{0.03})_2.00\text{O}_4$
			0.5		73.63			103.84	$\text{Fe}_{1.00}(\text{Fe}_{1.98}\text{Ti}_{0.02})_2.00\text{O}_4$
				0.33	72.71			101.97	$(\text{Fe}_{0.99}\text{Mn}_{0.01})_1.00\text{Fe}_2.00\text{O}_4$
				0.42	72.83			97.3	$(\text{Fe}_{0.98}\text{Mn}_{0.02})_1.00\text{Fe}_2.00\text{O}_4$
0.36		0.69		0.72	71.33			98.15	$(\text{Fe}_{0.94}\text{Mg}_{0.03}\text{Mn}_{0.03})_1.00(\text{Fe}_{1.94}\text{Si}_{0.06})_2.00\text{O}_4$
0.48			30.85	3.98	34.3			101.32	$(\text{Fe}_{0.91}\text{Mn}_{0.11}\text{Mg}_{0.03})_1.05(\text{TiO}_3)_{0.95}$
0.32			31.48	5.31	31.73			100.06	$(\text{Fe}_{0.85}\text{Mn}_{0.14}\text{Mg}_{0.02})_1.01(\text{TiO}_3)_{0.98}$
0.41			31.06	8.07	30.05			104.23	$(\text{Fe}_{0.80}\text{Mn}_{0.22}\text{Mg}_{0.02})_1.04(\text{TiO}_3)_{0.96}$
0.5		0.44	28.25	6.83	26.03			92.65	$(\text{Fe}_{0.73}\text{Mn}_{0.19}\text{Mg}_{0.03})_{0.95}(\text{Ti}_{0.92}\text{Cr}_{0.10}\text{Si}_{0.02})_1.04\text{O}_3$
			30.13	20.09	18.79			102.03	$(\text{Fe}_{0.51}\text{Mn}_{0.55})_1.06(\text{TiO}_3)_{0.94}$
			30.98	14.39	23.77	0.71		103.78	$(\text{Fe}_{0.63}\text{Mn}_{0.39})_1.02(\text{Ti}_{0.97}\text{Nb}_{0.01})_{0.98}\text{O}_3$
0.35			31.89	11.14	26.49			100.99	$(\text{Fe}_{0.70}\text{Mn}_{0.30}\text{Mg}_{0.02})_1.02(\text{TiO}_3)_{0.98}$
			30.79	18.55	19.17	0.53		103.64	$(\text{Fe}_{0.52}\text{Mn}_{0.51})_1.03(\text{Ti}_{0.97}\text{Nb}_{0.01}\text{O}_3)_{0.98}$
4.52	29.77			0.59	19.13		7.07	99.12	$(\text{Fe}_{0.48}\text{Mg}_{0.32}\text{Zn}_{0.19}\text{Mn}_{0.02})_1.00(\text{Al}_{1.90}\text{Fe}_{0.10})_2.00\text{O}_4$
3.57	25.48	0.24	0.28	0.72	22.8		8.8	97.32	$(\text{Fe}_{0.47}\text{Mg}_{0.27}\text{Zn}_{0.24}\text{Mn}_{0.02})_1.00(\text{Al}_{1.70}\text{Fe}_{0.27}\text{Si}_{0.02}\text{Ti}_{0.01})_2.00\text{O}_4$
5.29	30.29			0.55	20.37		4.97	99.44	$(\text{Fe}_{0.49}\text{Mg}_{0.36}\text{Zn}_{0.13}\text{Mn}_{0.02})_1.00(\text{Al}_{1.88}\text{Fe}_{0.12})_2.00\text{O}_4$
4.66	29.78	0.41		0.57	17.98		7.89	99.98	$(\text{Fe}_{0.44}\text{Mg}_{0.33}\text{Zn}_{0.20}\text{Mn}_{0.02}\text{K}_{0.01})_1.00(\text{Al}_{1.87}\text{Fe}_{0.11}\text{Si}_{0.02})_2.00\text{O}_4$
4.56	29.88			0.67	18.91		7.48	98.51	$(\text{Fe}_{0.47}\text{Mg}_{0.32}\text{Zn}_{0.20}\text{Mn}_{0.02})_1.01(\text{Al}_{1.89}\text{Fe}_{0.11})_2\text{O}_4$

Примечание. Минералы: магнетит (1–13) фенокристаллов (1–4), из сростаний с богатый Ti стеклом (5) и шпинелью (6–8), из основной массы (9, 10), из продуктов кристаллизации остаточного расплава (11), эпитетический (12, 13); ильменит (14–21) фенокристаллов (14–17), основной массы (18–21); шпинель (22–26). В ан. 6 – 0.27 V и 0.21 Cr, 17 – 3.19 Cr, 25 – 0.18 K.

Таблица 5. Состав амфиболов и эпигенетических силикатов Mg и Fe из флогопит-оливиновых пород Таухинского террейна (мас. %).

№ п/п	O	Mg	Al	Si	Ca	Mn	Fe	Сумма	Формула
1	43.7	12.32	0.32	25.72	9.18	0.29	5.32	96.85	$(Ca_{1.95}Mn_{0.05})_{2.00}(Mg_{4.31}Fe_{0.80})_{5.11}(Si_{7.79}Al_{0.10})_{7.89}(OH)_2$
2	44.63	12.58	0.4	26.12	8.9	0.34	5.13	98.1	$(Ca_{1.87}Mg_{4.35}Fe_{0.72}Mn_{0.05})_{6.99}(Si_{7.82}Al_{0.13}Fe_{0.05})_{8.00}O_{22}(OH)_2$
3	46.4	12.18	0.61	25.7	9.05	0.24	5.52	99.69	$(Ca_{1.92}Mg_{4.25}Fe_{0.79}Mn_{0.04})_{7.00}(Si_{7.76}Al_{0.19}Fe_{0.05})_{8.00}O_{22}(OH)_2$
4	47.61	13.08		25.65	9.12		5.99	101.45	$(Ca_{1.91}Mg_{4.52}Fe_{0.57})_{7.05}(Si_{7.67}Fe_{0.33})_{8.00}O_{22}(OH)_2$
5	45.9	12.21		25.73	4.76	1.45	9.37	99.41	$(Mg_{4.35}Fe_{1.45}Mn_{0.22}Ca_{1.03})_{7.05}Si_{7.94}O_{22}(OH)_2$
6	48.83	17.52		27.07		0.45	5.4	99.27	$(Mg_{6.04}Fe_{0.81}Mn_{0.07})_{6.92}Si_{8.08}O_{22}(OH)_2$
7	43.05	13.19		26.5	3.08	1.82	11.12	98.76	$(Mg_{4.53}Fe_{1.66}Mn_{0.28}Ca_{0.64})_{7.11}Si_{7.88}O_{22}(OH)_2$
8	44.61	12.36		25.33	1.82	1.93	12.38	98.43	$(Mg_{4.45}Fe_{1.94}Mn_{0.31}Ca_{0.40})_{7.10}Si_{7.90}O_{22}(OH)_2$
9	43.6	12.81		25.65	0.65	2.26	13.15	98.13	$(Mg_{4.56}Fe_{2.04}Mn_{0.36}Ca_{0.14})_{7.10}Si_{7.91}O_{22}(OH)_2$
10	50.24	19.74		19.73		0.72	8.77	99.2	$(Mg_{4.82}Fe_{0.94}Mn_{0.08})_{5.84}Si_{4.16}O_{10}(OH)_8$
11	47.88	18.52		19.04		0.74	12.28	98.46	$(Mg_{4.56}Fe_{1.32}Mn_{0.08})_{5.96}Si_{4.05}O_{10}(OH)_8$
12	46.04	16.31		18.95		1.33	14.41	97.04	$(Mg_{4.13}Fe_{1.58}Mn_{0.14})_{5.85}Si_{4.14}O_{10}(OH)_8$
13	42.52	6.57		17.24		1.2	28.94	96.46	$(Mg_{2.66}Fe_{5.10}Mn_{0.22})_{7.98}Si_{6.04}O_{15}(OH)_{11.14}$
14	44.01	0.81		21.26		0.46	29.65	96.19	$(Fe_{2.79}Mg_{0.18}Mn_{0.05})_{3.02}Si_{3.98}O_{10}(OH)_2$
15	50.6	17.75		28.85			3.86	101.07	$(Mg_{2.80}Fe_{0.27})_{3.07}Si_{3.94}O_{10}(OH)_2$
16	49.67	18.24		29.19			3.2	100.3	$(Mg_{2.84}Fe_{0.22})_{3.06}Si_{3.94}O_{10}(OH)_2$

Примечание. Минералы: амфибол (1–9) из тремолитсодержащих участков дайки (1–4) и келифитовых каемок вокруг разложившихся зерен оливина (5–9); минералы серпентиновой группы (10–12) из продуктов эпигенетического изменения оливина основной массы; пирросмалит (?) (13); миннесотаит (14); тальк (15–16).

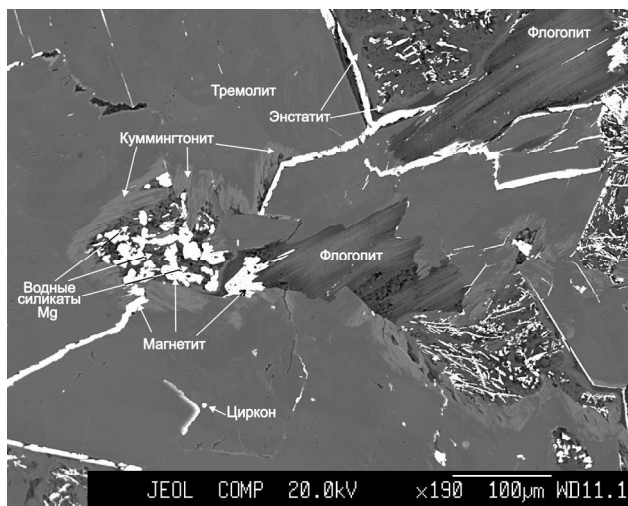


Рис. 4. Келифитовые каймы вокруг разложившихся на серпентин и магнетит зерен оливина и энстатита. Вид в отраженных электронах.

К первому типу относятся участки магнетита сложной формы, содержащие включения леллингита, а также многочисленные более мелкие выделения Ni-содержащего пирротина – очевидно, продукты распада оксидно-сульфидного твердого раствора (рис. 6 а). Леллингит представлен разновидностью, в которой почти половина позиций Fe занята Ni и Co, а немного As замещено S (табл. 6). Магнетит не содержит Ti и других примесей. Наблюдаются явные признаки замещения этим минералом периферических частей некоторых

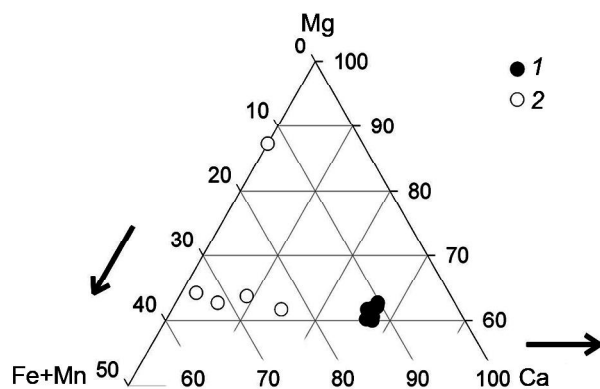


Рис. 5. Диаграммы составов “Ca-Mg-(Fe+Mn)” для амфиболов из флогопит-оливиновых пород Таухинского террейна.

1 – тремолит из тремолитсодержащих обособлений в флогопит-оливиновых породах, 2 – куммингтонит из келифитовых каемок вокруг зерен оливина и энстатита.

кристаллов окружающего амфибола. Иногда встречаются гнезда такого же минерального состава с сохранившимися признаками течения расплава (рис. 6 б). В отличие от рассмотренного выше случая пирротин ($Fe_{0.93}S_{1.00}$) имеет первичную природу, не содержит Ni и присутствует в гораздо большем количестве. Леллингит с включениями тремолита находится в пирротиновой матрице, которая, как правило, отделена от окружающего амфибола магнетитовой каймой. Особенности состава леллингита и магнетита такие же, как и в пре-

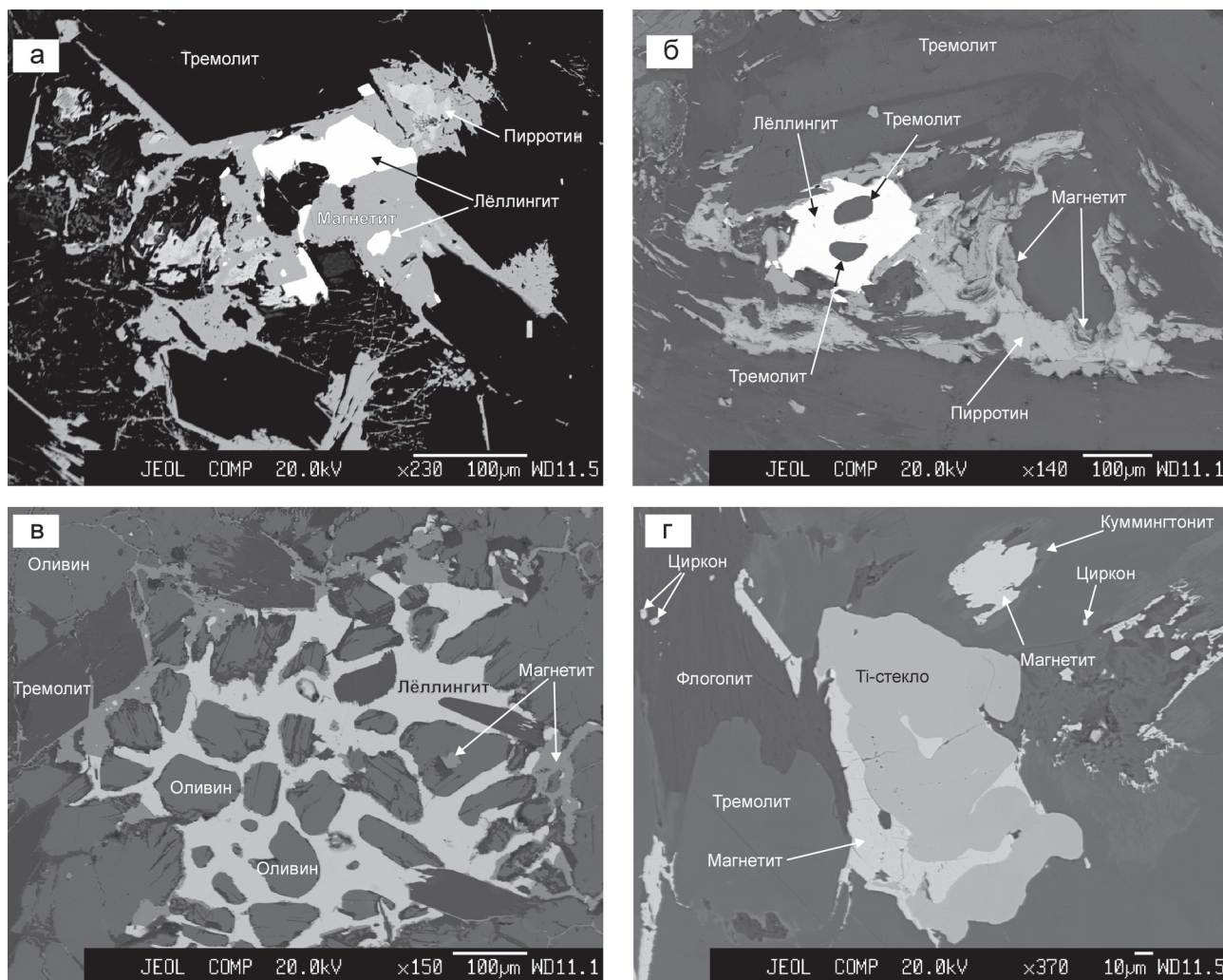


Рис. 6. Морфология и минеральный состав раскристаллизованных капель остаточного сульфидно-арсенидно (сульфоарсенидно)-оксидного (а–в) и оксидно-силикатного (г) расплава.

Ti-стекло на рис. 6 г – богатое Ti стекло (?).

дыдущем случае. Эти минералы содержат мельчайшие кристаллы обогащенного Ni (0.11 ф.е.) и Fe (0.18) кобальтина. Встречаются также гнезда, представляющие собой раскристаллизованные капли остаточного оксидно-арсенидного расплава. Они почти нацело сложены леллингитом, содержащим многочисленные “плавающие” включения кристаллов тремолита, флогопита и оливина. Периферическая часть таких гнезд выполнена магнетитом, который по трещинам и межзерновому пространству распространяется и в окружающую породу (рис. 6 в). В флогопит-тремолитовых участках дайки встречаются каплевидные выделения, выполненные магнетитом и богатым Mg, Fe и Ti стеклом (?), состав которого можно представить в виде формулы

$(\text{Mg}_{0.88}\text{Ca}_{0.14}\text{Fe}_{0.77}\text{Mn}_{0.18})_{1.97}(\text{SiO}_2)_{4.103} * 0.57(\text{Ti}_{0.83}\text{Al}_{0.17})_{1.00}\text{O}_2$ (рис. 6 г). Магнетит содержит заметное количество Ti (0.08 ф.е.) и Mn (0.02 ф.е.) (табл. 4).

Обособления второго типа не содержат леллингита. Они имеют форму сложных прожилкоподобных, нередко ветвящихся участков зонального строения (рис. 7). Центральная часть таких участков обычно сложена пирротинном $\text{Fe}_{0.88}\text{S}_{1.00}$ (иногда с каплевидными обособлениями халькопирита) и окружена, как правило, узкой магнетитовой каймой, к которой приурочены редкие кристаллы кобальтина и очень редкие и мелкие включения As- и S-содержащего брейтгауптита (табл. 6). Магнетит не содержит изоморфной примеси Ti и других элементов. Кобальтин обогащен Ni и Fe, но, в отличие от рассмотренных выше случаев, иногда содержит заметное количество Sb. Центральная (пирротинная) часть таких обособлений рассечена микротрещинами, залеченными магнетитом с мельчайшими включениями бастнезита.

Таблица 6. Состав минералов Ni, Co и Bi из флогопит-оливиновых пород Таухинского террейна (мас. %).

№ п/п	O	Mg	Si	S	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	As	Sb	Te	Bi	Сумма	Формула
1				0.36		15.16	8.05	5.65		71.64				100.86	(Fe _{0.54} Co _{0.27} Ni _{0.19}) _{1.00} (As _{1.90} S _{0.02}) _{1.92}
2				0.56		16.09	6.9	5.47		72.78				101.8	(Fe _{0.57} Ni _{0.19} Co _{0.24}) _{1.00} (As _{1.96} S _{0.04}) _{2.00}
3	8.67		2.86	14.96		4.69	24.35	3.73		38.9				98.17	(Co _{0.80} Ni _{0.12} Fe _{0.16}) _{1.08} As _{1.01} S _{0.91}
4				19.26		5.5	25.5	5.45		44.19				99.9	(Co _{0.72} Ni _{0.15} Fe _{0.16}) _{1.03} As _{0.98} S _{0.99}
5			0.22	18.61		5.48	21.58	8.56		44.02				98.46	(Co _{0.61} Ni _{0.25} Fe _{0.17}) _{1.03} As _{0.99} S _{0.98}
6	12.8		8.22	14.52		2.86	26.22			35.04				101.88	Co _{0.98} As _{1.03} S _{0.99}
7	22.6		0.45	0.97		52.67		9.28		1.87	14.47			102.31	Ni _{0.95} (Sb _{0.72} As _{0.15} S _{0.18}) _{1.05}
8	24.37	7.32	6.03		0.56	20.98		14.97		3.93	24.18			102.33	Ni _{1.00} (Sb _{0.79} As _{0.21}) _{1.00}
9	8.33	1.21	2.47			7.96						29.87	52.16	102.01	Bi _{1.03} Te _{0.97}
10												23.58	76.5	100.08	Bi _{1.99} Te _{1.01}
11	1.8	2.33	2.45			4.7						14.29	72.81	100.66	Bi _{3.03} Te _{0.97}
12				12.04								12.69	75.63	101.19	(Bi _{3.87} Pb _{0.04}) _{3.91} Te _{1.07} S _{4.02}

Примечание. Кроме того, в ан. 6 – 2.22 Ca; 11 – 1.59 F, 0.21 Al и 0.48 Cr; 12 – 0.83 Pb. Минералы: леллингит (1, 2), кобальтин (3–6) из продуктов кристаллизации остаточного расплава (3–5) и эпигенетического изменения флогопит-оливиновых пород (6), брейтгауптит (7, 8) из продуктов кристаллизации остаточного расплава (7) и эпигенетического изменения флогопит-оливиновых пород (8), цумоит (9), хедлейит (10), Bi₃Te (11), жозейт (12).

В ФОП присутствует комплекс эпигенетических минералов. К нему относятся серпентин, тальк, миннесотаит, железистый пирросмалит (?), анкерит, кутнагорит, сидерит, магнетит, брейтгауптит, кобальтин, соединения Bi и Te, палладистое и т.н. “медистое” Au, выполняющие межзерновое пространство, маломощные зонки взрывного дробления и прожилки. Происхождение эпигенетических минералов связано с процессами низкотемпературного автометаморфизма (взаимодействия породы с остаточной флюидной фазой), приводившими к реакциям гидратации минералов магматического этапа, перераспределению вещества и изменению минеральных форм элементов.

Наиболее характерными являются эпигенетические преобразования оливина со стороны межзернового пространства, а также флогопита вдоль плоскостей спайности. Изменение оливина вдоль контактов зерен, заключавшееся в их разложении на магнетит и водные силикаты Mg и Fe (серпентин и, в меньшей мере, тальк, миннесотаит, а также, предположительно, пирросмалит) во многих случаях приводило к образованию петельчатой структуры. Иногда замещение было полным. Эпигенетический серпентин ФОП богат Fe, содержание которого колеблется от 0.94 до 1.58 ф.е. (табл. 5). Обычной изоморфной примесью в этом минерале является Mn (до 0.08 ф.е.). Тальк встречается редко и тоже обогащен Fe (до 0.27 ф.е.). Миннесотаит, наблюдавшийся совместно с пирросмалитом (?) и магнетитом в качестве продуктов замещения оливина, содержит в своем составе Mg и Mn. Пирросмалит (?) иногда присутствует в виде относительно крупных таблитчатых кристаллов. Этот минерал богат Mg и беден Mn (табл. 5). Эпигенетические изменения флого-

пита заключались в образовании хлорита и магнетита вдоль плоскостей спайности, а также хлоритовых каемок и мелких зерен не содержащего Ti магнетита и сфалерита на контактах с включениями шпинели (рис. 3 в, г). Эти процессы приводили к существенному уменьшению содержания K в породе.

Одним из элементов внутреннего строения ФОП являются маломощные зонки флюидно-взрывного дробления, образование которых происходило как на фоне гидротермального преобразования породы, так и после его завершения. В первом случае вблизи таких зонков в оливине иногда наблюдаются системы трещин, напоминающих совершенную спайность. Оливин в пределах зонков флюидно-взрывного дробления нередко частично разложен на серпентин и магнетит. К продуктам разложения оливина иногда приурочены единичные зерна брейтгауптита, кобальтина или скопления очень мелких зерен минералов Bi и Te, таких как самородный Bi, цумоит, хедлейит, соединение Bi₃Te, а также жозейт, содержащий небольшую изоморфную примесь Pb (табл. 6). Неназванное соединение Bi₃Te ранее было обнаружено в Кондерском щелочно-ультраосновном массиве [24] и в некоторых других местах. Иногда к зонкам флюидно-взрывного дробления с продуктами разложения оливина приурочены скопления многочисленных зерен т.н. “медистого золота”. Кристаллы флогопита деформированы и слегка расщеплены, а присутствующие в них включения эпигенетического магнетита нередко раздроблены. В деформированных флогопитовых кристаллах также встречается “медистое золото”, которое слагает не только много-

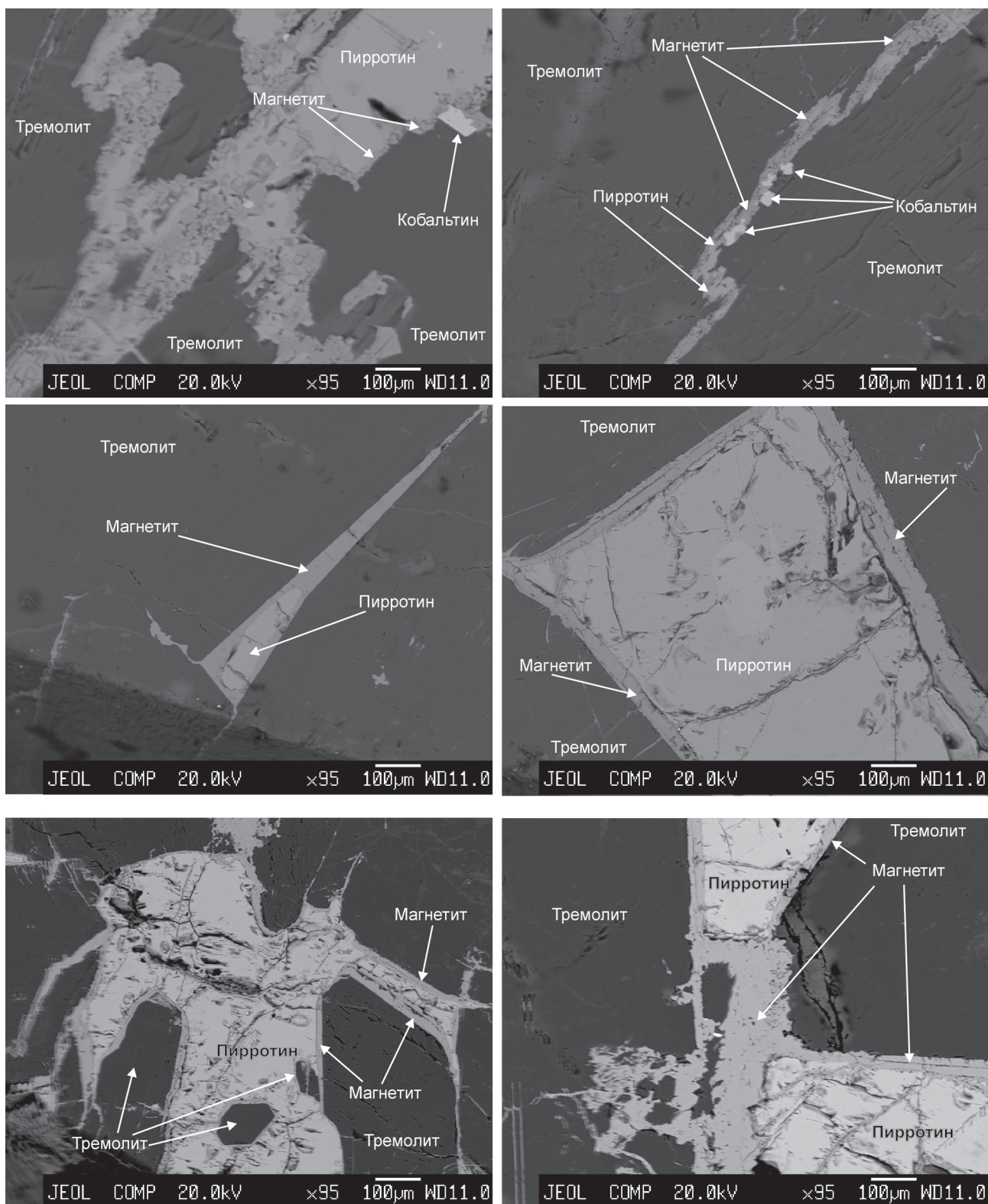


Рис. 7. Морфология и минеральный состав раскристаллизованных “выжимок” остаточного сульфидно-сульфо-арсенидно-оксидного расплава в трещины и в межзерновое пространство.

численные зерна, но и каемки на зернах магнетита, а также выполняет микротрещины в последнем минерале. “Медистое золото”, присутствующее в оливине и флогопите, 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 [9]. Кроме “медистого золота” в ФОП встречаются редкие рассеянные мельчайшие включения палладистого золота.

Зонки флюидно-эксплозивного дробления иногда выполнены продуктами кристаллизации остаточного расплава или образовавшимся после гидротермального изменения ФОП вулканическим стеклом, состав которого можно выразить в виде формулы, близкой к формуле энстатита – $(Mg_{0.88}Fe_{0.15}Mn_{0.01})_{1.04}Si_{0.95}O_3 \cdot 0.46H_2O$. Образование систем из тонких прожилков вулканического стекла связано, по-видимому, с более поздними процессами формирования трубки взрыва, протекавшими на фоне дробления пород, резких перепадов флюидного давления и температуры, расслоения расплавов и отделения летучих компонентов.

В фенокристаллах и в основной массе ФОП, а также в вулканическом стекле присутствуют многочисленные шестоватые, игольчатые или нитевидные кристаллы сильно радиоактивного циркона. Они окружены плеохроичными “двориками” и нередко пересекают границы зерен оливина, флогопита и других минералов. В качестве изоморфной примеси циркон содержит до 1.40 мас. % U и немного Fe.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Особенностью геологических условий залегания ФОП является их тесная пространственная ассоциация с флюидолитами, слагающими предположительно крупную диатрему, а также с группой своеобразных, не известных ранее в Сихотэ-Алине магматических пород. К настоящему времени многие вопросы геологии этих образований еще не решены, хотя сами породы изучены достаточно детально. Не определены размеры и морфология предполагаемой диатремы, морфология тел магматических пород и характер их пространственно-временных взаимоотношений друг с другом и с ФОП. В значительной степени это связано с плохой обнаженностью территории и почти полным отсутствием возможности отличать в полевых условиях микрозернистые магматические слюдисто-полевошпатовые и авгит-полевошпатовые породы, а также горнблендиты от контактово-метаморфизованных углеродистых кремней, кремнисто-глинистых и глини-

стых пород в силу их полного внешнего сходства. С другой стороны, имеющиеся в настоящее время результаты изучения химического и минерального состава, а также текстурно-структурных особенностей магматических пород и флюидолитов дают основания предполагать присутствие на Мокрушинской площади Таухинского террейна всех основных элементов трубки взрыва - крупной диатремы, жерла, а также корневой части, представленной дайковыми телами.

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 [3, 5] или особого подтипа магматических пород [13]. 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 показали пространственную и генетическую связь давно известных и эксплуатируемых россыпных месторождений алмазов со своеобразной группой пород, первоначально называвшихся туффизитами и ксенотуффизитами [16]. Кроме Среднего Урала такие породы были обнаружены на Золотицком кимберлитовом поле в Архангельской области [6] и в различных осадочных комплексах Русской плиты [20], а также во многих других местах.

Изучение флюидизатов или флюидолитов – новое, интенсивно развивающееся направление в геологии. Считается, что подобные породы образовались в результате поступления на дневную поверхность или в верхние части коры глубинного вещества в виде флюидизированного магматического 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 состоянии. Сейчас уже известно, что подобные породы порождаются магмами разного состава – от ультракислых (аляскитовых) до щелочно-ультраосновных (кимберлитовых, лампроитовых) и несилкатных (карбонатитовых, апатитолитовых). Обязательное условие для их образования – высокое содер-

жание в исходных расплавах летучих компонентов, обеспечивающих интенсивное и продолжительное выделение газов при декомпрессии магмы [13].

Флюидолиты Мокрушинской площади внешне напоминают туфы, туфобрекчии или брекчии, цемент которых даже в отдельном образце представляет собой сочетание фрагментов, состоящих из тонко раздробленного и перекристаллизованного материала вмещающих осадочных пород, гидротермально-метасоматических образований и из магматических пород, по структурным и текстурным признакам аналогичных породам, выполняющим предполагаемое жерло (см. ниже). Преобладают обычно фрагменты первого и второго типов, причем последние состоят, в основном, из округлых зерен или обломков кристаллов кварца и, в меньшей мере, полевых шпатов, а также мелких обломков разнообразных пород, заключенных в ортоклазовую матрицу гидротермально-метасоматической природы. Иногда наряду с ортоклазом или без него в цементирующей массе присутствуют амфибол, хлорит, биотит, гранат гроссуляр-андрадитового ряда, клинопироксен, обильные кристаллы магнетита, ильменита или титанита. Магматические породы цемента, так же как и упомянутые выше минетты и керсантиты, представлены биотит-полевошпатовыми разновидностями, но отличаются, как правило, светло-коричневой окраской, более кислым составом и меньшей щелочностью. Имеются основания полагать, что эти особенности магматического цемента флюидолитов связаны с ассимиляцией обломков осадочных пород магмой основного состава, производными которой являются слюдястые лампрофиры Мокрушинской площади. По характеру обломочного материала (главным образом, обломки вмещающих explosive образование осадочных и, в меньшей мере, магматических пород), почти полному отсутствию включений глубинных пород и минералов, небольшой доле магматического материала и многим другим особенностям флюидолиты 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 [4]. 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.

Магматические породы, предположительно, жерловой фации характеризуются тонко-, микрозернистой структурой, флюидальностью, присутствием автолитов угловатой или округлой формы, а также обломков других магматических пород более ранних фаз внедрения. В некоторых разновидностях этих пород видны сглаженные контуры оплавленных и почти полностью контаминированных (“растворенных”) обломков песчаников. Породы жерловой фации представлены субвулканическими керсантитами, минеттами, авгитовыми лампрофирами и горнблендитами. К жерловой фации, кроме того, относятся средние и кислые породы биотит-полевошпатового (\pm кварц) состава. Породы жерловой фации являются продуктами кристаллизации как нерасслоенной, так и расслоенной в потоке магмы основного состава. Признаки расслоения магмы на богатую и бедную летучими компонентами части надежно устанавливаются как при изучении пород под микроскопом, так и макроскопически, по чередованию прослоев (мощностью до нескольких десятков сантиметров), резко обогащенных или биотитом, или полевыми шпатами. Сопоставление химического и минерального состава автолитов, массивных и слоистых лампрофиров свидетельствует о том, что из нерасслоенной магмы кристаллизовались щелочные и субщелочные породы основного состава (керсантиты и авгитовые лампрофиры). Из расслоенной магмы образовались щелочные и субщелочные ультраосновные (минетты и горнблендиты) и щелочные средние и субщелочные кислые биотит-полевошпатовые породы. С внедрением подобной магмы в известняки связано, в частности, дробление и плавление последних с образованием в конечном итоге карбонатитоподобных пород.

К корневой части explosive структуры, по-видимому, относятся малые интрузии флогопит-оливиновых и, предположительно, других щелочных и субщелочных пород. ФОП Таухинского террейна обладают уникальными особенностями состава – ультражелезистостью, высокой марганцовистостью, а также высоким содержанием Pt, Au и Pd. С другой стороны, по содержанию Mg они сопоставимы с обычными лампроитами, считающимися высокомагнезиальными породами. В геологической литературе бытует мнение, что высокая магнезиальность и низкая железистость кимберлитов и лампроитов являются одним из показателей перспективности этих пород на алмазы. Однако имеются многочисленные примеры исключений из этого правила. Так, например, алмазоносные кимберлиты Ким-озера (Карелия) отличаются от классических фанерозойских кимберлитов повышенной железистостью [19]. Алмазоносные по-

роды Архангельской алмазоносной провинции разделяются на две серии: глиноземистую и железо-титанистую [4]. Промышленно-алмазоносные трубки представлены кимберлитами как глиноземистой, так и железо-титанистой (высокоалмазоносная трубка им. В.П. Гриба) серий.

Большая часть слагающих ФОП Таухинского террейна минералов 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, очевидно, гидротермальной природы, характерно, например, для алмазоносных кимберлитовых залежей Ким-озера, близких по особенностям строения к кимберлитовым и лампроитовым телам Канады (Форт-а-ля-Корн), Индии (Токапал), Центральной Африки (Бакванга) и Западного Кимберли в Австралии [19]. Широкое распространение тремолита и куммингтонита отмечалось, кроме того, в лампроитовой трубке Мрия (Украина).

Сходство ФОП 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 каемок вокруг них), магнетита, а также сходным характером эпигенетических изменений, заключавшихся, главным образом, в серпентинизации оливина, хлоритизации флогопита с уменьшением содержания К в породе и в образовании магнетита. Главным минералогическим отличием ФОП Таухинского террейна от кимберлитов является меньшая доля эпигенетических минералов, отсутствие хромшпинелидов и незначительное распространение эпигенетических карбонатов. С ультражелезистостью этих пород и высоким содержанием Mn связаны не характерные для кимберлитов и обычных лампроитов особенности состава некоторых минералов. Оливин, в отличие от высокомагнезиального оливина классических лампроитов и кимберлитов, представлен обогащенным Mn гортонолитом. Эпигенетические серпентин и тальк тоже относятся к железистым разновидностям, причем первый из них заметно обогащен Mn. Ильменит, в отличие от очень богатого Mg и Cr ильменита кимберлитов и лампроитов, относится к бедной Mg (не более 0.50 мас. % MgO), но богатой Mn разновидности. Довольно часто в нем присутствует Nb – обычный изоморфный элемент и в ильмените кимберлитов, а Cr отмечается редко. Следует заметить, что в магматических породах Мокрушинской площади минералы Cr очень редки или отсутствуют совсем. Исключение составляют карбона-

типоподобные породы, в которых встречаются кристаллы богатого V (до 16.49 мас. % V_2O_3) и Zn (до 7.36 мас. % ZnO) хромшпинелида, V(0.6 мас. % V_2O_3)-Cr(1.19 мас. % Cr_2O_3)-Zn(1.84 мас. % ZnO)-содержащего магнетита и обогащенного V (до 1.63 мас. % V_2O_3) и Cr (до 1.98 мас. % Cr_2O_3) магнезиального хлорита, а также родингитовый цемент флюидолитов, в котором иногда присутствуют кристаллы редчайшего в природе F-содержащего (до 2.89 мас. %) гроссуляра, заметно обогащенного в данном случае V (до 0.73 мас. % V_2O_3) и Cr (до 1.24 мас. % Cr_2O_3). 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 пиррофанит 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 [1], а также в алмазоносных кимберлитах Кимозера (Карелия) [4], в кимберлитовых породах и в алмазах трубки Аргайл (Австралия) [22 и др.], районе Джуина (Бразилия) [11]. Ильменит с высоким содержанием пиррофанитового минала (5–13 мол.%) является, кроме того, характерным минералом основной массы лампроитов [23]. Некоторые авторы [11, 12 и др.] относят марганцовистый ильменит к числу минералов-спутников алмаза.

Необычной особенностью состава флогопита ФОП Таухинского террейна, подчеркивающей их сходство с кимберлитами, является постоянное присутствие Cl. Этот элемент содержится, кроме того, в небольшом количестве в F-апатите, а также в составе расплавных включений солей. Хлор также является обязательным компонентом биотита, F-апатита, амфиболов и включений солей из всех других упомянутых выше магматических пород и флюидолитов Мокрушинской площади. Присутствие подобных же, Cl-содержащих разновидностей флогопита, амфибола и апатита, а также включений щелочных хлоридов неоднократно отмечалось в мантийных ксенолитах, кимберлитах и в алмазах [18, 21, 25, 26]. Эти факты указывают на активную роль щелочных хлоридосодержащих жидкостей в верхней мантии [17].

Многие особенности магматических пород предполагаемых жерла и корневой части эксплозивной структуры наводят на мысль об их принадлежности к единому магматическому комплексу. Они тесно пространственно ассоциируют друг с другом в пределах относительно небольшой Мокрушинской площади. Породы предполагаемого жерла нередко содержат обломки магматических пород более ранних фаз

внедрения. Породы жерла и корневой части взрывной структуры характеризуются щелочным и умеренно-щелочным составом с преобладанием К над Na ($K_2O/Na_2O = 1.1-10.2$, а иногда и более) (за исключением горнблендитов, в которых преобладает Na). Те и другие, за редким исключением, обогащены Cl, содержание которого в горнблендитах достигает 0.77 масс. %. Всем этим породам свойственно переменное, но в целом высокое содержание Fe, Ti (до 4.06 мас. % TiO_2) и P (до 2.82 мас. % P_2O_5), постоянное наличие Cl (десять доли масс. %) в слюдах, амфиболах и в F-апатите, небольшого количества Ba в калиевом и кали-натровом полевых шпатах, а также присутствие богатого или обогащенного Mn и бедного Mg ильменита и F-содержащего титанита.

Аномально высокое для магматических пород содержание Fe и Mn в ФОП и обогащение их Au, Pt и Pd наводит на мысль о возможном участии в образовании магматических расплавов субдукционированной в раннем мелу части триасовых металлоносных осадков, являющихся продуктами размыва латеритной апоофиолитовой коры выветривания островов [10]. Их метаморфизованные аналоги (марганцевосиликатные и кремнисто-родохрозитовые породы, оловоносные – до 0.65 мас. % SnO_2 – силикатно-магнетитовые руды, а также яшмы) широко распространены в меланжевом комплексе Таухинского террейна [8, 14, 15]. В пользу предположения об участии металлоносных осадков в образовании расплавов свидетельствуют также высокое содержание Sn (16.6 г/т, по данным ИСП МС метода) в ФОП и присутствие в карбонатитоподобных породах оловоносных, обогащенных Mn (до 3.00 мас. % MnO) клинопироксен-магнетитовых обособлений инъекционно-магматического происхождения, в которых Sn сосредоточено в магнетите (до 0.85 мас. % SnO_2).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, имеются основания полагать, что ФОП Таухинского террейна являются составной частью сложного магматического комплекса. Породы этого комплекса, выполняющие, предположительно, дайки и жерло взрывной структуры, ассоциируют с флюидолитами диатремы и отличаются от магматических образований Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-интрузивного пояса и Хасано-Амурского ареала высокой железистостью, титанистостью и другими особенностями. Они сформировались в результате внедрения в верхние слои литосферы магматического материала с высокой долей флюидной составляющей, основными компонентами которой, судя по минералогическим данным, являлись H_2O , Cl, F и S. Воз-

раст ФОП (палеоцен) соответствует времени завершения формирования Восточно-Сихотэ-Алинского вулcano-плутонического пояса (маастрихт) в условиях субдукционного геодинамического режима и начала тектонических процессов, приведших в конечном итоге к раскрытию Японского моря. Последние протекали в режиме трансформной континентальной окраины [2]. С этим геотектоническим режимом связывают образование в Сихотэ-Алине рифтогенных впадин субширотного и северо-западного простирания и продуктов кислого, бимодального и высокоглиноземистого базальтового вулканизма Хасано-Амурского ареала (конец палеоцена–миоцен). Присутствие ФОП, лампрофиров и флюидолитов на Мокрушинской площади открывает возможности их обнаружения на других площадях Ольгинского рудного района, а также в других рудных районах Сихотэ-Алиня. ФОП, лампрофиры и флюидолиты Мокрушинской площади заслуживают особого внимания, так как с такими геологическими образованиями в Сихотэ-Алине могут быть связаны коренные и россыпные проявления благородных металлов. Нельзя полностью исключать и возможности присутствия алмазов, так как во многих отношениях эти породы обнаруживают определенное сходство с алмазоносными лампроитами, лампрофирами и флюидолитами.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 12-05-00396-а) и Президиума ДВО РАН (проект № 12-1-П27-03).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. 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. 44 с.
2. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
3. Голубева И.И. Флюидизаты как особый класс магматических образований. Новые идеи в науках о Земле. М., 1997. 100 с.
4. Еременко А.В., Ненахов В.М. Геология и геодинамическая модель формирования трубок взрыва Архангельской алмазоносной провинции // Вестн. Воронеж. госун-та. Геология. 2002. № 1. С. 36–42.
5. Казак А.П., Якобсон К.Э. Инъекционные туффзиты – новый класс горных пород // Региональная геология и металлогения. 1997. № 6. С. 168–169.
6. Казак А.П., Якобсон К.Э. Инъекционные туффзиты Золотицкого кимберлитового поля // Очерки по геологии и полезным ископаемым Архангельской области. Архангельск, 2000. С. 103–114.
7. Казаченко В.Т., Мирошниченко Н.В., Первозникова Е.В. и др. Приморье – новый перспективный регион России с

- золото-палладий-платиновым оруденением нетрадиционного типа // Докл. РАН. 2009. Т. 425, № 5. С. 651–655.
8. 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.
 9. Казаченко В.Т., Лаврик С.Н., Перевозникова Е.В. и др. Первая находка флогопит-оливиновых пород (лампроитов) в Таухинском террейне Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2012. Т. 445, № 3. С. 303–307.
 10. Казаченко В.Т., Перевозникова Е.В., Лаврик С.Н. и др. Роль офиолитов в металлогении Сихотэ-Алиня // Докл. РАН. 2012. Т. 444, № 4. С. 412–416.
 11. Каминский Ф.В., Белоусова Е.А. Манганоильменит как минерал-спутник алмаза в кимберлитах // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1560–1570.
 12. Макеев Б.А. Минеральные ассоциации и индикаторы рудоносного Пижемского титанового и Ичтьюского алмазоносного месторождений Среднего Тиммана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Казань, 2012. 24 с.
 13. Махлаев Л.В., Голубева И.И. Флюидизаты требуют внимания // Природа. 2001. № 9. С. 59–68.
 14. Мирошниченко Н.В., Перевозникова Е.В. Интерметаллическое соединение Ni_3Au и твердые растворы золота и никеля в метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2010. Т. 4, № 1. С. 60–66.
 15. Перевозникова Е.В., Мирошниченко Н.В. Таусонит и фтор-глиноземистый титанит в метаморфизованных металлоносных осадках триасовой кремневой формации Сихотэ-Алиня // Тихоокеан. геология. 2009. Т. 28, № 3. С. 101–105.
 16. Рыбальченко А.М., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др. О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Докл. РАН. 1997. Т. 353, № 1. С. 90–93.
 17. Сафонов О.Г. Модели эволюции глубинных щелочных жидкостей: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. Москва, 2007. 47 с.
 18. Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 12. С. 1588–1606.
 19. 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.
 20. Якобсон К.Э., Казак А.П., Толмачева Е.В. и др. Флюидно-эксплозивные образования в осадочных комплексах. СПб., 2008. 38 с.
 21. Exley R.A., Smith J.V. The role of apatite in mantle enrichment processes and in the petrogenesis of some alkali basalt suites // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1982. V. 46. Pp. 1375–1384.
 22. 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*. 1989. V. 2. Kimberlites and related rocks. P. 966–989.
 23. Mitchell R.H., Bergman S.C. *Petrology of lamproites*. New York: N.V. Plenum Press, 1991.
 24. Nekrasov I.Ya., Lennikov A.M., Zalishchak B.L. et al. Compositional variations in platinum-group minerals and gold, Konder alkaline-ultrabasic massif, Aldan Shield, Russia // *Can. Mineral*. 2005. N 43. P. 637–654.
 25. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Apatite in the mantle: implications for metasomatic processes and high heat production in Phanerozoic mantle // *Lithos*. 2000. V. 53. P. 217–232.
 26. Smith J.V., Delaney J.S., Hervig R.L. et al. Storage of F and Cl in the upper mantle: geochemical implications // *Lithos*. 1981. V. 14. P. 133–147.

Рекомендована к печати Н.А. Горячевым

V.T. Kazachenko, A.I. Khanchuk, S.N. Lavrik, E.V. Perevoznikova

Phlogopite-olivine rocks of Taukha terrane (Southeastern Sikhote-Alin)

Paleocene ultraferrum and Mn-rich phlogopite-olivine rocks of Taukha terrane belong to the alkaline ultrabasic rocks of a potassium series. Olivine is represented by hortonolite, and phlogopite is enriched in Cl. Phlogopite-olivine rocks contain titanomagnetite, Mn-rich ilmenite, Zn-rich pleionast, apatite, and zircon. Epigenetic serpentine, talc, carbonates, magnetite, breithauptite, niccolite, hedleyite, cobaltite, zuzoite, auricupride, cuproauride, palladium gold, and other minerals are also found. Phlogopite-olivine rocks are probably a component part of the magmatic complex, earlier unknown in Sikhote-Alin, whose rocks are associated with fluodolites of a large diatreme. There is every reason to believe that they have resulted from the injection of magmatic material into the lithosphere upper layers. The magmatic material has a high portion of a fluid component whose main constituents were H_2O , Cl, F, and S. From the specific features of formation, sharp predominant abundance of K over Na, and the enrichment by some incompatible elements (Sn, Ta, Nb, Zr), phlogopite-olivine rocks are more similar to lamproite, but differ from them by high Fe, Mn, Au, Pt, Pd content and olivine composition. Manifestation of such magmatism in the Taukha terrane evidences that the subduction regime was changed into the transform margin one.

Key words: phlogopite-olivine rocks, fluodolites, noble metals, Taukha terrane, Sikhote-Alin.